



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

HALINE JOSEFA ARAUJO DA SILVA

**INFLUÊNCIA DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA EVAPOTRANSPIRAÇÃO
DE REFERÊNCIA EM ECOSISTEMAS TROPICAIS DE MATO GROSSO, BRASIL**

**CUIABÁ - MT
2025**

HALINE JOSEFA ARAUJO DA SILVA

**INFLUÊNCIA DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA EVAPOTRANSPIRAÇÃO
DE REFERÊNCIA EM ECOSISTEMAS TROPICAIS DE MATO GROSSO, BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Física Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Leone Francisco de Amorim Curado

**CUIABÁ-MT
2025**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

S586i Silva, Haline Josefa Araujo da.

Influência dos aerossóis atmosféricos na evapotranspiração de referência em ecossistemas tropicais de Mato Grosso, Brasil [recurso eletrônico] / Haline Josefa Araujo da Silva. -- Dados eletrônicos (1 arquivo : 85 f., il. color., pdf). -- 2025.

Orientador: Leone Francisco Amorim Curado.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2025.

Modo de acesso: World Wide Web: <https://ri.ufmt.br>.

Inclui bibliografia.

1. ecossistemas tropicais. 2. aerossóis. 3. evapotranspiração. I. Curado, Leone Francisco Amorim, *orientador*. II. Título.

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

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



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
PRÓ-REITORIA DE ENSINO DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM [NOME DO PPG]

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: INFLUÊNCIA DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA EM ECOSISTEMAS TROPICAIS DE MATO GROSSO, BRASIL

AUTORA: DOUTORANDA HALINE JOSEFA ARAUJO DA SILVA

Tese defendida e aprovada em **12 de agosto de 2025**.

COMPOSIÇÃO DA BANCA EXAMINADORA

1. PROF. DR. LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO [Presidente Banca / **Orientador**]

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO

2. PROF. DR. RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS [Examinador Interno]

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

3. PROFA. DRA. DANIELA DE OLIVEIRA MAIONCHI [Examinadora Interna]

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO

4. PROFA. DRA. JULIANE KAYSE ALBUQUERQUE DA SILVA QUERINO [Examinadora Externa]

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS

5. PROF. DR. CARLOS ALEXANDRE SANTOS QUERINO [Examinador Externo]

INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS

CUIABÁ, 12/08/2025.



Documento assinado eletronicamente por **MARCELO SACARDI BIUDES**, **Coordenador(a) de Programas de Pós-Graduação em Física Ambiental - IF/UFMT**, em 20/08/2025, às 19:17, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Rafael da Silva Palácios**, **Usuário Externo**, em 20/08/2025, às 20:54, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **DANIELA DE OLIVEIRA MAIONCHI**, **Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 21/08/2025, às 09:08, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO**, **Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 21/08/2025, às 09:09, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Carlos Alexandre Santos Querino**, **Usuário Externo**, em 22/08/2025, às 10:37, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Juliane Kayse Albuquerque da Silva Querino**, **Usuário Externo**, em 25/08/2025, às 08:57, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufmt.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **8295840** e o código CRC **B7A713E4**.

RESUMO

Os aerossóis atmosféricos afetam o balanço de energia da Terra ao espalharem e absorverem radiação solar, reduzindo a radiação direta, aumentando a difusa e alterando o aquecimento atmosférico. Em ecossistemas tropicais, essas mudanças impactam diretamente a evapotranspiração de referência (ET_0), mas seus efeitos ainda são pouco compreendidos devido à complexidade das interações entre clima, propriedades das partículas e vegetação local. Este trabalho é resultado da integração de dois estudos independentes realizadas em biomas tropicais distintos do estado de Mato Grosso. O objetivo deste trabalho foi avaliar a influência dos aerossóis atmosféricos sobre a evapotranspiração de referência em ecossistemas tropicais de Mato Grosso. No Cerrado, a análise foi baseada em dados contínuos de profundidade óptica do aerossol (AOD), obtidos por meio de fotômetros solares da rede AERONET (Aerosol Robotic Network), enquanto no Pantanal foram utilizadas medições in situ de Black Carbon (BC), obtidas durante uma campanha de monitoramento atmosférico. A Evapotranspiração de Referência foi estimada pelo método de Penman-Monteith. No Cerrado, observou-se que os aerossóis exercem maior influência durante a estação seca, com correlações positivas entre AOD e temperatura, e negativas entre AOD e radiação global. A relação entre AOD e ET_0 variou sazonal e interanualmente, com concentrações elevadas de aerossóis associadas à redução da ET_0 em certos períodos. No Pantanal, observou-se forte sazonalidade nas concentrações de BC, com valores mais altos durante a estação seca, associados ao aumento dos focos de queimadas e à redução das chuvas. Os menores valores de ET_0 foram registrados em dias com alta concentração de BC e baixos valores de albedo de espalhamento simples (ω_0), especialmente nas horas centrais do dia, indicando redução da radiação solar incidente pela absorção dos aerossóis. Em contrapartida, os maiores valores de ET_0 foram observados em dias com baixos níveis de BC e ω_0 elevados, sugerindo que a maior fração de radiação difusa favoreceu a penetração da luz no dossel vegetal, intensificando a fotossíntese e os fluxos de evapotranspiração. A correlação entre BC e ET_0 também variou entre os anos e estações, sendo predominantemente negativa em 2017 e positiva em 2018, refletindo a influência conjunta da carga de aerossóis, de suas propriedades ópticas e da dinâmica da vegetação.

Palavras-chave: ecossistemas tropicais; aerossóis; evapotranspiração.

ABSTRACT

Atmospheric aerosols exert significant effects on Earth's energy balance by interacting with solar radiation, modifying the quantity and quality of energy reaching the surface. In tropical ecosystems, characterized by high solar radiation, pronounced water seasonality, and intense biogenic and anthropogenic activity, these changes directly impact reference evapotranspiration (ET_0), a key component of the hydrological cycle, plant productivity, and water management. However, the effects of aerosols on ET_0 in tropical regions are still poorly understood, particularly due to the complex interactions between atmospheric variables, particle optical properties, and local vegetation characteristics. This work is the result of the integration of two independent studies conducted in distinct tropical biomes in the state of Mato Grosso. In the Cerrado, the analysis was based on continuous aerosol optical depth (AOD) data obtained from sunphotometers in the Aerosol Robotic Network (AERONET), while in the Pantanal, in situ Black Carbon (BC) ratios obtained during an atmospheric monitoring campaign were used. Reference Evapotranspiration was estimated using the Penman-Monteith method. The study aimed to evaluate the influence of atmospheric aerosols on reference evapotranspiration in tropical ecosystems of Mato Grosso. In the Cerrado, aerosols exert a greater influence during the dry season, with positive correlations between AOD and temperature and negative correlations between AOD and global radiation. The relationship between AOD and ET_0 varies across seasons and annually, with elevated aerosol concentrations associated with reduced ET_0 during certain periods. In the Pantanal, BC concentrations exhibited strong seasonality, with higher values during the dry season, associated with increased fires and reduced rainfall. The lowest ET_0 values were recorded on days with high BC concentrations and low single propagation albedo (ω_0) values, especially in the central hours of the day, reducing the reduction in incident solar radiation due to aerosol absorption. Conversely, the highest ET_0 values were observed on days with low BC levels and high ω_0 , demonstrating that a greater fraction of diffuse radiation favored light penetration into the plant canopy, intensifying photosynthesis and evapotranspiration fluxes. The transparency between BC and ET_0 also varied between years and seasons, being predominantly negative in 2017 and positive in 2018, reflecting the combined influence of aerosol load, its optical properties, and urbanization dynamics.

Keywords: tropical ecosystems; aerosols; evapotranspiration.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO GERAL	13
1.1 Objetivo Geral	14
1.2 Objetivos Específicos	14
1.3 Hipótese	15
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
2.1 Biomas Cerrado e Pantanal	16
2.2 Bioma Cerrado	16
2.3 Bioma Pantanal	17
2.4 Aerossóis atmosféricos	18
2.5 Distribuição de Tamanho, Estrutura e Transformações Físico-Químicas	20
2.6 Composição Química e Higroscopicidade	21
2.7 Black Carbon	21
2.8 propriedades ópticas dos aerossóis	23
2.9 Evapotranspiração	26
2.10 Aerossóis e Evapotranspiração	28
3 ARTIGO 01: IMPACTOS SAZONAIS DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NO CERRADO MATO-GROSSENSE	31
3.1 Introdução	32
3.2 Material e Métodos	33
3.2.1 Área de Estudo	33
3.2.2 Medições de AOD	34
3.2.3 Estimativa da Evapotranspiração de Referência	35
3.2.4 Análises Estatísticas	36
3.3 Resultados e Discussão	36
3.3.1 Correlação entre AOD, ET_0 e Parâmetros Meteorológicos	45
3.4 Conclusão	53
4 ARTIGO 02: INTERAÇÕES ENTRE AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NO PANTANAL MATO-GROSSENSE	54
4.1 Introdução	55
4.2 Material e Métodos	57
4.2.1 Área de Estudo	57
4.2.2 Medições de Black Carbon (BC)	58
4.2.3 Estimativa do Albedo de Espalhamento Simples (ω_0)	58
4.2.4 Dados Meteorológicos e Estimativa da Evapotranspiração de Referência (ET_0)	59

4.2.5 Análises estatísticas	59
4.3 Resultados e Discussão	60
4.3.1 Análise Horária das Variáveis Meteorológicas e de Aerossóis	60
4.3.1 Análise do Ciclo Diurno da Evapotranspiração de Referência	67
4.3.2 Correlações entre as variáveis meteorológicas e aerossóis	69
4.4 Conclusão	74
5 CONCLUSÃO GERAL	76
6 REFERÊNCIAS	77
APÊNDICE A	84

1 INTRODUÇÃO GERAL

Os ecossistemas tropicais, como o Cerrado e o Pantanal, caracterizam-se por elevada biodiversidade e por desempenharem funções ecológicas fundamentais para a manutenção dos ciclos biogeoquímicos e da estabilidade climática. Estima-se que esses ambientes abrigam mais de 75% de todas as espécies conhecidas de fauna e flora, representando importantes hotspots de diversidade biológica (Barlow et al., 2018).

Além de seu valor intrínseco, esses ecossistemas fornecem uma ampla gama de serviços ecossistêmicos, dos quais milhões de pessoas dependem diretamente, incluindo provisão de alimentos, regulação climática, controle hidrológico e conservação do solo (Bawa; Kress; Nadkarni, [S.d.]). Exercem também um papel estratégico na regulação do clima global, influenciando os regimes de temperatura e precipitação e atuando na modulação dos fluxos de energia na superfície terrestre (Biudes et al., 2022).

Nas últimas décadas, entretanto, os ecossistemas tropicais têm sofrido rápidas e profundas transformações em decorrência de pressões antrópicas. Tais impactos decorrem tanto de ações locais como o desmatamento, o extrativismo predatório e os incêndios florestais quanto de processos de escala global, como as mudanças climáticas. Esses fatores têm contribuído para a degradação acelerada dos serviços ecossistêmicos, comprometendo a resiliência ecológica e a sustentabilidade desses ambientes (Estupinan-Suarez et al., 2021).

Nesse contexto, um dos fatores climáticos com forte influência sobre os processos de superfície e sobre a integridade dos ecossistemas tropicais é a presença de aerossóis atmosféricos, partículas sólidas ou líquidas em suspensão, originadas tanto por fontes naturais quanto antrópicas. A poluição por aerossóis tem se intensificado globalmente, alterando os fluxos radiativos e interferindo no balanço energético da atmosfera. Além de sua contribuição direta para o espalhamento e absorção da radiação, os aerossóis também afetam indiretamente a formação e vida útil das nuvens, atuando como núcleos de condensação ou de nucleação de gelo. Essas interações complexas fazem dos aerossóis o principal componente de incerteza nas estimativas atuais de sensibilidade climática e nas projeções de mudanças climáticas (Wang et al., 2022b; Zhang et al., 2024; Zhao et al., 2017).

Além de serem impactados por fatores atmosféricos externos, como os aerossóis, os ecossistemas tropicais também desempenham um papel ativo na regulação do clima, por meio de processos biofísicos fundamentais. Entre eles, destaca-se a evapotranspiração, responsável por devolver à atmosfera volumes significativos de água e energia. A evapotranspiração é um elemento-chave do ciclo hidrológico e do orçamento energético da superfície terrestre,

influenciando a reciclagem da precipitação e a manutenção da umidade regional, especialmente na América do Sul, onde até 25% da precipitação na bacia do prata provém da evapotranspiração originada na Amazônia (D'Acunha et al., 2024; Ramarao et al., 2023).

Estudos recentes sugerem que os aerossóis podem modificar a evapotranspiração ao reduzir a radiação solar incidente na superfície, diminuindo a disponibilidade energética para os fluxos evaporativos (Murthy et al., 2014; Ramarao et al., 2023). Por outro lado, há evidências de que a difusão da radiação provocada pelos aerossóis pode favorecer a fotossíntese e, conseqüentemente, a transpiração vegetal sobretudo sob condições de céu parcialmente nublado (Feng; Chen; Zhao, 2020; Zhou et al., 2021). Essas interações geram respostas ambíguas na evapotranspiração, que variam conforme o tipo de aerossol, a densidade da vegetação, as características atmosféricas e a sazonalidade, o que dificulta a compreensão de seus efeitos reais sobre os processos de superfície (Zhou et al., 2021).

Dentre as diferentes formas de estimar a evapotranspiração, destaca-se a evapotranspiração de referência (ET_0), definida como a taxa de evapotranspiração de uma superfície hipotética de gramínea bem irrigada, sob condições atmosféricas ideais. Por se tratar de uma medida padronizada da demanda evaporativa da atmosfera, a ET_0 permite comparações consistentes entre diferentes regiões e cenários climáticos (Bjarke; Barsugli; Livneh, 2023). Sua aplicação é amplamente reconhecida em modelos hidrológicos e climáticos, bem como em práticas de planejamento agrícola, manejo da irrigação e zoneamento agroclimático (Valle Júnior et al., 2021). Nesse contexto, compreender como os aerossóis atmosféricos influenciam a ET_0 torna-se essencial para a gestão sustentável dos recursos naturais.

1.1 Objetivo Geral

Avaliar a influência dos aerossóis atmosféricos sobre a evapotranspiração de referência em ecossistemas tropicais de Mato Grosso, considerando a profundidade óptica do aerossol (AOD) no Cerrado e a concentração de Black Carbon (BC) no Pantanal.

1.2 Objetivos Específicos

- i. Determinar a relação entre a profundidade óptica do aerossol (AOD) e a evapotranspiração de referência (ET_0) no Cerrado Mato-Grossense.

- ii. Determinar a influência do Black Carbon (BC) na evapotranspiração de referência (ET_0) no Pantanal Mato-Grossense.

1.2 Hipótese

A Hipótese central deste estudo é que o aumento nas concentrações de aerossóis, especialmente os de caráter absorvedor, reduz a radiação solar disponível na superfície, resultando em menores taxas de evapotranspiração de referência (ET_0).

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Biomas Cerrado e Pantanal

O Cerrado e o Pantanal são dois dos biomas mais ricos e importantes do Brasil, destacando-se por sua biodiversidade e pelas funções ecológicas que desempenham. O Cerrado é a savana tropical mais biodiversa do mundo, e o Pantanal é a maior planície alagada do planeta, ambos com flora e fauna únicas. Além de suas contribuições ambientais, esses biomas são fundamentais para a economia brasileira, fornecendo recursos naturais e serviços ecossistêmicos essenciais. Entretanto, a degradação causada pelo avanço da agricultura e pecuária ameaça sua preservação e sustentabilidade (Alho; Silva, 2012).

2.2 Bioma Cerrado

O Cerrado é o segundo maior bioma do Brasil, abrangendo aproximadamente 24% do território nacional, principalmente nas regiões Centro-Oeste, sudeste e Norte do país. Este bioma é caracterizado por uma vegetação de savana, composta por uma combinação de gramíneas, arbustos e árvores de porte médio com troncos retorcidos e cascas espessas, adaptadas a um regime de fogo periódico e a solos ácidos e pobres em nutrientes. A sazonalidade do Cerrado é marcada por duas estações bem definidas: uma estação chuvosa (de outubro a março) e uma estação seca (de abril a setembro) (IBGE, 2023).

O Cerrado abriga uma das maiores biodiversidades do mundo, sendo considerado um hotspot global de biodiversidade. É lar de cerca de 12.000 espécies de plantas, das quais aproximadamente 4.400 são endêmicas, ou seja, encontradas apenas neste bioma. Além disso, o Cerrado abriga mais de 850 espécies de aves, 251 de mamíferos, 262 de répteis e 204 de anfíbios, além de uma imensa diversidade de insetos (Klink e Machado, 2005). Essa riqueza biológica é vital para o equilíbrio ecológico e a manutenção de serviços ambientais, como a polinização e a dispersão de sementes.

Nas últimas décadas, o Cerrado vem sofrendo com a intensificação da agricultura e pecuária, que já converteram cerca de 50% de sua área original em pastagens e áreas agrícolas, especialmente para a produção de soja e milho. O desmatamento, aliado ao uso inadequado do solo e ao uso excessivo de fertilizantes e pesticidas, tem impactado gravemente a biodiversidade e a integridade dos ecossistemas do Cerrado. Estima-se que, se o ritmo de destruição continuar,

o Cerrado poderá perder mais de 60% de sua cobertura vegetal original até 2050, comprometendo o armazenamento de carbono e a regulação do clima local (Strassburg et al., 2017).

A economia do Brasil é amplamente beneficiada pela riqueza natural do Cerrado, que impulsiona a produção agrícola e pecuária, setores estratégicos para o PIB nacional. Este bioma representa o principal polo agrícola do país, com destaque para a produção de grãos, como soja, milho e algodão, além da criação de gado. O Cerrado também é uma fonte de recursos medicinais e alimentícios nativos, como o pequi, a mangaba e o baru, que têm potencial para a economia sustentável e a geração de emprego e renda em comunidades locais. Além disso, os serviços ecossistêmicos prestados pelo Cerrado, como a regulação do ciclo hídrico, são essenciais para o abastecimento de água e para a manutenção de outros biomas vizinhos, como o Pantanal e a Amazônia (Klink; Machado, 2005) .

2.3 Bioma Pantanal

O Pantanal é a maior planície alagável do mundo, ocupando aproximadamente 150.000 km², sendo 80% de sua área localizada no Brasil, principalmente nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Este bioma é caracterizado por uma vegetação variada, que inclui áreas de floresta, savana, cerrado e campos alagáveis. A dinâmica ecológica do Pantanal é fortemente influenciada por seu ciclo hidrológico sazonal, com uma estação de cheia (de dezembro a abril) e uma estação de seca (de maio a novembro), o que define a disponibilidade de recursos e o comportamento das espécies que habitam o bioma (Alho; Sabino, 2011)

O Pantanal é um dos ecossistemas mais ricos em biodiversidade do planeta, sendo reconhecido pela UNESCO como Reserva da Biosfera. O bioma abriga mais de 4.700 espécies conhecidas de plantas e animais, incluindo espécies ameaçadas, como a onça-pintada, o cervo-do-pantanal e o tuiuiú, símbolo do Pantanal. A abundância de aves, peixes e répteis torna o Pantanal um local de grande importância para a conservação de espécies migratórias e endêmicas. O sistema aquático é fundamental para a manutenção dessa biodiversidade, permitindo a reprodução e alimentação de várias espécies durante o período de cheia (Harris et al., 2005).

Assim como o Cerrado, o Pantanal enfrenta pressões significativas, incluindo desmatamento, queimadas, poluição hídrica e mudanças climáticas. A expansão da agropecuária nas áreas altas que cercam o Pantanal tem causado a erosão do solo e o

assoreamento dos rios, o que compromete o ciclo de cheias e o equilíbrio ecológico do bioma. Além disso, as queimadas frequentes, muitas vezes provocadas para a renovação de pastagens, têm causado devastação, especialmente em 2020, quando cerca de 30% do Pantanal foi destruído pelo fogo. As alterações climáticas também representam uma ameaça para o Pantanal, com a previsão de secas mais intensas e prolongadas, que podem afetar os ciclos de inundação e a biodiversidade local (Silva et al., 2020).

O Pantanal tem um papel econômico significativo para o Brasil, especialmente através do ecoturismo e da pesca. O ecoturismo, centrado na observação de animais e na paisagem única do bioma, atrai turistas de todo o mundo, gerando receita para as comunidades locais e promovendo a conservação ambiental. A pesca, tanto comercial quanto esportiva, também é uma atividade econômica importante e contribui para a subsistência de milhares de famílias que dependem dos recursos naturais do Pantanal. Além disso, o Pantanal presta serviços ambientais essenciais, como a regulação do clima e o armazenamento de carbono, contribuindo para a estabilidade climática regional e global.

Os biomas Cerrado e Pantanal são ecossistemas únicos e vitais para a biodiversidade, o clima e a economia brasileira. Ambos enfrentam graves ameaças ambientais devido à expansão agropecuária, ao desmatamento e às mudanças climáticas, que comprometem sua sustentabilidade a longo prazo. A preservação desses biomas é fundamental, não apenas para a manutenção da biodiversidade, mas também para a economia e a saúde ambiental do Brasil. Estratégias de conservação e uso sustentável são essenciais para garantir que esses biomas continuem a fornecer benefícios ecológicos e econômicos para as gerações futuras (Alho; Silva, 2012; Klink; Machado, 2005).

2.4 Aerossóis atmosféricos

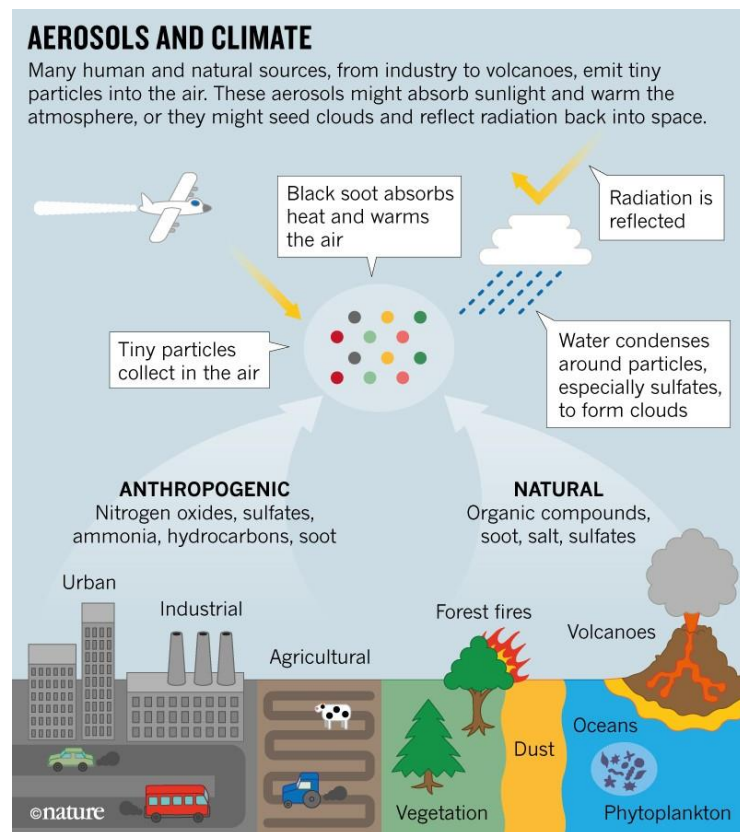
Aerossóis atmosféricos são partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera, com diâmetros variando de alguns nanômetros até cerca de 100 micrômetros (SEINFELD e PANDIS, 2006). Essas partículas têm papel central em diversos processos atmosféricos e climáticos, sendo amplamente reconhecidas por sua capacidade de interagir com a radiação solar, influenciar a formação e evolução de nuvens, modificar a composição atmosférica e afetar a qualidade do ar. Os aerossóis podem ser classificados quanto à origem em naturais e antropogênicos, e quanto ao processo de formação em primários e secundários (Li et al., 2025).

Fontes naturais incluem poeira mineral proveniente da ressuspensão de solos, partículas de sal marinho emitidas a partir da quebra de ondas oceânicas, materiais orgânicos liberados

por vegetação (como COVs – compostos orgânicos voláteis), além de emissões vulcânicas e partículas biológicas como esporos, microrganismos e pólen. Por outro lado, os aerossóis antropogênicos são emitidos por atividades humanas, como a queima de combustíveis fósseis, incêndios florestais, queimadas agrícolas, emissões industriais e de veículos automotores (Figura 1) (Bridhikitti; Sawangproh; Nakayama, 2025).

Aerossóis primários são emitidos diretamente para a atmosfera a partir de fontes naturais ou antrópicas. Entre os principais exemplos estão: partículas de poeira mineral levantadas por ventos, fuligem gerada pela queima incompleta de combustíveis fósseis e biomassa, cinzas vulcânicas, cristais de sal marinho provenientes do spray oceânico, além de partículas biológicas como pólen e esporos. Os aerossóis secundários se formam na atmosfera por meio da conversão de gases traços em partículas, através de processos físico-químicos atmosféricos como a oxidação de gases precursores (ex.: SO_2 , NO_x , compostos orgânicos voláteis) e subsequente condensação ou nucleação. Os principais aerossóis secundários incluem os sulfatos, nitratos e aerossóis orgânicos secundários (SOA), frequentemente associados à poluição urbana e à atividade industrial (Liu et al., 2022).

Figura 1 - Esquema ilustrativo das principais fontes e efeitos climáticos dos aerossóis atmosféricos.

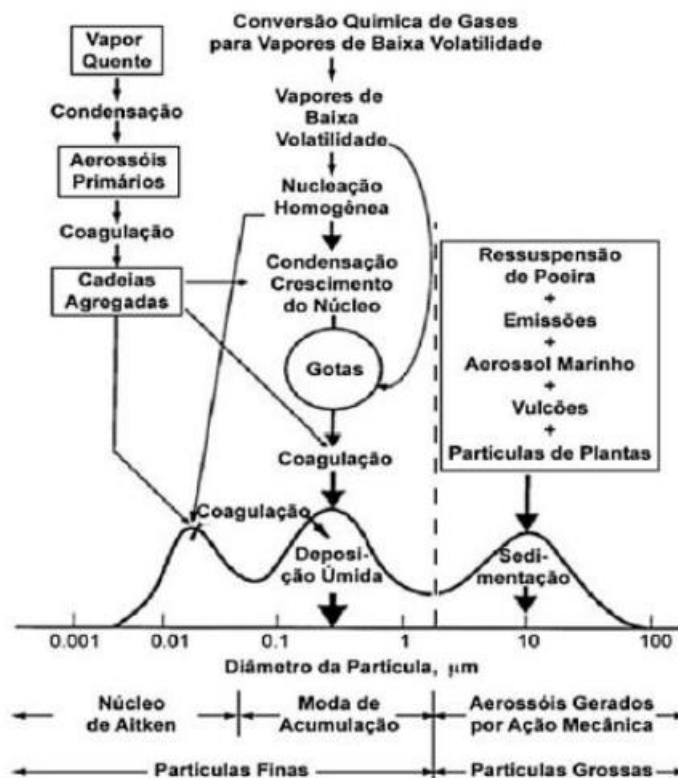


Fonte: (Penner, 2019)

2.5 Distribuição de Tamanho, Estrutura e Transformações Físico-Químicas

Os aerossóis presentes na atmosfera podem ser categorizados conforme o diâmetro de suas partículas (D_p), que varia desde poucos nanômetros até dezenas de micrômetros (Figura 2). Partículas com diâmetros superiores a $2,5 \mu\text{m}$ são denominadas partículas grossas ou de moda grossa, e incluem, por exemplo, poeira do solo, materiais de origem biológica e aerossóis marinhos. Por outro lado, partículas com diâmetro inferior a $2,5 \mu\text{m}$ são classificadas como partículas finas ou de moda fina, representando geralmente a maior proporção do total de partículas atmosféricas. As partículas finas podem ser ainda subdivididas em três categorias: moda de nucleação (com diâmetro inferior a $0,01 \mu\text{m}$), moda de Aitken (entre $0,01$ e $0,1 \mu\text{m}$) e moda de acumulação (entre $0,1$ e $2,0 \mu\text{m}$) (SEINFELD; PANDIS, 2016).

Figura 2- características das partículas atmosféricas de acordo com o seu tamanho



Fonte: (Alves, 2005)

Uma vez emitidas na atmosfera, essas partículas sofrem interações entre si e com o meio ambiente por meio de diversos processos físico-químicos, como evaporação e condensação de vapores, coagulação com outras partículas, ativação para formação de gotículas de nuvem e reações químicas. Esses mecanismos podem modificar tanto o tamanho quanto a composição

das partículas, além de influenciar suas propriedades ópticas e o processo de formação de nuvens (Alves, 2005).

O tempo de permanência dos aerossóis na atmosfera é condicionado pelo tamanho das partículas e pelas condições atmosféricas. As partículas do modo grosso tendem a permanecer na atmosfera por períodos curtos, ou seja, de algumas horas a poucos dias. Já as partículas finas podem manter-se em suspensão por períodos que variam de 4 a 14 dias.

A remoção das partículas da atmosfera ocorre por meio de deposição seca ou úmida. A deposição seca pode ocorrer por sedimentação gravitacional ou por difusão turbulenta. Já a deposição úmida envolve a incorporação das partículas em nuvens ou sua remoção via precipitação

2.6 Composição Química e Higroscopicidade

Os aerossóis atmosféricos são compostos por uma variedade de substâncias químicas, que incluem sais inorgânicos (como sulfatos, nitratos e amônio), partículas minerais (Al, Si, Ca, Fe), metais pesados (Pb, Cu, Zn), carbono elementar e orgânico, além de água adsorvida. A composição química é um fator determinante para as propriedades higroscópicas (afinidade com a água), que influenciam a capacidade das partículas de crescer em ambientes úmidos e atuar como CCNs (Alves; Pio, 2005).

Aerossóis orgânicos oxigenados (OOA), derivados da oxidação atmosférica de compostos orgânicos voláteis, podem ser classificados em frações altamente oxidadas (de baixa volatilidade) e frações semivoláteis (menos envelhecidas), com diferentes implicações para a absorção de luz e a formação de novas partículas. A relação entre oxigênio e carbono (O:C) é frequentemente usada como indicador do grau de envelhecimento dessas partículas, sendo que maiores valores de O:C indicam partículas mais oxidadas e higroscópicas. Esse comportamento influencia a capacidade dos aerossóis de participar da formação de nuvens e de modificar os fluxos radiativos (Panda et al., 2025; Zhang et al., 2007).

2.7 Black Carbon

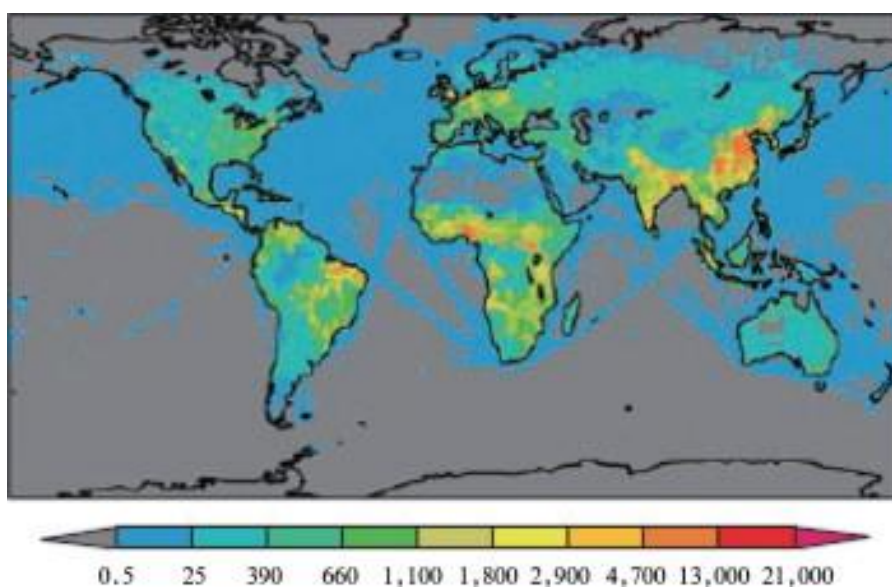
O Black Carbon (BC) é um componente atmosférico particulado produzido pela combustão incompleta de materiais ricos em hidrocarbonetos, como combustíveis fósseis, biomassa e biocombustíveis. Desde a Revolução Industrial, sua concentração atmosférica aumentou consideravelmente devido a fontes antropogênicas, como a queima de carvão,

petróleo, resíduos agrícolas e emissões veiculares. Estimativas globais indicam emissões anuais da ordem de 8,0 Tg C, sendo 4,6 Tg provenientes da queima de combustíveis fósseis e biomassa e 3,3 Tg da queima a céu aberto (Bond et al., 2004). Estudos posteriores estimaram que as emissões de BC triplicaram desde a década de 1950, com a transição das principais fontes emissoras da América do Norte e Europa para regiões tropicais e países em desenvolvimento do Leste Asiático (Figura 3) (Zhang; Wang, 2011) .

Apesar de representar uma fração relativamente pequena do total de aerossóis atmosféricos, o BC exerce forte influência no clima devido à sua elevada capacidade de absorver radiação solar, contribuindo para o aquecimento da atmosfera. Suas fontes podem ser naturais, como incêndios florestais e erupções vulcânicas, ou antrópicas, como a queima de combustíveis fósseis e biomassa. Conforme mostrado na Figura 3 as principais regiões emissoras de BC incluem o leste da China, oeste da Europa, América do Sul e África Central (Bond et al., 2007).

Com tempo de residência atmosférico de apenas alguns dias, o BC apresenta distribuição espacial altamente heterogênea. Seus efeitos climáticos ocorrem por três mecanismos principais: (i) absorção direta da radiação solar, alterando o balanço energético; (ii) atuação como núcleo de condensação ou de nucleação de gelo, modificando a microfísica das nuvens e sua vida útil (efeito indireto); e (iii) absorção de radiação no interior das nuvens, promovendo seu aquecimento e subsequente dissipação (efeito semidireto) (Zhang; Wang, 2011)

Figura 3- Distribuição global da intensidade de emissão de aerossóis de BC (unidade: t por ano).



Fonte: (Bond et al., 2007)

2.8 Propriedades ópticas dos aerossóis

A interação entre a radiação eletromagnética e os constituintes atmosféricos, como gases e partículas, ocorre principalmente por meio dos processos de absorção e espalhamento. Esses mecanismos físicos são fundamentais para a modulação da radiação solar e terrestre na atmosfera, contribuindo significativamente para sua extinção. O espalhamento ocorre quando um feixe de luz interage com moléculas ou partículas em suspensão, que irradiam a energia recebida em múltiplas direções. Esse fenômeno é quantificado pelo coeficiente de espalhamento (σ_{esp}). Já a absorção refere-se à conversão de parte da radiação incidente em energia térmica pelas partículas ou gases presentes, sendo caracterizada pelo coeficiente de absorção (σ_{abs}). Ambos os processos envolvem a excitação de cargas elétricas induzida pela incidência dos fótons da radiação, resultando na emissão de energia em diferentes direções, conforme descrito por Seinfeld e Pandis (2006).

A intensidade do espalhamento depende, entre outros fatores, de um parâmetro físico conhecido como parâmetro de tamanho (x), que expressa a razão entre o diâmetro da partícula ($2r$) e o comprimento de onda da radiação incidente (λ), conforme descrito pela Equação 1:

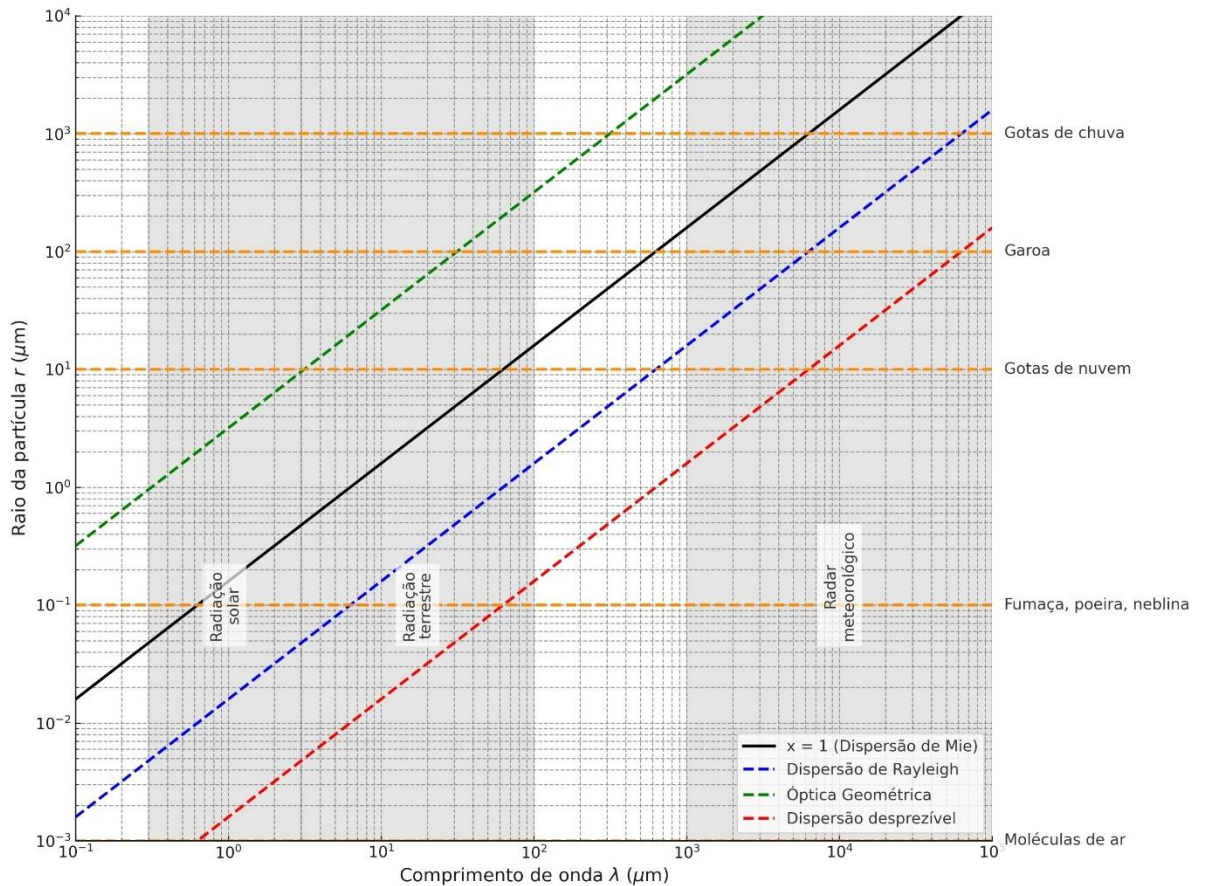
$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad \text{Equação 1}$$

A Figura 4 ilustra os diferentes regimes de espalhamento da radiação em função do valor de x . Quando $x \ll 1$, ou seja, as partículas são muito menores que o comprimento de onda incidente, o espalhamento é descrito pela teoria de Rayleigh, típico de moléculas e partículas submicrométricas. Para valores de $x \cong 1$, o espalhamento é caracterizado pela teoria de Mie, aplicável a partículas com dimensões comparáveis ao comprimento de onda. Já quando $x \gg 1$, o espalhamento segue os princípios da ótica geométrica.

A atenuação da radiação eletromagnética ao atravessar um meio atmosférico pode ser descrita pela Lei de Beer-Lambert-Bouguer, que relaciona a redução da intensidade da radiação aos processos de absorção e espalhamento. A soma desses dois efeitos define o coeficiente de extinção (σ_{ext}), conforme expressa a Equação 2:

$$\sigma_{\text{ext}} = \sigma_{\text{abs}} + \sigma_{\text{esp}} \quad \text{Equação 2}$$

Figura 4- Representação do parâmetro de tamanho x , calculado a partir do raio da partícula r e do comprimento de onda λ .



Fonte: Adaptado de Wallace; Hobbs, 2006.

Algumas propriedades dos aerossóis não dependem da quantidade de partículas presentes, mas apenas de suas características intrínsecas, sendo, por isso, classificadas como propriedades intensivas. Dentre elas, destaca-se o albedo de espalhamento simples (ω_0), uma grandeza adimensional que representa a fração da radiação extinta que é espalhada pelas partículas, conforme a Equação 3:

$$\omega_0 = \frac{\sigma_{esp}}{\sigma_{ext}} = \frac{\sigma_{esp}}{\sigma_{esp} + \sigma_{abs}} \quad \text{Equação 3}$$

O valor de ω_0 varia entre 0 e 1. Valores próximos de 1 indicam predominância de partículas espalhadoras, como os sulfatos (por exemplo, sulfato de amônio), enquanto valores

entre 0,1 e 0,6 são característicos de partículas altamente absorvedoras, como o black carbon, que contribuem significativamente para o aquecimento da atmosfera. O albedo de espalhamento simples é governado principalmente pelas composições químicas do aerossol, distribuição de tamanho e estado de mistura. A influência de espécies químicas, especialmente espécies absorventes, como carbono negro (BC), carbono marrom (BrC) e poeira mineral, no ω_0 tem sido amplamente estudada (Devi; Satheesh, 2022; Jiang et al., 2024; Tian et al., 2023).

A profundidade óptica do aerossol (AOD, do inglês *Aerosol Optical Depth*) é definida como a integral do coeficiente de extinção dos aerossóis ao longo da coluna atmosférica, ou seja, da superfície até o topo da atmosfera. Matematicamente, pode ser representada por:

$$AOD = \int_{z_0}^{z_t} \sigma_{ext}(Z) dz \quad \text{Equação 4}$$

em que $\sigma_{ext}(z)$ representa o coeficiente de extinção dos aerossóis, que varia com a altura z , e dz corresponde a um elemento infinitesimal na direção vertical. Essa grandeza quantifica a fração da radiação solar extinta, por absorção e espalhamento, pelas partículas em suspensão na atmosfera, sendo amplamente utilizada como indicador da carga de aerossóis e do grau de turbidez atmosférica (PETTY, 2006).

Atualmente, existem duas abordagens principais para a obtenção de dados de AOD. A primeira é baseada em sensoriamento remoto por satélite, técnica desenvolvida desde a década de 1970, que permite extrair distribuições espaciais de aerossóis a partir de canais no espectro visível. Entre os sensores utilizados destacam-se: o TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*), inicialmente projetado para mapear ozônio, mas também utilizado para estimativas de AOD; o MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), sensor a bordo dos satélites Terra e Aqua, amplamente utilizado para a obtenção de dados globais de AOD; o MISR (*Multi-angle Imaging SpectroRadiometer*), sensor que capta imagens da Terra em múltiplos ângulos, contribuindo para uma melhor estimativa da altura e distribuição dos aerossóis; e o GACP-AVHRR (*Global Aerosol Climatology Project – Advanced Very High Resolution Radiometer*), projeto que emprega dados históricos do sensor AVHRR para estimativas de AOD em escala global. Esses sensores oferecem cobertura espacial ampla e contínua, com capacidade de monitoramento em tempo quase real.

A segunda abordagem corresponde às observações terrestres por sensoriamento remoto, realizadas com radiômetros solares e espectrômetros automáticos. Os radiômetros solares medem a radiação direta e difusa em diferentes comprimentos de onda, permitindo estimar

parâmetros ópticos da atmosfera, como a profundidade óptica do aerossol (AOD), por meio da atenuação da radiação solar. Já os espectrômetros automáticos analisam o espectro da radiação solar incidente com alta resolução espectral, possibilitando a identificação precisa das propriedades ópticas e microfísicas dos aerossóis, como o tamanho, a composição e a distribuição das partículas na coluna atmosférica. Entre os principais sistemas destacam-se: o AERONET (*AERosol RObotic NETwork*), rede global de fotômetros solares operada pela NASA, reconhecida pela alta acurácia na medição da AOD e outras propriedades ópticas dos aerossóis; o CSHNET (*Chinese Sun Hazemeter Network*), rede chinesa voltada ao monitoramento da turbidez atmosférica e AOD em território asiático; o AMF (*Atmospheric Radiation Measurement Mobile Facility*), instalação móvel do Departamento de Energia dos Estados Unidos equipada com instrumentos para medição da radiação e propriedades atmosféricas; e o EAST-AIRE (*East Asian Study of Tropospheric Aerosols: An International Regional Experiment*), iniciativa de observação regional voltada à caracterização dos aerossóis troposféricos na Ásia Oriental. Esses sistemas terrestres utilizam, em geral, radiômetros automáticos de varredura solar e do céu, como o modelo Cimel-318, que são resistentes às intempéries e capazes de recuperar propriedades ópticas e microfísicas integradas à coluna atmosférica, contribuindo para a observação global das características dos aerossóis (Holben et al., 1998; Zhang et al., 2020b).

2.9 Evapotranspiração

A evapotranspiração é um componente essencial do balanço hídrico da superfície terrestre, resultante da combinação dos processos de evaporação e transpiração, ambos diretamente condicionados pelo balanço energético superficial (Figura 5). A disponibilidade de energia, o tipo de cobertura do solo e a quantidade de água presente no solo são os principais fatores que regulam esse balanço e, conseqüentemente, a taxa de evapotranspiração (Valle Júnior et al., 2021). A evapotranspiração de referência (ET_0) é uma variável-chave para estimar a demanda atmosférica por água de uma cultura bem irrigada, cultivada sob condições ideais. Historicamente, sua conceituação evoluiu de abordagens baseadas em culturas específicas, como a alfafa, até a padronização atual proposta pela Organização das Nações Unidas para a Agricultura e Alimentação (FAO), que adotou uma superfície de grama hipotética como padrão. Até a década de 1990, diversos métodos tanto empíricos quanto baseados em princípios físicos foram utilizados, incluindo variações da equação de Penman. No entanto, a busca por uniformidade levou à adoção da equação de Penman–Monteith (PM), padronizada para uma

superfície de grama com altura de 0,12 m, resistência estomática de $70 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1}$ e albedo de 0,23 (Equação 5).

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)},$$

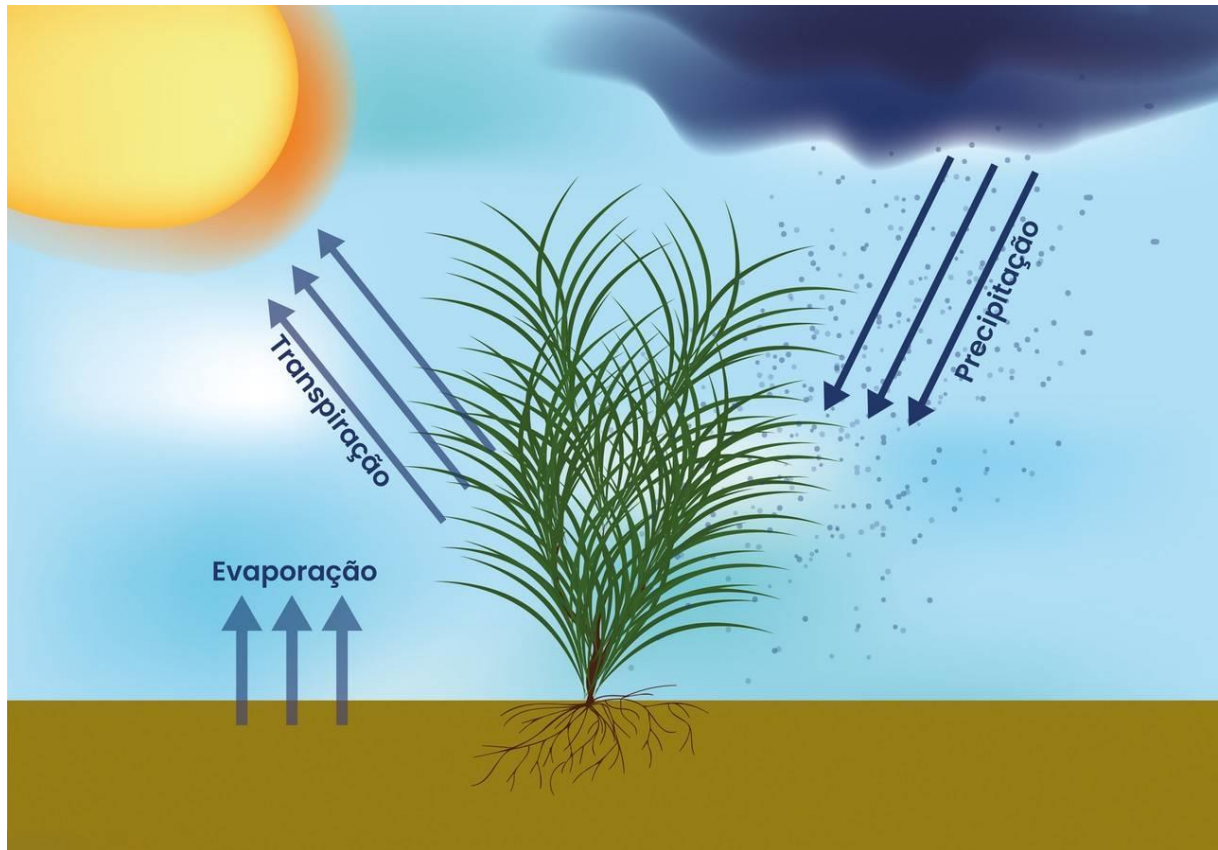
Onde a ET_0 é a evapotranspiração de referência ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$); R_n é a radiação líquida ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); G é a densidade de fluxo de calor do solo ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); T é a temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$); u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (ms^{-1}); $e_s - e_a$ é o déficit de pressão de vapor de saturação (kPa); Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

Esta equação amplamente conhecida como FAO- ET_0 , foi extensivamente validada e rapidamente aceita por pesquisadores e profissionais das áreas de engenharia, meteorologia e manejo de recursos hídricos (Allen et al., 2011). A American Society of Civil Engineers (ASCE) também incorporou a equação PM- ET_0 , adaptando-a para escalas temporais horárias e diárias. A contínua adoção do método FAO56-PM decorre de sua base física sólida e de sua aplicabilidade a distintos contextos climáticos, mesmo quando há limitações nos dados meteorológicos disponíveis (Allen, 2000; Ferreira et al., 2019; Pereira et al., 2015).

A ET_0 tem se mostrado fundamental em aplicações como o planejamento e o dimensionamento de sistemas de irrigação e drenagem, a estimativa das necessidades hídricas das culturas, a previsão de produtividade agrícola, o estudo da recarga dos aquíferos e o planejamento do uso da terra. Por isso, sua variabilidade espaço-temporal tem recebido crescente atenção em estudos relacionados às mudanças climáticas. Embora os valores de ET_0 reais possam ser obtidos por meio de dispositivos de medição direta, como lisímetros, esses métodos demandam altos custos e grande investimento de tempo. Em contrapartida, a estimativa da ET_0 a partir de dados meteorológicos tornou-se uma prática amplamente difundida, já que os parâmetros climáticos são os principais determinantes desse processo. Os modelos disponíveis para estimativa da ET_0 são geralmente classificados em três grupos: (1) modelos totalmente baseados em princípios físicos, que consideram as leis da conservação de massa e energia; (2) modelos semiempíricos, que consideram apenas um dos princípios físicos; e (3) modelos de "caixa-preta", como redes neurais artificiais, modelos empíricos e algoritmos genéticos e fuzzy. Embora existam diferentes métodos propostos e testados em distintas regiões e climas, o método Penman-Monteith ainda é o mais recomendado, sendo aplicável

globalmente sem a necessidade de ajustes locais. Sua limitação mais relevante refere-se à alta demanda por dados meteorológicos de qualidade (Islam; Alam, 2021; Pereira et al., 2015).

Figura 5- Dinâmica da evapotranspiração e precipitação no ciclo hidrológico.



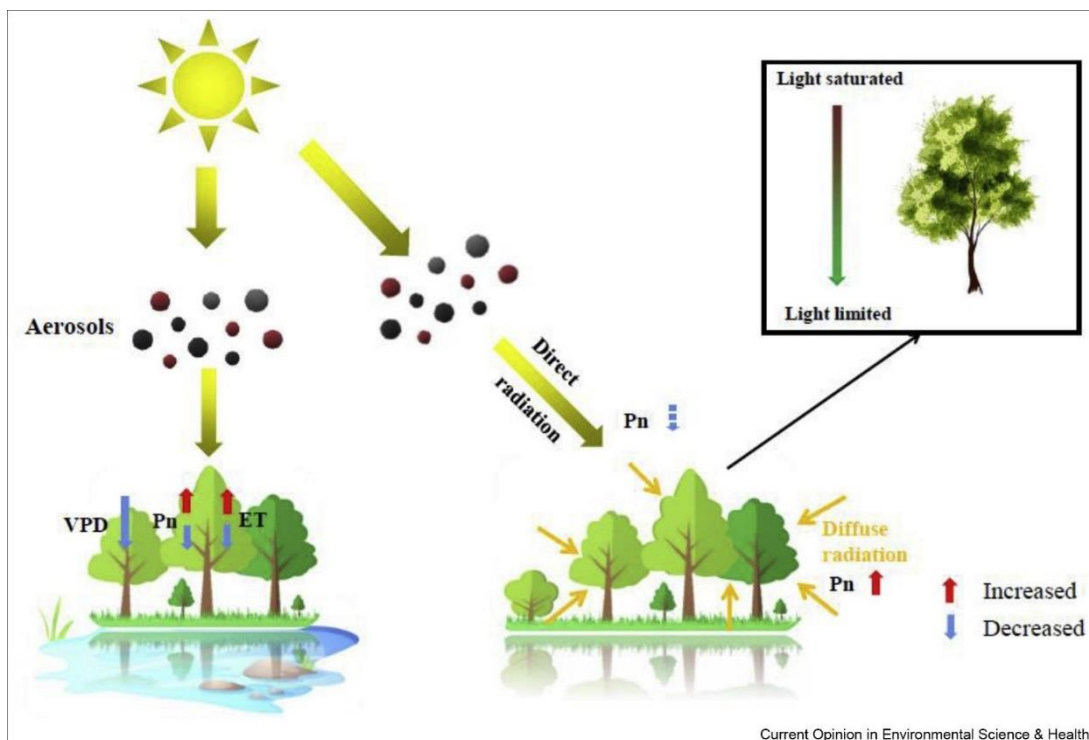
Fonte: AGROSHOP BR, 2021.

2.10 Aerossóis e Evapotranspiração

Dentre os fatores que ainda carecem de investigação mais aprofundada em relação à evapotranspiração, destacam-se os aerossóis atmosféricos. Essas partículas afetam a radiação solar, promovendo alterações nos fluxos radiativos incidentes na superfície terrestre, o que pode provocar retroalimentações positivas nas taxas de evapotranspiração por meio do aumento da radiação difusa. Os aerossóis também exercem influência sobre o ciclo hidrológico, atuando sobre a formação de nuvens e a precipitação. A evapotranspiração, sendo um elo crucial no ciclo da água, é altamente sensível a essas alterações. Dessa forma, compreender sua dinâmica é essencial para o manejo eficiente dos recursos hídricos e para o desenvolvimento de estratégias de adaptação frente às mudanças climáticas (Zhou et al., 2021).

A Figura 6 ilustra de forma esquemática os efeitos radiativos e climáticos dos aerossóis na fotossíntese líquida (P_n) e na evapotranspiração (ET), destacando a diferença entre radiação direta e difusa, além das variações no déficit de pressão de vapor (VPD) e na resposta das plantas sob diferentes condições de luz. Estudos recentes têm investigado as interações entre aerossóis atmosféricos e a evapotranspiração de referência, revelando uma relação complexa, modulada por variáveis climáticas e geográficas. Foi observado, por exemplo, no sul da Ásia que os maiores valores de profundidade óptica do aerossol (AOD) tendem a ocorrer no período pré-moção, caracterizado por elevadas temperaturas, baixos índices de precipitação e acúmulo de poluentes, com quedas expressivas nos meses subsequentes, como outubro e novembro. Além disso, a correlação positiva entre ET e NDVI (índice de vegetação por diferença normalizada) evidencia que áreas com maior densidade de vegetação apresentam taxas elevadas de evapotranspiração, ressaltando a importância da vegetação na regulação do balanço hídrico (Bhanage; Latha; Murthy, 2016).

Figura 6-Esquema dos efeitos dos aerossóis na fotossíntese (P_n) e na evapotranspiração (ET), com impactos radiativos (direita) e climáticos (esquerda). VPD: déficit de pressão de vapor. Setas vermelhas e azuis indicam aumento e redução, respectivamente; setas tracejadas indicam incerteza. Folhas ao sol e à sombra são representadas em verde claro e escuro.



Fonte: (Zhou et al., 2021)

O forçamento radiativo dos aerossóis, frequentemente relacionado ao AOD, demonstrou valores de até 35 W/m^2 , o que representa uma redução expressiva na radiação solar direta incidente na superfície. Este valor é considerado elevado em estudos atmosféricos e pode corresponder a até 7% da radiação solar total sob condições de céu claro, sendo suficiente para provocar alterações relevantes no balanço energético da superfície terrestre e, conseqüentemente, na evapotranspiração (Bhanage; Latha; Murthy, 2016). Paralelamente, fenômenos climáticos como El Niño e La Niña influenciam diretamente as variáveis meteorológicas, como temperatura e umidade, alteram a carga de aerossóis e impactam as taxas de evapotranspiração. As fases de El Niño e La Niña influenciam a carga de aerossóis na região sul da Amazônia de maneiras distintas. Durante o El Niño, há uma elevação na temperatura do ar e uma maior incidência de queimadas, o que resulta em um aumento na emissão de aerossóis, especialmente de partículas finas provenientes da queima de biomassa. Essa situação favorece valores mais elevados de AOD. Em contraste, durante a La Niña, a carga de aerossóis tende a ser menor, uma vez que há menos queimadas e menor emissão de partículas devido às condições mais úmidas e a menor impacto do fogo na região. Durante períodos de neutralidade climática, a carga de aerossóis chegou a explicar aproximadamente 20% da variabilidade da ET (Palácios et al., 2024).

Em áreas densamente urbanizadas e industrializadas, como o nordeste da China, concentrações elevadas de $\text{PM}_{2.5}$ (material particulado com diâmetro menor ou igual a 2,5 micrômetros) foram associadas a uma redução significativa na ET_0 , efeito confirmado por análises de causalidade aplicando o método de Mapeamento Cruzado Convergente (CCM), uma abordagem baseada em séries temporais que permite inferir relações de causalidade entre variáveis em sistemas complexos e interdependentes. Ainda que os aerossóis possam, em certos contextos, favorecer a fotossíntese ao aumentar a radiação difusa, altas concentrações dessas partículas e a elevação da nebulosidade podem reduzir significativamente a radiação direta incidente na superfície, neutralizando os efeitos positivos iniciais (Yao, 2017).

Portanto, o impacto líquido dos aerossóis sobre os ecossistemas e sobre a evapotranspiração de referência depende de um delicado equilíbrio entre efeitos radiativos, condições meteorológicas e respostas biofísicas da vegetação. A incorporação dessas interações em modelos climáticos e hidrológicos representa um desafio crucial para ampliar a compreensão dos impactos dos aerossóis sobre os recursos hídricos e os ciclos biogeoquímicos em escala regional e global.

3 ARTIGO 01: IMPACTOS SAZONAIS DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NO CERRADO MATO-GROSSENSE

RESUMO

Os aerossóis atmosféricos influenciam significativamente os sistemas climáticos e os processos hidrológicos, mas seus impactos na evapotranspiração permanecem insuficientemente compreendidos, particularmente em regiões de savana tropical. Este estudo investiga a relação entre a profundidade óptica do aerossol (AOD) e a evapotranspiração de referência (ET_0) no Cerrado Mato-grossense, Brasil, um bioma caracterizado por variações climáticas sazonais pronunciadas. Utilizando dados coletados da rede AERONET na Fazenda Miranda, a AOD foi analisada juntamente com variáveis meteorológicas como temperatura do ar, radiação global e ET_0 , estimado usando o método FAO Penman-Monteith. Os resultados revelam padrões sazonais distintos, com os aerossóis tendo uma influência mais pronunciada durante a estação seca. Correlações positivas foram observadas entre a AOD e a temperatura do ar, enquanto correlações negativas foram encontradas entre a AOD e a radiação global, especialmente durante a estação seca. A relação entre AOD e ET_0 e variou entre anos e estações, com reduções significativas em ET_0 associados a altas concentrações de aerossóis durante o período seco. Essas descobertas demonstram que os aerossóis desempenham um papel crítico na modulação da evapotranspiração e do balanço de radiação, particularmente em regiões afetadas pela queima de biomassa. Este estudo fornece informações valiosas sobre a interação entre aerossóis, variáveis climáticas e processos hidrológicos, contribuindo para uma melhor compreensão dos impactos dos aerossóis nos ecossistemas tropicais.

Palavras-chave: Profundidade óptica do aerossol; Desmatamento; Mudança climática; Savana tropical.

3.1 Introdução

Os aerossóis atmosféricos, compostos por partículas sólidas e líquidas suspensas no ar, desempenham um papel fundamental na formação do clima e dos processos ambientais da Terra (Hao et al., 2024; Ling; Han, 2019; Torabi et al., 2024). Essas partículas se originam de fontes naturais, como incêndios florestais, erupções vulcânicas e poeira do deserto, e atividades antropogênicas, incluindo queima de biomassa, combustão de combustíveis fósseis e práticas agrícolas. Além disso, os aerossóis atmosféricos podem ser formados por meio da foto-oxidação de compostos orgânicos voláteis (COVs), como alcenos e aldeídos, emitidos pela vegetação. Uma vez liberados pelas plantas, esses compostos sofrem reações fotoquímicas na atmosfera, levando à formação de aerossóis orgânicos secundários (AOS). Esses AOS influenciam significativamente a química atmosférica, afetando a formação de nuvens e o equilíbrio radiativo do planeta (Alves; Pio, 2005). Os aerossóis influenciam a dinâmica atmosférica por meio de seus efeitos na qualidade do ar, visibilidade, formação de nuvens, precipitação e equilíbrio energético (Jion et al., 2024; Ling; Han, 2019; Tariq et al., 2022; Wang et al., 2022a). Apesar da extensa pesquisa, seus impactos nos processos hidrológicos, particularmente a evapotranspiração, ainda são insuficientemente compreendidos, especialmente em regiões tropicais como o bioma cerrado.

O Cerrado, uma savana tropical localizada no centro do Brasil, é um hotspot de biodiversidade e uma região de significativa importância agrícola e ecológica. No entanto, é cada vez mais afetado pelo desmatamento, mudanças no uso da terra e queima de biomassa, que elevam as concentrações de aerossóis, particularmente durante a estação seca (Morgan et al., 2020). Esses aerossóis influenciam o balanço de radiação ao espalhar e absorver a radiação solar, o que pode alterar as taxas de evapotranspiração, um processo essencial para o ciclo regional da água e o planejamento agrícola (Correa et al., 2022; Marengo et al., 2021). Compreender as interações entre aerossóis, radiação e evapotranspiração é fundamental para avaliar seus impactos mais amplos no clima e no funcionamento do ecossistema.

Embora estudos anteriores tenham explorado os efeitos dos aerossóis na radiação e na temperatura, pesquisas focadas em sua influência na evapotranspiração de referência (ET_0), um indicador chave da demanda atmosférica por água, têm sido limitadas (Srivastava et al., 2011). A ET_0 integra variáveis climáticas como radiação solar, temperatura do ar e velocidade do vento, tornando-se um parâmetro valioso para avaliar os impactos dos aerossóis nos processos hidrológicos. No entanto, a variabilidade sazonal dos efeitos dos aerossóis sobre ET_0 em regiões

como o Cerrado permanece pouco documentada (Liu et al., 2020; Palácios et al., 2022, 2024; Yao, 2017; Zhou et al., 2021).

Este estudo tem como objetivo determinar a relação entre a profundidade óptica do aerossol (AOD) e a evapotranspiração de referência (ET_0) no cerrado mato-grossense. Ao examinar padrões sazonais e a variabilidade interanual, esta pesquisa fornece insights sobre o papel dos aerossóis na modulação da evapotranspiração e da dinâmica da radiação em um ambiente de savana tropical. Os resultados contribuem para uma melhor compreensão das interações entre aerossóis, variáveis climáticas e processos hidrológicos, oferecendo implicações valiosas para a modelagem climática e a gestão sustentável de recursos na região.

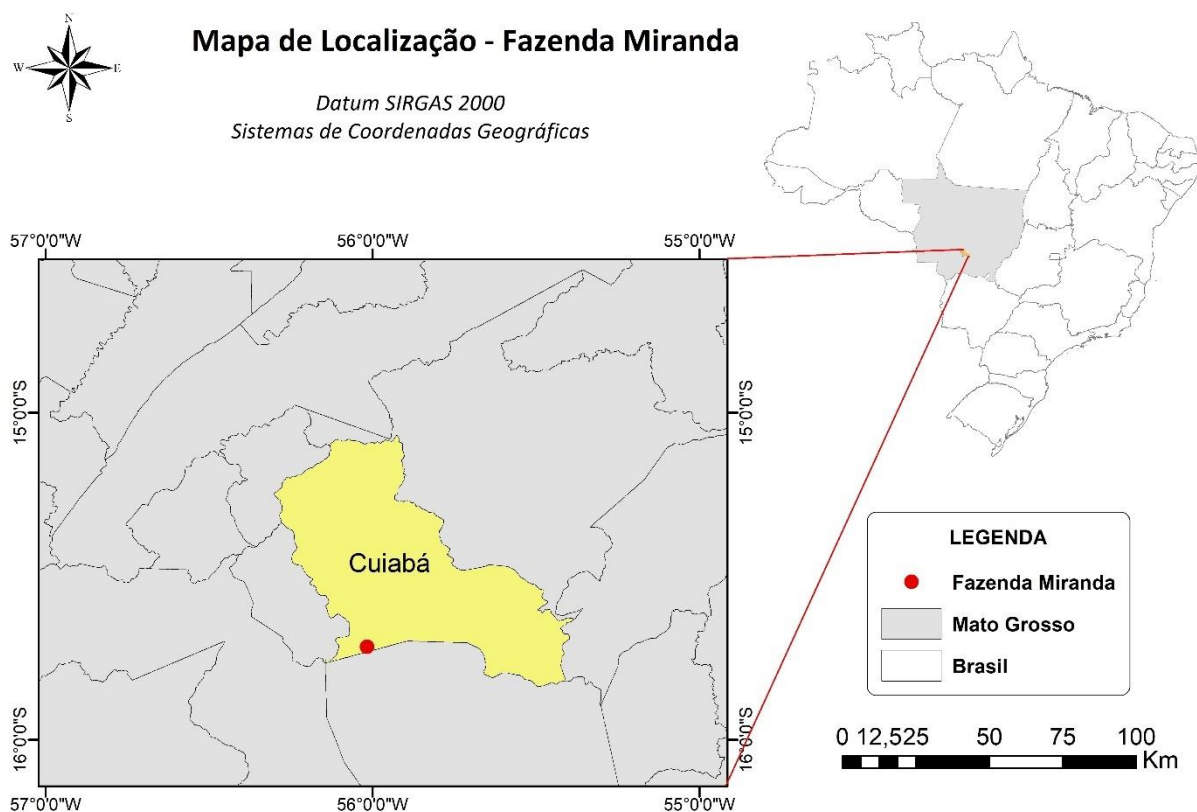
3.2 Material e Métodos

3.2.1 Área de Estudo

Este estudo foi conduzido na Fazenda Miranda (15°17' S, 56°06' W), situada no município de Cuiabá, Mato Grosso, Brasil (Figura 7). A vegetação desta região é composta principalmente por gramíneas e arbustos esparsos, classificados localmente como Cerrado ou 'campo sujo'. De acordo com a classificação climática de Köppen, a região se enquadra na categoria Aw, caracterizada por um clima tropical de savana. A precipitação média anual é de aproximadamente 1420 mm e a temperatura média anual do ar é de 26,5 °C. A estação seca se estende de maio a outubro. O local do estudo está localizado em terreno plano a uma altitude de 157 m (Valle Júnior et al., 2021).

As análises foram realizadas com base em dados coletados no período de 2009 a 2018. Para este estudo, a classificação das estações seca e chuvosa seguiu a metodologia proposta por (Palácios et al., 2022), que se baseia nas propriedades ópticas dos aerossóis. A estação seca foi definida como o período durante o qual as emissões de incêndio alteraram significativamente as propriedades ópticas dos aerossóis, abrangendo os meses de julho a outubro. Os meses restantes foram categorizados como estação chuvosa.

Figura 7 – Localização da Fazenda Miranda



3.2.2 Medições de AOD

Dados da profundidade óptica do aerossol (AOD) em 500 nm foram obtidos usando um fotômetro do AERONET (Aerosol Robotic Network), instalado na Fazenda Miranda (Figura 8) e fabricado pela empresa Cimel Eletronice, uma fabricante francesa de sistemas de observação meteorológica e atmosférica. Este dispositivo mede AOD em vários comprimentos de onda. O AERONET é uma rede global de radiômetros espectrais automáticos padronizados projetados para observação do disco solar. Ele fornece medições quase em tempo real de AOD, distribuição de tamanho de partículas e conteúdo de vapor de água em diversos regimes de aerossóis em todo o mundo.

Os dados coletados pelo AERONET passam por um rigoroso fluxo de trabalho de processamento, incluindo aquisição de dados em tempo real, calibração preliminar, calibração final (aproximadamente seis meses após a coleta) e garantia de qualidade. Esses conjuntos de dados são posteriormente disponibilizados por meio dos repositórios centrais da NASA (Holben et al., 1998; Wei et al., 2024).

Figura 8 - Fotômetro do AERONET (Aerosol Robotic Network) instalado na Fazenda Miranda



3.2.3 Estimativa da Evapotranspiração de Referência

A Evapotranspiração de referência (ET_0) foi estimada usando a equação de Penman-Monteith (PM), seguindo as diretrizes estabelecidas pela Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO). Este método é bem documentado, amplamente validado e amplamente aplicável em vários climas e cenários de uso da terra (De Oliveira et al., 2021; Valle Júnior et al., 2021). A equação PM é expressa da seguinte forma:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

Onde a ET_0 é a evapotranspiração de referência (mm.dia^{-1}); R_n é a radiação líquida ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); G é a densidade de fluxo de calor do solo ($\text{MJ.m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); T é a temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$); u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (ms^{-1}); $e_s - e_a$ é o déficit de pressão de vapor de saturação (kPa); Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

3.2.4 Análises Estatísticas

O conjunto de dados, compreendendo médias diárias de AOD a 500 nm, variáveis micrometeorológicas e ET_0 foram segmentadas em dois períodos: a estação seca (julho a outubro) e a estação chuvosa (os meses restantes). Estatísticas descritivas, incluindo valores mínimos, máximos, médios e desvios-padrão, foram calculadas para resumir a distribuição dos dados. Coeficientes de correlação de Pearson foram utilizados para avaliar as relações entre as variáveis, com significância estatística de 95% ($p\text{-val} < 0,05$).

3.3 Resultados e Discussão

A Figura 9 (preto) ilustra a variação sazonal na AOD. A área sombreada em cinza representa a estação seca (julho a outubro), durante a qual um aumento notável nos níveis de AOD foi observado em todos os anos analisados. Em todos os anos de estudo, os níveis de AOD aumentaram significativamente durante a estação seca, com 2010 tendo o pico mais alto em toda a série temporal. Em outros anos, embora os níveis de AOD durante a estação seca tenham sido elevados, eles não foram tão pronunciados quanto em 2010.

Esse padrão sazonal de aumento de AOD está fortemente associado às emissões de biomassa durante a estação seca, caracterizada pela queima da vegetação. Apoiando essa relação, Ramos et al. (2024) analisaram a composição elementar dos aerossóis no Pantanal, uma região próxima ao Cerrado no estado do Mato Grosso. O estudo indicou que 99% das emissões durante a estação seca de 2022 foram atribuídas a uma mistura de BC e poeira, com concentrações significativas de ferro (Fe), enxofre (S) e potássio (K) — indicadores-chave da queima de biomassa. Além disso, observou-se que na fração fina dos aerossóis, as emissões da queima de biomassa foram responsáveis por altos níveis de potássio (K), enxofre (S) e magnésio (Mg).

Figura 9-Variações interanuais na profundidade óptica do aerossol a 500 nm (preto), temperatura do ar (vermelho), radiação global (amarelo), evapotranspiração de referência (verde) e precipitação (azul) de 2009 a 2018.



A Tabela 1 resume os valores mensais mínimo, máximo, médio e desvio padrão do AOD. Os valores médios do AOD exibiram variações sazonais, com os maiores valores observados em agosto e setembro. O maior AOD médio foi registrado em setembro, com 0,67, seguido por agosto, com 0,24. Esses valores sugerem que houve maiores concentrações de partículas atmosféricas durante esses meses, o que provavelmente está ligado ao aumento de incêndios, típico da estação seca na região.

Estudos anteriores, como os de (Liu et al., 2020; Reddington et al., 2019), destacam que a estação seca na Amazônia é marcada por um aumento substancial de partículas atmosféricas devido à queima de biomassa, o que se alinha com os resultados observados na Fazenda Miranda. Esse aumento de aerossóis durante a estação seca também é um fenômeno comum em várias regiões da América do Sul, onde as atividades de queimadas afetam a qualidade do ar e contribuem para as mudanças climáticas regionais (Andreae, 2019).

Tabela 1- Estatísticas observacionais da profundidade óptica do aerossol (500 nm) de 2009 a 2018.

Mês	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
Janeiro	0,03	0,24	0,11	0,05
Fevereiro	0,03	0,18	0,08	0,04
Março	0,02	0,17	0,08	0,04
Abril	0,01	0,24	0,08	0,03
Mai	0,01	0,24	0,09	0,04
Junho	0,01	0,27	0,09	0,03
Julho	0,02	0,23	0,09	0,04
Agosto	0,03	1,56	0,24	0,25
Setembro	0,10	3,64	0,67	0,58
Outubro	0,03	1,94	0,41	0,26
Novembro	0,03	0,58	0,15	0,10
Dezembro	0,05	0,22	0,12	0,04

Em contraste, os menores valores médios de AOD foram registrados em fevereiro e março, com médias de 0,08. Esses meses correspondem à estação chuvosa, durante a qual a precipitação desempenha um papel crucial na remoção de aerossóis. A literatura científica enfatiza a importância da precipitação na redução das concentrações de aerossóis, particularmente em regiões tropicais, o que explica os menores valores de AOD durante a estação chuvosa (Hou et al., 2018; Zhou; Liu; Yan, 2021).

Conforme detalhado na Tabela 1, os valores máximos de AOD foram mais altos em setembro, com um pico de 3,64. Agosto e outubro também apresentaram valores máximos significativos de AOD de 1,56 e 1,94, respectivamente, indicando considerável variabilidade nas concentrações de aerossóis durante esses meses. Por outro lado, os valores mínimos de AOD foram geralmente baixos em todos os meses, com os valores mais baixos registrados em abril, maio e junho, cada um em 0,01. Esse padrão sugere que os meses que antecedem a estação seca (abril a junho) apresentam concentrações de aerossóis mais baixas, que aumentam acentuadamente à medida que a estação seca avança.

O maior desvio padrão na AOD foi observado em setembro (0,58), seguido por outubro (0,26). Esses valores elevados indicam uma variabilidade considerável nas concentrações de aerossóis, com alguns dias apresentando níveis extremamente altos e outros, concentrações mais baixas. Em contraste, os meses de janeiro, fevereiro e março apresentaram os menores desvios padrão (0,05, 0,04 e 0,04, respectivamente), sugerindo concentrações de aerossóis mais estáveis durante a estação chuvosa.

Para examinar mais detalhadamente essas diferenças sazonais, os dados de AOD foram separados em estações seca e chuvosa, conforme apresentado na Tabela 2. Durante a estação chuvosa, a AOD média para todo o período de estudo foi de 0,10. A AOD mínima registrada durante esse período foi de 0,01, enquanto a máxima atingiu 0,58. Em contraste, a estação seca exibiu uma AOD média significativamente maior de 0,35.

A AOD mínima na estação seca foi de 0,02, muito maior do que a mínima observada durante a estação chuvosa, enquanto o valor máximo atingiu 3,64, indicando que alguns dias tiveram concentrações de aerossóis extremamente altas. Esse padrão sazonal de AOD reflete tanto as atividades humanas, como a queima de biomassa durante a estação seca, quanto as condições climáticas regionais. A ausência de chuvas na estação seca dificulta a remoção de aerossóis da atmosfera, contribuindo para os valores elevados de AOD (Jiang et al., 2024; Palácios et al., 2022).

Tabela 2- Estatísticas observacionais de AOD para as estações chuvosa e seca.

Estação	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
Chuvosa	0,01	0,58	0,10	0,05
Seca	0,02	3,64	0,35	0,41

A temperatura do ar também apresentou um claro padrão sazonal, com as maiores temperaturas sendo registradas durante o período seco, como visto na Figura 9 (vermelho). A Tabela 3 indica que setembro e outubro apresentaram as maiores temperaturas médias do ar, atingindo 30,47 °C e 31,26 °C, respectivamente. Esses meses também registraram as maiores temperaturas máximas, com setembro atingindo 35,51 °C e outubro 35,40 °C. Em contraste, junho apresentou a menor temperatura média (26,99 °C), seguido de perto por julho (27,07 °C) e maio (27,19 °C). Esses meses também apresentaram temperaturas mínimas mais baixas, com as menores temperaturas sendo registradas em junho e julho, em 15,42 °C e 13,93 °C, respectivamente.

Tabela 3-Estatísticas observacionais da temperatura do ar (°C) para o período de 2009 a 2018.

Mês	mínimo	máximo	média	desvio padrão
Janeiro	24,97	32,28	29,19	1,58
Fevereiro	26,09	32,50	29,05	1,36
Março	25,53	32,60	29,08	1,51
Abril	23,10	31,95	28,61	1,64
Maio	17,64	32,47	27,19	2,64
Junho	15,42	30,79	26,99	2,80
Julho	13,93	31,74	27,07	3,61
Agosto	15,71	35,06	29,70	3,98
Setembro	21,13	35,51	30,47	3,59
Outubro	20,19	35,40	31,26	2,68
Novembro	26,13	33,26	30,17	1,64
Dezembro	26,14	32,37	29,40	1,31

Agosto apresentou uma amplitude térmica notável, com valores variando de 15,71 °C a 35,06 °C, resultando em uma média de 29,70 °C. Este mês também registrou o maior desvio padrão de todos os meses (3,98 °C), indicando considerável variabilidade térmica. Setembro e

julho também apresentaram altos desvios padrão de 3,59 °C e 3,60 °C, respectivamente, refletindo flutuações significativas de temperatura durante esses meses.

Em contraste, janeiro, fevereiro e março apresentaram menor variabilidade térmica, com os menores desvios-padrão registrados em 1,58 °C, 1,36 °C e 1,51 °C, respectivamente. As temperaturas mínimas e máximas durante esses meses foram relativamente próximas, com janeiro variando de 24,97 °C a 32,28 °C.

Durante a estação chuvosa (Tabela 4), a temperatura variou de 15,42 °C a 33,26 °C, com uma média de 28,37 °C. O desvio padrão de 2,32 °C sugere variação moderada de temperatura. Essas temperaturas mais amenas são provavelmente influenciadas pela cobertura de nuvens e precipitação frequente, que moderam as temperaturas diurnas e noturnas. Em contraste, as temperaturas da estação seca foram mais extremas, variando de 13,93 °C a 35,51 °C, com uma média mais alta de 29,53 °C. O maior desvio padrão de 3,87 °C reflete uma amplitude térmica diária mais substancial, típica de um clima de savana tropical durante a estação seca, com noites mais frias e dias mais quentes.

Tabela 4-Estatísticas observacionais da temperatura do ar (°C) para as estações chuvosa e seca.

Estação	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
Chuvosa	15,42	33,26	28,37	2,32
Seca	13,93	35,51	29,53	3,87

A variação nas temperaturas do ar em áreas de savana tropical tende a ser maior durante a estação seca em comparação com a estação chuvosa, principalmente devido à influência de frentes frias frequentes que se movem do sul. Essas frentes frias podem causar mudanças climáticas abruptas, resultando em flutuações significativas de temperatura. Apesar desses resfriamentos temporários, a estação seca é geralmente caracterizada por temperaturas mais altas devido à menor presença de nuvens e umidade.

Setembro exibiu o maior desvio padrão na radiação global, em 96,95 W/m², indicando flutuações significativas na radiação em relação à média. Em contraste, junho registrou o menor desvio padrão, em 55,81 W/m², sugerindo níveis de radiação mais estáveis ao longo do mês. Durante a estação chuvosa, a alta umidade e a convecção atuam como fatores estabilizadores, minimizando as flutuações de temperatura (Machado et al., 2004; Valle Júnior et al., 2021).

A análise mensal dos valores de radiação mostrou variação significativa ao longo do ano tanto nos valores mínimos quanto máximos, bem como nas médias mensais e desvios-padrão (Tabela 5). Fevereiro registrou a maior radiação média global (Rg) com 401,66 W/m², seguido de perto por novembro com 400,60 W/m². Em contraste, maio registrou a menor radiação média com 316,81 W/m².

Tabela 5- Estatísticas observacionais da radiação global (W/m²) para o período de 2009 a 2018.

Mês	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
Janeiro	208,23	478,01	386,43	63,79
Fevereiro	260,98	533,39	401,66	57,92
Março	30,28	523,47	380,98	86,44
Abril	181,74	488,06	356,00	74,14
Maio	129,75	568,53	316,82	81,35
Junho	113,59	415,06	331,00	55,81
Julho	92,41	438,55	354,95	56,83
Agosto	92,33	445,70	388,45	47,35
Setembro	16,60	497,89	355,11	96,95
Outubro	126,17	528,25	398,53	85,78
Novembro	214,46	502,56	400,60	63,47
Dezembro	179,41	515,72	393,27	77,82

Em relação aos valores extremos, o maior valor de Rg foi registrado em outubro, com 528,25 W/m², enquanto o menor valor mínimo foi observado em setembro, com 16,6 W/ m². A variação significativa em setembro sugere uma alta amplitude de radiação, com diferença substancial entre os valores mínimos e máximos. Maio e janeiro também apresentaram grandes variações, com valores máximos atingindo 568,53 W/m² e 478,01 W/ m², respectivamente.

Setembro apresentou o maior desvio padrão, 96,95 W/m², indicando flutuações significativas na radiação em comparação com a média do mês. Em contraste, junho registrou o menor desvio padrão, 55,81 W/m², sugerindo níveis de radiação mais estáveis ao longo do

mês. A análise interanual (Figura 9 (amarelo)) mostrou variabilidade nos picos de R_g , particularmente durante os períodos de seca. Alguns anos apresentaram valores mais altos, enquanto outros apresentaram redução na intensidade máxima de radiação.

Durante a estação chuvosa (Tabela 6), o R_g médio foi de $359,77 \text{ W/m}^2$, com valores variando de $30,28 \text{ W/m}^2$ a $568,53 \text{ W/m}^2$. O desvio padrão de $77,73 \text{ W/m}^2$ reflete a variabilidade moderada da radiação durante este período. Na estação seca, o R_g médio aumentou para $372,94 \text{ W/m}^2$, com uma faixa mais ampla de um mínimo de $16,6 \text{ W/m}^2$ a um máximo de $528,25 \text{ W/m}^2$. O desvio padrão de $75,47 \text{ W/m}^2$ é semelhante ao da estação chuvosa, indicando variabilidade moderada, embora níveis mais altos de radiação geralmente ocorram em dias secos.

Tabela 6-Estatísticas observacionais da radiação global (W/m^2) para as estações chuvosa e seca.

Estação	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
Chuvosa	30,28	568,53	359,77	77,73
Seca	16,60	528,25	372,94	75,47

A quantidade de radiação solar no Cerrado varia significativamente entre as estações chuvosa e seca, com picos ocorrendo durante os períodos de transição entre essas estações. Esses picos são influenciados por mudanças nas condições climáticas e na vegetação, que alteram a absorção e a reflexão da energia solar (Santos et al., 2024; Zamadei et al., 2021) .

A análise dos dados de evapotranspiração de referência (ET_0) (Figura 9 (verde)) revela padrões sazonais notáveis. De acordo com a Tabela 7 , fevereiro registrou a maior evapotranspiração média, com $8,41 \text{ mm/dia}$, enquanto maio teve a menor média, com $5,80 \text{ mm/dia}$. O maior valor individual de ET_0 ocorreu em março, atingindo $11,77 \text{ mm/dia}$, enquanto o menor valor mínimo foi observado em setembro, com $0,32 \text{ mm/dia}$. A variabilidade em ET_0 , conforme refletido pelo desvio padrão, foi mais alto em março, com $2,00 \text{ mm/dia}$, enquanto junho apresentou o menor desvio padrão, com $1,26 \text{ mm/dia}$.

Tabela 7-Estatísticas observacionais da evapotranspiração de referência (mm/dia) para o período de 2009 a 2018.

Mês	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
Janeiro	4,10	10,59	8,31	1,68
Fevereiro	5,52	11,36	8,41	1,49
Março	0,21	11,77	7,93	2,00
Abril	3,31	10,15	6,88	1,67
Mai	2,47	9,38	5,80	1,58
Junho	1,58	8,08	5,81	1,26
Julho	1,49	8,64	6,15	1,32
Agosto	1,81	9,35	6,98	1,33
Setembro	0,32	10,05	6,32	2,00
Outubro	2,17	10,72	7,60	1,67
Novembro	4,35	10,89	7,87	1,23
Dezembro	2,85	11,11	8,08	1,89

Durante a estação chuvosa (Tabela 8), a média da ET_0 foi de 7,01 mm/dia, com valor mínimo de 0,21 mm/dia e máximo de 11,77 mm/dia. O desvio padrão de 1,90 mm/dia indica uma variabilidade relativamente alta na ET_0 . Na estação seca, a média da ET_0 foi ligeiramente menor, 6,71 mm/dia, com valor mínimo de 0,32 mm/dia, máximo de 10,72 mm/dia e desvio padrão de 1,68 mm/dia.

Tabela 8-Estatísticas observacionais da evapotranspiração de referência (mm/dia) para as estações chuvosa e seca.

Estação	Mínimo	Máximo	Média	Desvio padrão
Chuvosa	0,21	11,77	7,01	1,90
Seca	0,32	10,72	6,71	1,68

As diferenças observadas entre as estações chuvosa e seca são características do clima de savana tropical. A radiação solar influencia significativamente a ET_0 , contribuindo para as variações anuais e sazonais em ET_0 nas regiões tropicais e subtropicais, incluindo o Cerrado (Sabino; De Souza, 2023). Durante a estação seca, as taxas de ET_0 são afetadas por fatores como estresse hídrico nas plantas, redução da cobertura vegetal (que diminui a capacidade de transpiração), bem como menor umidade do ar e radiação solar (Giambelluca et al., 2009).

A umidade relativa (UR) é um fator-chave no controle da evapotranspiração e está diretamente ligada à dinâmica atmosférica local. O gráfico de UR ao longo dos anos (Figura A1) revela uma sazonalidade distinta, com os valores mínimos observados entre agosto e setembro. Esses meses correspondem ao período de maiores níveis de AOD, evidenciando a interação entre as concentrações de aerossóis e os processos atmosféricos.

A UR influencia significativamente o crescimento higroscópico dos aerossóis, que se refere à sua capacidade de absorver água e aumentar de tamanho em condições úmidas. A sazonalidade climática afeta diretamente a ET_0 , com aerossóis higroscópicos aumentando a umidade atmosférica pela absorção de vapor de água, reduzindo assim a disponibilidade de água para evapotranspiração (Titos et al., 2016; Zhao et al., 2020).

Embora o AOD neste estudo seja usado como um indicador global da carga de aerossóis na atmosfera, está bem estabelecido que os aerossóis na região se originam predominantemente da queima de biomassa, como o BC. Embora o BC em si não seja higroscópico, ele é frequentemente associado a compostos higroscópicos como sulfatos e nitratos, que influenciam a capacidade dos aerossóis de interagir com a umidade atmosférica.

3.3.1 Correlação entre AOD, ET_0 e Parâmetros Meteorológicos

Conforme mostrado na Figura 10, a correlação entre AOD e temperatura do ar (T) durante a estação chuvosa foi estatisticamente significativa em quatro anos específicos: 2012 ($r = 0,32$), 2013 ($r = 0,31$), 2014 ($r = 0,33$) e 2017 ($r = 0,32$). Em contraste, a estação seca mostrou correlações mais fortes, com valores estatisticamente significativos em 2010 ($r = 0,38$), 2012 (r

= 0,48), 2013 ($r = 0,48$), 2014 ($r = 0,52$) e 2015 ($r = 0,38$). Embora as correlações observadas tenham variado de valores moderados de aproximadamente 0,3 a 0,5, sua consistência ao longo dos anos e entre as estações destaca um padrão persistente. As correlações positivas sugerem que aumentos nos níveis de AOD estão associados a aumentos na temperatura do ar. Esse resultado indica uma maior influência dos aerossóis nas variações de temperatura durante períodos de baixa precipitação. Além disso, os valores de MSE registrados durante a estação chuvosa foram geralmente mais baixos, refletindo menor dispersão nos dados, enquanto os valores mais altos de MSE durante a estação seca sugerem maior variabilidade. Essa diferença ressalta as distintas condições atmosféricas e os efeitos dos aerossóis ao longo das estações.

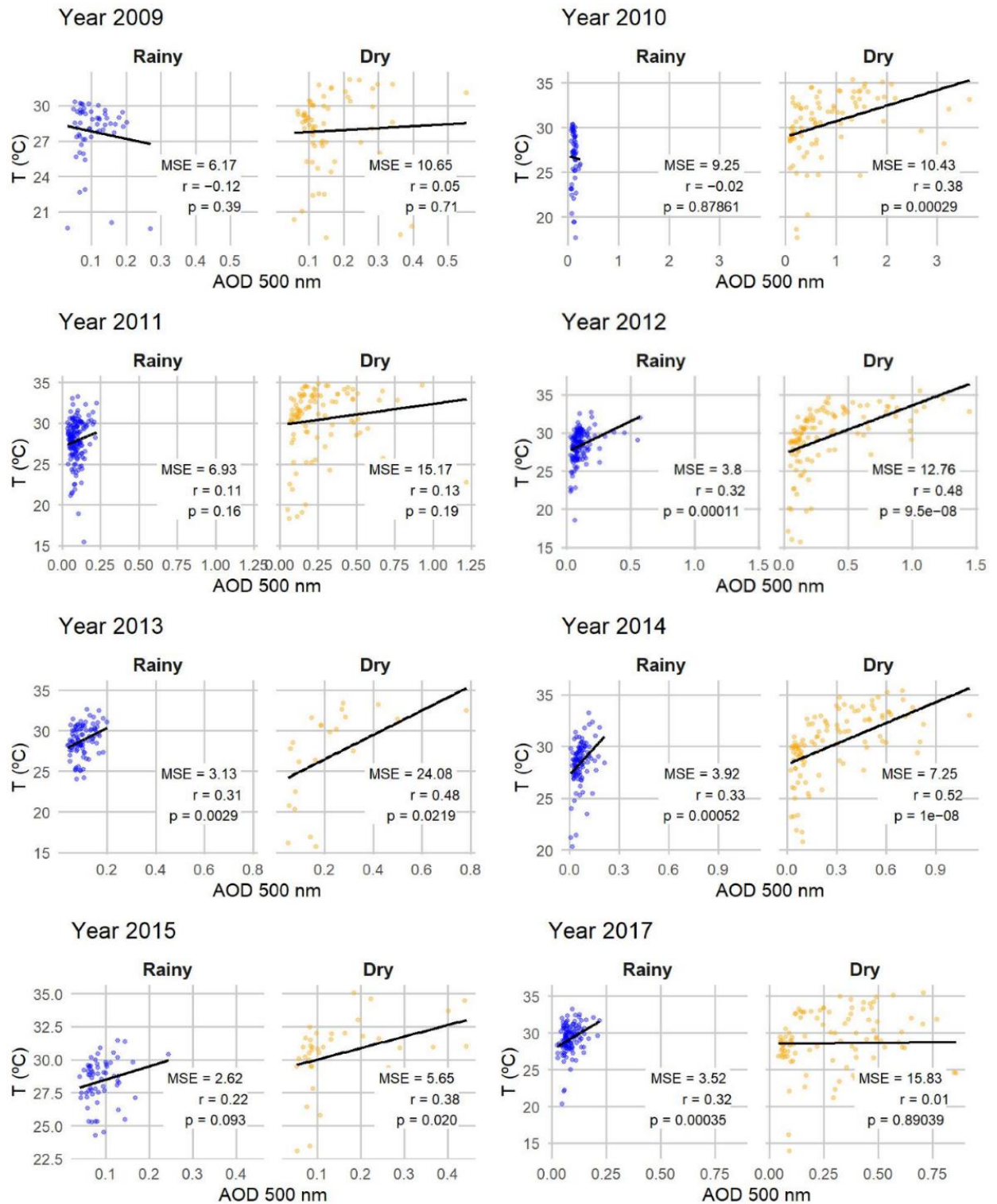
A influência das partículas de aerossol nas temperaturas atmosféricas e de superfície depende de sua composição química, forma e tamanho (Amarillo et al., 2021). Os aerossóis da queima de biomassa, como o BC, exercem principalmente um efeito de aquecimento na atmosfera. A área de estudo é significativamente afetada por essas partículas.

Embora o AOD não seja uma medida direta da concentração de aerossóis, estudos anteriores sugerem que a região é fortemente impactada por partículas de BC, que absorvem radiação e contribuem para o aumento das temperaturas atmosféricas (Zhao et al., 2020). Além disso, temperaturas mais altas podem modificar a formação de nuvens e os padrões de precipitação, impactando a deposição úmida de aerossóis. A precipitação reduzida resulta em uma redução na remoção de aerossóis da atmosfera, permitindo seu acúmulo e levando ao aumento dos valores de AOD.

Um estudo conduzido na Índia, com foco na Bacia do Ganges, analisou como as variações nos níveis de aerossóis impactam as temperaturas sazonais. Os resultados revelaram relações complexas entre as variáveis. Neste estudo, a relação entre AOD e temperatura foi geralmente negativa na parte noroeste da Índia. No entanto, durante o inverno, as temperaturas na maioria das partes do norte da Índia mostraram uma relação positiva com os níveis de AOD observados.

Durante o inverno, as temperaturas foram mais sensíveis aos níveis de AOD, provavelmente devido à precipitação reduzida e ao acúmulo prolongado de aerossóis na atmosfera - fenômenos semelhantes também podem ter ocorrido durante a estação seca no presente estudo (Roy, 2008). Além disso, Tobar et al. (2024) sugerem que altas temperaturas promovem a formação de aerossóis secundários por meio de reações fotoquímicas, levando ao aumento dos níveis de AOD, o que poderia explicar as correlações mais fortes observadas durante a estação seca.

Figura 10-Relação entre temperatura do ar (T) e profundidade óptica do aerossol (AOD a 500 nm) durante os períodos chuvoso e seco nos anos de 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015 e 2017. As linhas de tendência indicam a relação entre as variáveis, mostrando o coeficiente de correlação (r), erro quadrático médio (MSE) e valor de significância (p).



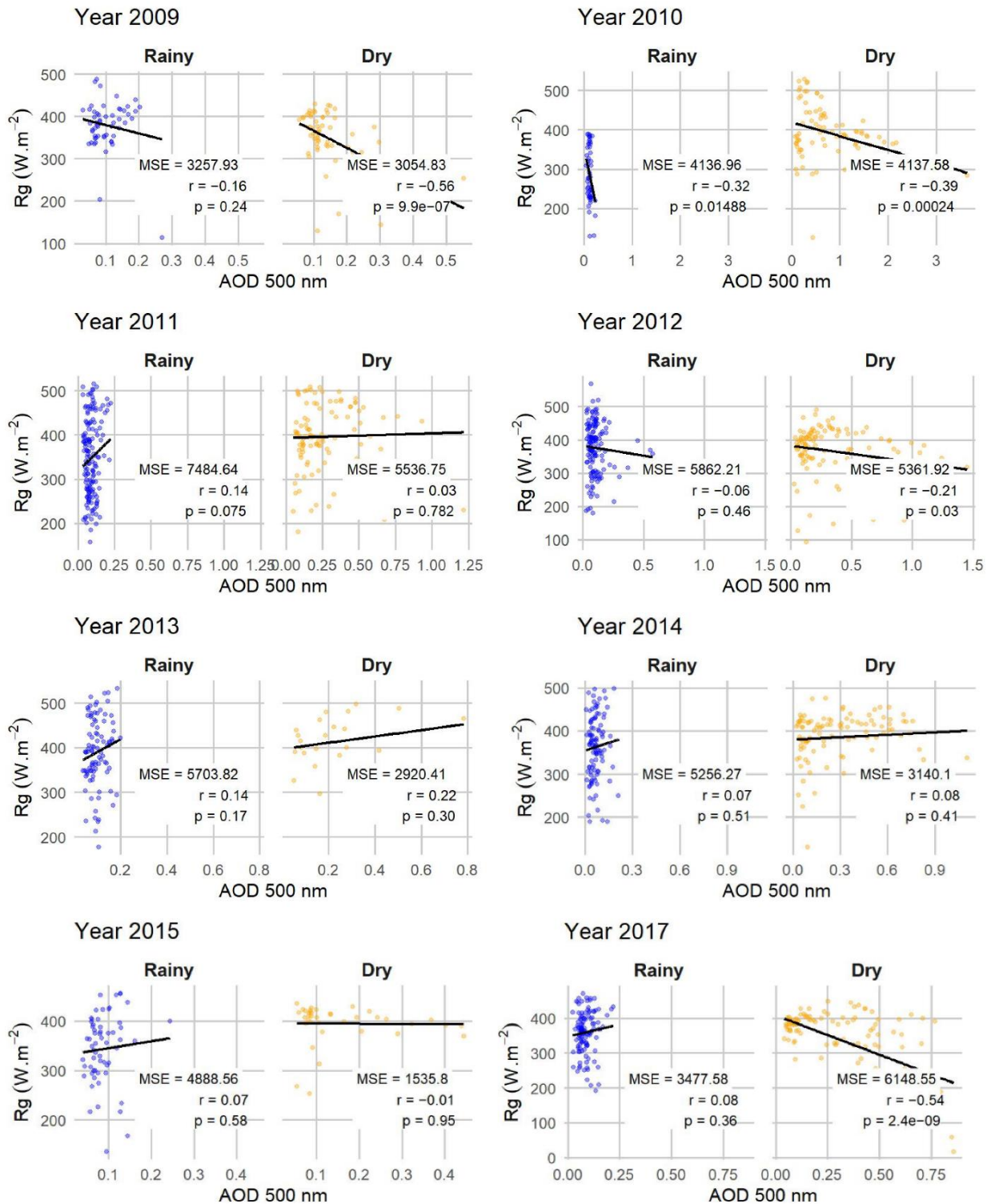
Ao comparar as duas estações (Figura 11), é evidente que durante a estação chuvosa, apenas 2010 apresentou correlação estatisticamente significativa entre o AOD e o Rg, com um coeficiente de correlação de $r = -0,32$. Este valor negativo indica uma relação inversa moderada, sugerindo que em 2010, à medida que o AOD aumentou, o Rg tendeu a diminuir. Em contraste, a estação seca apresentou correlações estatisticamente significativas em vários anos.

A correlação mais forte ocorreu em 2009, com $r = -0,56$, indicando uma relação negativa moderada a forte. Em 2010, a correlação foi de $r = -0,39$, que ainda é negativa, mas mais fraca. Em 2012, foi observada uma correlação negativa fraca ($r = -0,21$), enquanto 2017 mostrou uma correlação negativa mais forte de $r = -0,54$. Além disso, a análise dos valores do erro quadrático médio (MSE) indicou que a dispersão dos dados foi maior durante a estação chuvosa, enquanto a estação seca apresentou valores menores de MSE, apoiando as correlações mais fortes observadas durante esse período.

Essas descobertas sugerem que a relação entre o AOD e o Rg é mais pronunciada durante a estação seca, com vários anos mostrando correlações negativas significativas. Em contraste, durante a estação chuvosa, essa relação é menos consistente, com correlações significativas limitadas a anos específicos, como 2010.

Embora nem todos os anos tenham mostrado correlações estatisticamente significativas, os anos que o fizeram indicaram a presença de uma relação, particularmente na estação seca. A correlação negativa entre o AOD e o Rg pode ser explicada pela natureza dos aerossóis e sua interação com a radiação solar. Os aerossóis afetam o Rg diretamente, espalhando e absorvendo radiação, e indiretamente, modificando as propriedades das nuvens. Esses processos levam a uma redução na quantidade de radiação solar que atinge a superfície da Terra (Jung et al., 2019; Ramanathan et al., 2001) .

Figura 11-Relação entre radiação global (Rg, em $W.m^{-2}$) e profundidade óptica do aerossol (AOD a 500 nm) durante os períodos chuvoso e seco nos anos de 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015 e 2017. As linhas de tendência indicam a relação entre as variáveis, o coeficiente de correlação (r), o erro quadrático médio (MSE) e o valor de significância (p).



Durante a estação chuvosa (Figura 12), correlações estatisticamente significativas foram observadas em 2010 e 2013. Em 2010, a correlação negativa ($r = -0,35$) sugeriu que, à medida que as concentrações de aerossóis aumentavam, a evapotranspiração de referência (ET_0) diminuiu. No entanto, em 2013, foi encontrada uma correlação positiva ($r = 0,29$), indicando uma relação direta entre o AOD e ET_0 . Na estação seca, correlações significativas foram observadas em 2010, 2014 e 2017.

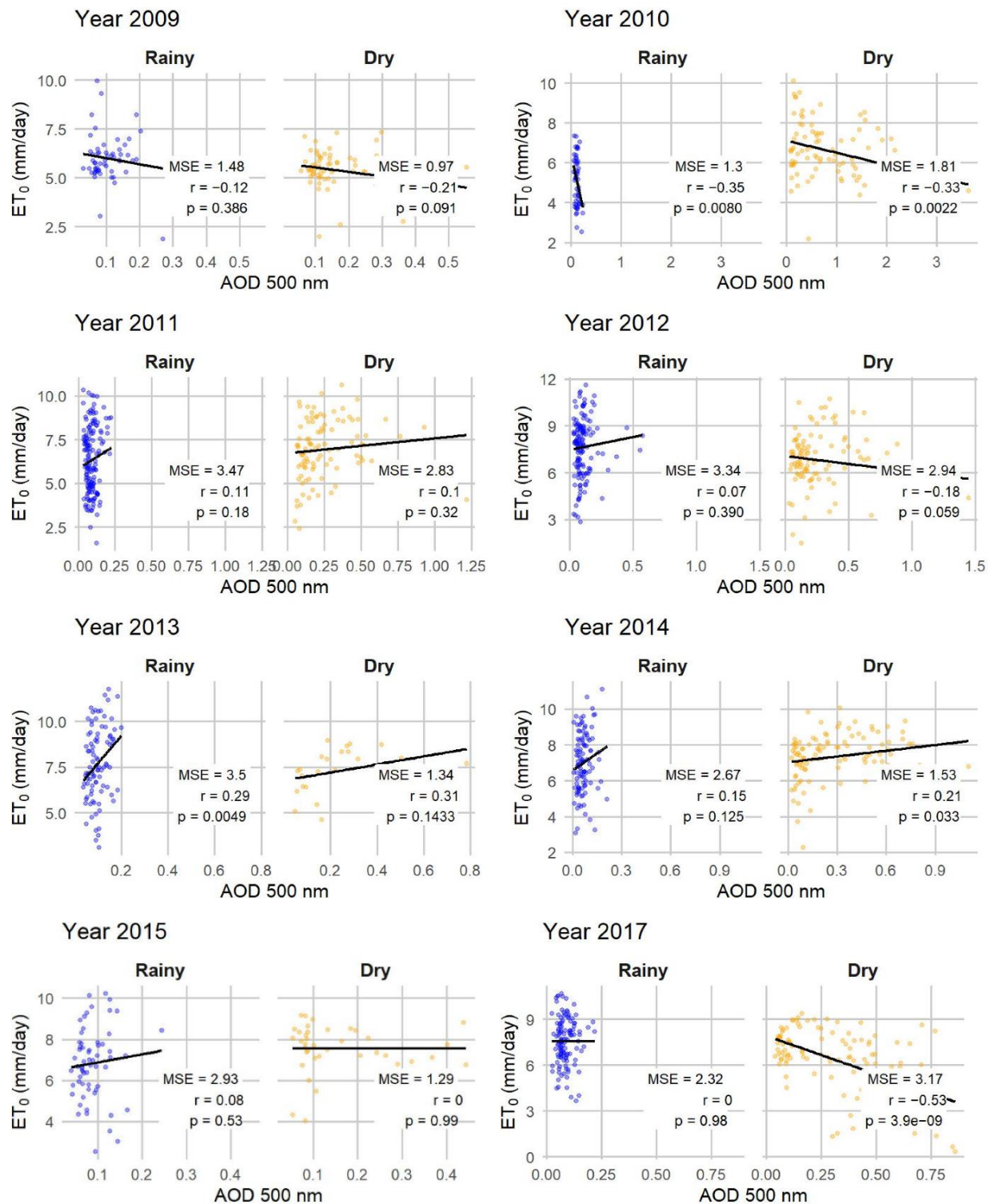
A correlação negativa em 2010 ($r = -0,33$) espelhou o padrão observado na estação chuvosa do mesmo ano, reforçando a relação entre um aumento de AOD e redução ET_0 . Em 2014, a correlação foi mais fraca ($r = 0,21$), sugerindo uma relação menos pronunciada entre o AOD e ET_0 . Em 2017, foi encontrada a correlação negativa mais forte ($r = -0,53$), indicando um impacto particularmente forte dos aerossóis na redução de ET_0 naquele ano. A análise do MSE também destacou diferenças sazonais: durante a estação chuvosa, a dispersão dos dados foi maior, enquanto na estação seca, os valores foram geralmente menores.

A relação entre aerossóis e ET_0 pode ser explicada por meio de sua interação com a radiação solar. Altas concentrações de aerossóis estão associadas a uma diminuição na ET_0 , uma vez que os aerossóis aumentam a dispersão e a absorção da radiação solar, reduzindo a energia disponível para o processo de evapotranspiração (Huang; Dickinson; Chameides, 2006; Wang et al., 2023; Yao, 2017). Esta redução em ET_0 está diretamente ligada à energia limitada disponível para o processo.

Estudos anteriores (Liu; Chen; Zhuang, 2014) corroboram a observação de que a presença de aerossóis atenua a radiação solar, reduzindo ET_0 . No entanto, em concentrações moderadas de aerossóis, estudos recentes sugerem que o aumento da radiação difusa pode intensificar a fotossíntese, o que, por sua vez, pode aumentar a transpiração. Esse efeito foi observado em 2013 e 2014, quando as correlações entre a AOD e ET_0 foram positivas. Este fenômeno é particularmente evidente em plantas sombreadas, que se beneficiam do aumento da radiação difusa, resultando em maior transpiração e, conseqüentemente, maior ET_0 (Lu et al., 2017; Zhou; Liu; Yan, 2021).

Embora concentrações moderadas de aerossóis possam ter um efeito positivo na radiação difusa, níveis elevados de aerossóis geralmente reduzem ET_0 , com reduções globais de até 6,1 (Wang et al., 2022a). As secas agravadas pelos aerossóis podem diminuir ainda mais a fotossíntese e a ET_0 , pois estudos demonstraram reduções em ET_0 para folhas expostas à luz direta sob altas concentrações de aerossol (Zhang et al., 2020a; Zhou; Liu; Yan, 2021).

Figura 12- Relação entre a evapotranspiração de referência (ET_0) e profundidade óptica do aerossol (AOD a 500 nm) durante os períodos chuvoso e seco nos anos de 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015 e 2017. As linhas de tendência indicam a relação entre as variáveis, com o coeficiente de correlação (r), erro quadrático médio (MSE) e valor de significância (p).



A interação entre aerossóis atmosféricos e os processos biofísicos das superfícies terrestres é particularmente complexa em biomas heterogêneos como o Cerrado, onde a diversidade de fitofisionomias leva a respostas variadas aos impactos ambientais. Conforme destacado por (Silva Oliveira et al., 2018), a cobertura vegetal desempenha um papel crucial na modulação de parâmetros biofísicos como o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), albedo, temperatura da superfície e balanço de radiação. Durante a estação chuvosa, áreas com vegetação mais densa, como o Cerradão, exibiram valores significativamente maiores de NDVI e balanço de radiação, enquanto o albedo e a temperatura da superfície foram menores.

Os aerossóis atmosféricos, ao alterar a radiação solar incidente, podem impactar diretamente esses parâmetros, com implicações significativas para a evapotranspiração. Em superfícies com maior NDVI, como florestas e Cerradão, a redução da radiação solar causada por aerossóis pode ter um efeito mais pronunciado, uma vez que essas áreas dependem mais fortemente da radiação direta para sustentar os elevados fluxos de ET_0 . Por outro lado, em áreas com pastagens ou vegetação mais esparsa, como Campo Limpo, onde o albedo é maior e a densidade da vegetação é menor, o efeito do aerossol pode ser menos significativo.

Outro fator importante é a influência do uso e cobertura da terra na dinâmica hidrológica do Cerrado. A conversão de vegetação nativa em áreas agrícolas, como plantações de cana-de-açúcar, levou à diminuição da ET anual e alterou o ciclo hidrológico, reduzindo a precipitação durante as estações seca e chuvosa. Essa alteração pode ser exacerbada pelos aerossóis, que, ao influenciar a formação de nuvens e a radiação solar disponível, amplificam os efeitos negativos das mudanças no uso da terra (Caballero; Ruhoff; Biggs, 2022).

Um estudo realizado na Bacia Amazônica meridional analisou a relação entre AOD e ET_0 em diferentes fases do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS). O estudo concluiu que, para níveis de AOD variando de 0,10 a 1,5, os aerossóis tiveram um efeito positivo sobre ET_0 . No entanto, quando os níveis de aerossol ultrapassaram $AOD > 1,5$, houve uma redução na radiação solar que atingiu o topo da copa das árvores, levando a uma diminuição na ET_0 (Palácios et al., 2024).

As tendências sazonais na relação entre AOD e ET_0 refletem variações significativas nos padrões de emissão de aerossóis e nas condições atmosféricas associadas. Durante a estação seca, o aumento nas concentrações de aerossóis atmosféricos é amplamente impulsionado por atividades antrópicas, como queima de biomassa, mineração de ouro e transporte, consistente com observações em outras regiões da América do Sul. Esses fatores resultam em maiores

cargas de partículas na atmosfera, intensificando o espalhamento e a absorção da radiação solar. A queima de biomassa, em particular, é uma importante fonte de aerossóis na região durante a estação seca, levando a valores mais altos de AOD. A formação de aerossóis secundários e a presença de partículas de fuligem aumentam a absorção de energia, o que pode reduzir a quantidade de R_g que atinge a superfície. Essa redução em R_g , por sua vez, impacta negativamente a ET_0 , pois menos energia está disponível para o processo de evapotranspiração. No Brasil, o Cerrado (savana tropical) é responsável por até 70% da área queimada anualmente no país.

Os dados apresentados na Figura A1 enfatizam a intensificação da atividade do fogo durante a estação seca, particularmente em agosto e setembro. Esses meses apresentam aumentos significativos nos focos de incêndio ao longo dos anos analisados, evidenciando o impacto sazonal das atividades antrópicas e das condições climáticas nas emissões de aerossóis. Esse padrão sazonal contribui diretamente para a dinâmica observada na relação entre AOD e ET_0 (Targino et al., 2024; Zhao et al., 2020).

3.4 Conclusão

Este estudo destaca o papel crítico dos aerossóis atmosféricos na influência da evapotranspiração de referência e variáveis climáticas associadas no Cerrado mato-grossense. Os resultados demonstram padrões sazonais distintos, com os aerossóis exercendo um impacto mais pronunciado durante a estação seca, quando a queima de biomassa aumenta significativamente as concentrações de aerossóis.

Os principais resultados incluem fortes correlações positivas entre a profundidade óptica do aerossol (AOD) e a temperatura do ar durante a estação seca, sugerindo que os aerossóis contribuem para o aquecimento atmosférico por meio da absorção da radiação solar. Correlações negativas entre AOD e radiação global (R_g) também foram mais evidentes durante a estação seca, à medida que os aerossóis dispersam e absorvem a radiação solar, reduzindo a quantidade de energia que atinge a superfície da Terra. A relação entre AOD e ET_0 revelou correlações positivas e negativas dependendo das variações sazonais e interanuais, destacando a interação complexa entre a dinâmica dos aerossóis e da evapotranspiração.

Estas descobertas sublinham o duplo papel dos aerossóis na modulação da evapotranspiração, com níveis moderados de aerossóis a aumentar a difusão da radiação e da fotossíntese, enquanto concentrações mais elevadas reduzem o R_g e ET_0 . Os impactos dos

aerossóis nos processos hidrológicos e climáticos do Cerrado têm implicações potenciais para a produtividade agrícola, a gestão dos recursos hídricos e a modelagem climática regional.

4 ARTIGO 02: INTERAÇÕES ENTRE AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NO PANTANAL MATO-GROSSENSE

RESUMO

Os aerossóis atmosféricos desempenham um papel crucial no sistema climático ao interferirem nos balanços radiativos da Terra. Essas partículas podem mudar a intensidade e o espectro da radiação que atinge a superfície terrestre, influenciando processos hidrometeorológicos essenciais, como a evapotranspiração de referência (ET_0). O presente estudo analisou a influência do Black Carbon (BC) na evapotranspiração de referência (ET_0) no Pantanal Mato-Grossense entre 2017 e 2019. Foram utilizados dados de uma torre micrometeorológica instalada na Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) SESC Pantanal, integrando variáveis meteorológicas (temperatura, umidade relativa, radiação global), propriedades ópticas dos aerossóis, índice de vegetação aprimorado (EVI) e dados de queimadas. A ET_0 foi estimada por meio da equação de Penman-Monteith. Os resultados mostraram forte sazonalidade nas concentrações de BC, com maiores valores durante a estação seca, associados ao aumento das queimadas e à redução da precipitação. Em dias com maior concentração de BC e menor albedo de espalhamento simples (ω_0), observaram-se menores valores de ET_0 , especialmente no período de maior radiação solar, sugerindo uma redução na radiação incidente devido à absorção pelos aerossóis. Por outro lado, elevadas taxas de ET_0 foram registradas em dias com baixos níveis de BC e altos valores de ω_0 , o que pode estar relacionado ao aumento da radiação difusa e sua maior eficiência na penetração do dossel vegetal. A correlação entre BC e ET_0 variou ao longo dos anos e entre as estações, sendo predominantemente negativa em 2017 e positiva em 2018. Os resultados deste estudo destacam a complexidade das interações entre aerossóis, variáveis meteorológicas e processos de evapotranspiração em ambientes tropicais.

Palavras-chave: aerossol; evapotranspiração; pantanal; black carbon; albedo de espalhamento simples.

4.1 Introdução

O Pantanal, reconhecido como a maior área úmida tropical contínua do planeta e Patrimônio Natural Mundial, configura-se como um ambiente crítico e estratégico para estudos ambientais, especialmente no contexto das mudanças climáticas. Esse bioma apresenta um sistema ecológico altamente sensível, moldado por um ciclo hidrológico sazonal, que alterna entre períodos de cheia e seca (Silva et al., 2024). Essa dinâmica singular influencia os fluxos de energia e de vapor d'água entre a superfície e a atmosfera, tornando a evapotranspiração um processo fundamental para a manutenção da estabilidade climática e hídrica da região (Valle Júnior et al., 2021).

Contudo, nas últimas décadas, o Pantanal vem sofrendo degradação acelerada, decorrente das mudanças climáticas e da intensificação de atividades humanas, como o desmatamento e, sobretudo, as queimadas, que se intensificam durante a estação seca. Esses eventos têm contribuído para a elevação das temperaturas, redução da umidade do solo e aumento da frequência e intensidade das emissões de aerossóis, especialmente de compostos fortemente absorvedores como o Black Carbon (BC) (Curado et al., 2024). Durante o período seco, as concentrações atmosféricas de BC atingem níveis elevados, alterando o balanço radiativo da superfície e possivelmente impactando a demanda evaporativa da atmosfera (Artaxo et al., 2013; Marengo et al., 2021).

Dentre os fatores atmosféricos que afetam a evapotranspiração, os aerossóis se destacam por sua complexa interação com a radiação solar. Essas partículas, sólidas ou líquidas, em suspensão na atmosfera, influenciam o sistema climático por mecanismos diretos como a reflexão, absorção e dispersão da radiação e indiretos como a modificação das propriedades microfísicas das nuvens e da precipitação. Sua composição química varia conforme as fontes de emissão (naturais ou antrópicas) e as condições meteorológicas locais. Os componentes inorgânicos mais comuns, como sulfato (SO_4^{2-}), nitrato (NO_3^-) e amônio (NH_4^+), predominam na fração de partículas finas ($\text{PM}_{2.5}$), impactando o balanço de energia ao espalhar a radiação solar (Kong et al., 2020). A fração orgânica inclui partículas primárias, oriundas de processos de combustão e fontes biogênicas, e secundárias, resultantes de reações fotoquímicas (Alves; Pio, 2005).

Aerossóis absorvedores, como o Black Carbon (BC), também conhecido como fuligem, são particularmente relevantes por contribuírem positivamente para o forçamento radiativo por meio da absorção direta da radiação solar (Wu et al., 2025). Embora representem uma fração relativamente pequena do total de aerossóis, seu impacto sobre o balanço de radiação, o clima

e a saúde humana é significativo (Bond et al., 2007). O albedo de espalhamento simples (ω), definido como a razão entre os coeficientes de espalhamento e de extinção, é uma propriedade óptica essencial para descrever a influência radiativa dos aerossóis. Valores mais baixos de ω indicam predominância de partículas absorvedoras e podem amplificar o aquecimento atmosférico, alterando os fluxos de energia na superfície (Brown et al., 2021; Tian et al., 2023).

Mudanças na radiação solar incidente afetam diretamente a evapotranspiração de referência (ET_0), variável essencial para a estimativa da demanda hídrica de culturas, planejamento agrícola e balanço hidrológico (Valle Júnior et al., 2021). A ET_0 depende de variáveis meteorológicas como temperatura, umidade relativa, vento e radiação solar, sendo, portanto, sensível às modificações ópticas provocadas por aerossóis (Yao, 2017; Zhou et al., 2021).

Estudos em diferentes regiões do mundo indicam que os efeitos dos aerossóis na evapotranspiração são amplamente modulados pela radiação solar. Em baixos níveis de AOD (profundidade óptica do aerossol), observa-se um aumento da radiação difusa, favorecendo a transpiração de folhas sombreadas, conhecido como efeito de fertilização difusa (DFE). Por outro lado, concentrações mais elevadas de aerossóis reduzem a radiação direta incidente, comprometendo a transpiração de folhas expostas e reduzindo o fluxo hídrico no dossel, além de induzirem resfriamento atmosférico e maior umidade relativa, o que pode suprimir a evaporação do solo, especialmente em ambientes úmidos (Zhou et al., 2021).

Na região sul da Bacia Amazônica, observou-se que cargas moderadas de aerossóis (AOD entre 0,10 e 1,5) podem aumentar a ET_0 pela intensificação da radiação difusa. Em contraste, concentrações elevadas (AOD > 1,5) promovem sombreamento excessivo da superfície, diminuindo a energia disponível e a evapotranspiração. Além disso, eventos do fenômeno El Niño–Oscilação Sul (ENSO) modulam as variáveis meteorológicas e a carga de aerossóis, influenciando os processos evaporativos (Palácios et al., 2024).

No semiárido nordestino, especificamente em Petrolina (PE), o aumento da AOD tem sido associado à redução da radiação solar global e da ET_0 . No entanto, concentrações mais baixas e menos absorvedoras podem elevar a ET_0 . Embora a maioria das variações tenha sido inferior a $\pm 4\%$, desvios de até 30% foram observados, apontando impactos relevantes para o manejo da irrigação e o balanço hídrico (Steidle Neto; Lopes, 2018).

Em Ranchi, leste da Índia, constatou-se que cargas elevadas de aerossóis reduzem a radiação solar visível e, conseqüentemente, os fluxos de calor sensível e latente, diminuindo a evapotranspiração em cerca de 14%. Ainda assim, o aumento da radiação difusa compensou

parcialmente a fotossíntese e a transpiração, especialmente em solos úmidos, que favorecem a manutenção dos fluxos hídricos mesmo sob menor radiação direta (Murthy et al., 2014).

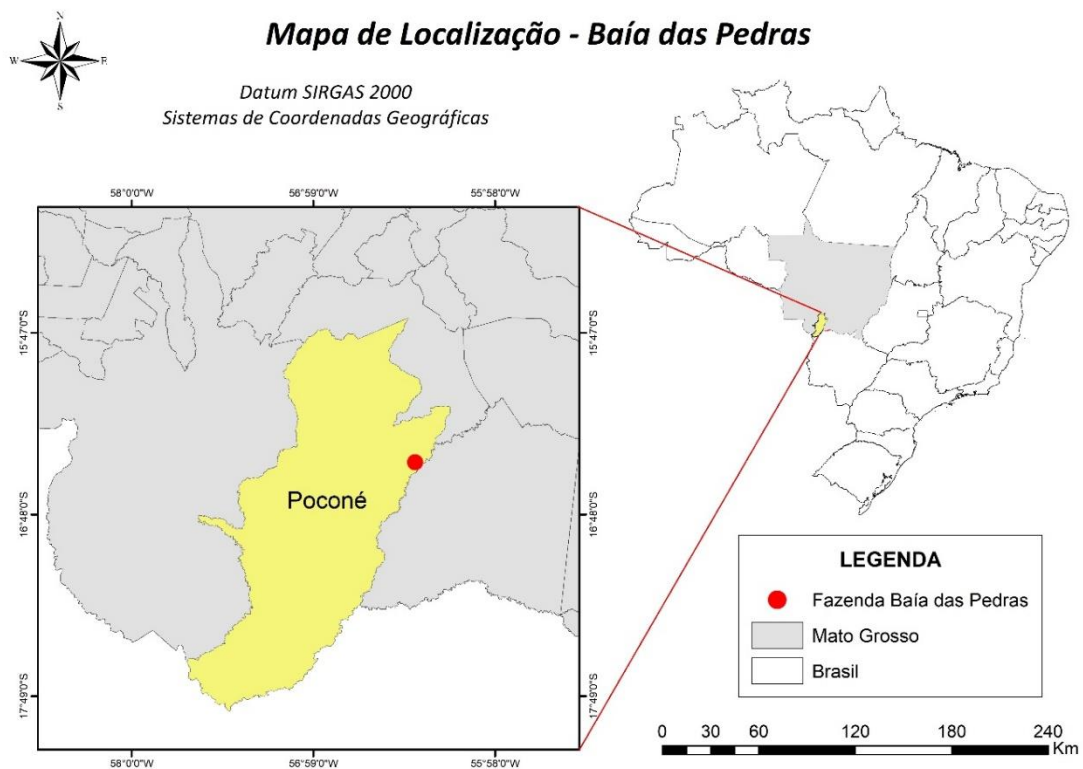
Apesar de sua importância ecológica e climática, o Pantanal ainda é pouco estudado em relação às interações entre aerossóis e processos hidrometeorológicos. Diante desse cenário, este estudo tem como objetivo determinar a influência do Black Carbon (BC) na evapotranspiração de referência (ET_0) no Pantanal Mato-Grossense, buscando compreender como essas interações variam sazonalmente e sob diferentes condições atmosféricas.

4.2 Material e Métodos

4.2.1 Área de Estudo

O presente estudo foi conduzido com dados coletados entre janeiro de 2017 e dezembro de 2019 no bioma Pantanal, no Parque Baía das Pedras (Figura 13), parte da Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) do SESC Pantanal ($16^{\circ}39' S$; $56^{\circ}47' W$), localizada no município de Poconé, na divisa com o município de Barão de Melgaço, a aproximadamente 160 km da capital Cuiabá, Estado de Mato Grosso, Brasil.

Figura 13- Localização do Parque Baía das Pedras.



A região é caracterizada por uma das maiores planícies alagáveis do mundo, com ampla sazonalidade hídrica e rica biodiversidade vegetal, contendo mais de mil espécies catalogadas.

A vegetação no local da amostragem é monodominante, predominando a espécie conhecida como Pombeiral (*Combretum lanceolatum* Pohl), com dossel de aproximadamente 4 metros de altura. O clima do local é classificado como Aw segundo a classificação de Köppen, com verões quentes e úmidos e invernos secos. A precipitação anual média é de 1400 mm e a temperatura média é de 26,1 °C (Biudes et al., 2015; Machado et al., 2016).

O intervalo de 2017 a 2019 corresponde à série contínua e disponível de medições de Black Carbon (BC) obtidas no âmbito de uma campanha de monitoramento atmosférico realizada no local.

4.2.2 Medições de Black Carbon (BC)

As concentrações de Black Carbon (BC) foram obtidas por meio de um aetalômetro (de 7 canais, modelo AE33 (Magee Scientific, EUA), operando nas bandas de 370 a 950 nm, instalado em ambiente com temperatura (25 °C) e umidade controladas, na Base de Pesquisa Avançada do Pantanal. O equipamento foi conectado a um sistema de amostragem com entrada seletiva de partículas finas (inlet com corte PM_{2,5}), configurado para uma vazão total de 3 L min⁻¹. Desse total, 2 L min⁻¹ foram direcionados ao aetalômetro, enquanto o restante foi utilizado por outro equipamento de monitoramento atmosférico operando em paralelo. O sistema de entrada foi instalado a 4,5 m de altura em relação ao solo, com controle de umidade por meio de sílica gel, substituída semanalmente. As medições foram realizadas a cada 10 minutos e, posteriormente, agregadas em médias de 30 minutos, corrigidas para temperatura e pressão padrão (STP: 273,15 K e 1013,25 hPa) (PALÁCIOS et al., 2022).

4.2.3 Estimativa do Albedo de Espalhamento Simples (ω_0)

O albedo de espalhamento simples (ω_0) foi calculado como a razão entre o coeficiente de espalhamento (σ_{esp}) e o coeficiente de extinção (σ_{ext}), sendo este último a soma dos coeficientes de espalhamento (σ_{esp}), e de absorção (σ_{abs}), conforme a equação. Os valores de espalhamento e absorção foram obtidos por meio de dois instrumentos: o Nefelômetro Ecotech M9003, operando a um comprimento de onda de 525 nm, para o espalhamento; e o Aethalômetro Magee Scientific A33, para a medição da absorção. Como o coeficiente de

absorção em 525 nm não é medido diretamente, foi realizada uma interpolação espectral para obter esse valor corrigido (Palácios et al., 2022).

$$\omega_0 = \frac{\sigma_{esp}}{\sigma_{abs} + \sigma_{esp}}$$

4.2.4 Dados Meteorológicos e Estimativa da Evapotranspiração de Referência (ET_0)

As variáveis meteorológicas foram medidas em uma torre micrometeorológica instalada no mesmo sítio experimental. A temperatura do ar (T °C) e a umidade relativa do ar (%) foram obtidas por meio de um sensor termo-higrômetro modelo HMP45C (Vaisala Inc., Finlândia), enquanto a radiação solar global (R_g) foi medida por piranômetro LI-200 (Campbell Scientific, EUA).

A evapotranspiração de referência (ET_0) foi estimada utilizando a equação de Penman-Monteith conforme as recomendações da FAO (Allen et al., 1998), amplamente validada em diferentes condições climáticas e de uso da terra (De Oliveira et al., 2021; Valle Júnior et al., 2021).

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

Onde a ET_0 é a evapotranspiração de referência (mm.dia^{-1}); R_n é a radiação líquida ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); G é a densidade de fluxo de calor do solo ($\text{MJ.m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); T é a temperatura média diária do ar (°C); u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (ms^{-1}); $e_s - e_a$ é o déficit de pressão de vapor de saturação (kPa); Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$).

4.2.5 Análises estatísticas

A análise estatística foi realizada com base em médias horárias mensais das variáveis meteorológicas e de aerossóis para os anos de 2017 a 2019. Foram elaborados mapas de calor para representar a variabilidade sazonal e diurna, e gráficos do ciclo diário da evapotranspiração de referência (ET_0), separados por estação seca (julho a outubro) e estação chuvosa (demais meses).

Para os gráficos do ciclo diário, os dados foram classificados em grupos de alta e baixa concentração de Black Carbon (BC) e de albedo de espalhamento simples (ω). A separação foi feita com base nos quartis da distribuição: valores abaixo do primeiro quartil (Q1) compuseram o grupo de baixo nível, e valores acima do terceiro quartil (Q3), o de alto nível. As médias horárias da ET_0 foram então calculadas para cada grupo.

Também foram geradas matrizes de correlação de Pearson, separadas por ano, estação e nível de BC. A dependência linear entre as variáveis foi avaliada utilizando o coeficiente de correlação de Pearson (r), com significância estatística de 95% ($p\text{-val} < 0,05$). Complementarmente, foram calculadas as médias mensais do EVI (índice de vegetação aprimorado) obtidas a partir dos produtos MOD13/MYD13 do sensor MODIS (Espectrorradiômetro de Imagem de Resolução Moderada), para os três anos analisados, e incluído um gráfico de focos de calor mensais obtidos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Todas as análises estatísticas foram realizadas no software R (4.3.2).

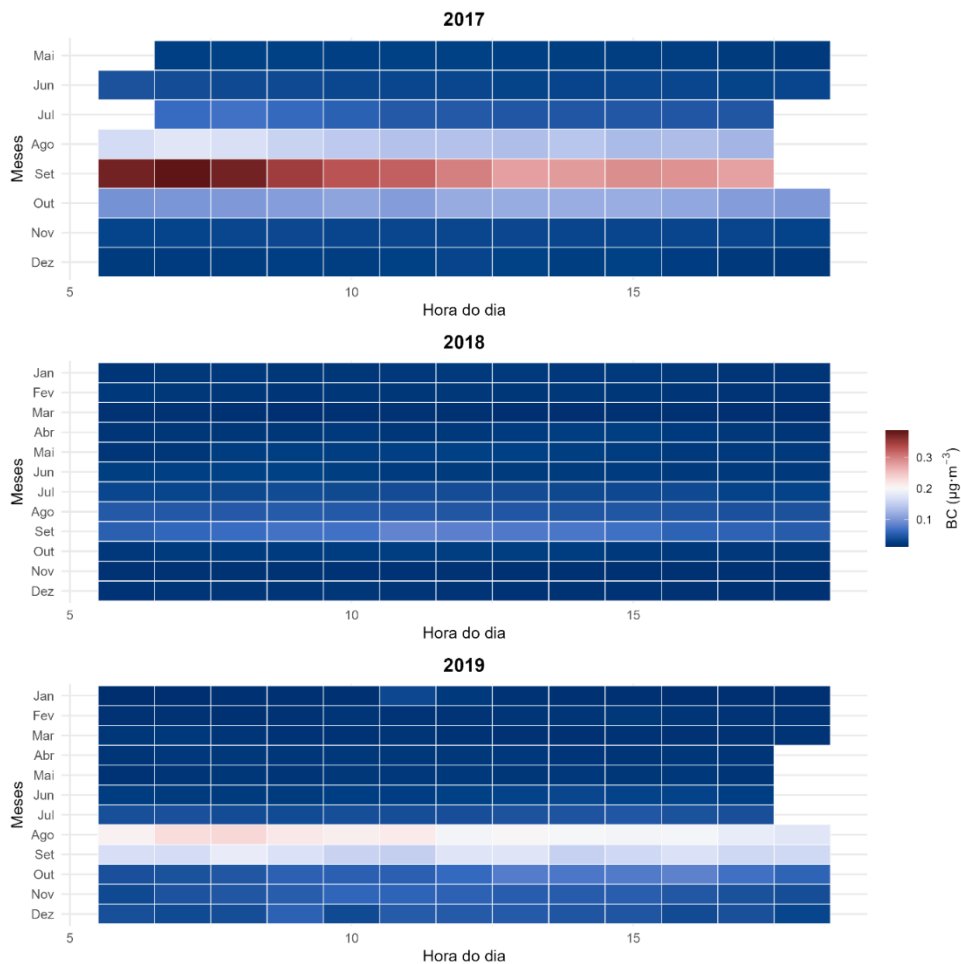
Neste estudo, a divisão entre estação seca e estação chuvosa seguiu a abordagem de Palácios et al. (2022), que considera a influência das emissões de queimadas nas propriedades ópticas dos aerossóis. Assim, a estação seca foi definida como o período de julho a outubro, quando as alterações nas características ópticas dos aerossóis, induzidas por incêndios, se tornam mais expressivas. Os demais meses do ano foram classificados como pertencentes à estação chuvosa.

4.3 Resultados e Discussão

4.3.1 Análise Horária das Variáveis Meteorológicas e de Aerossóis

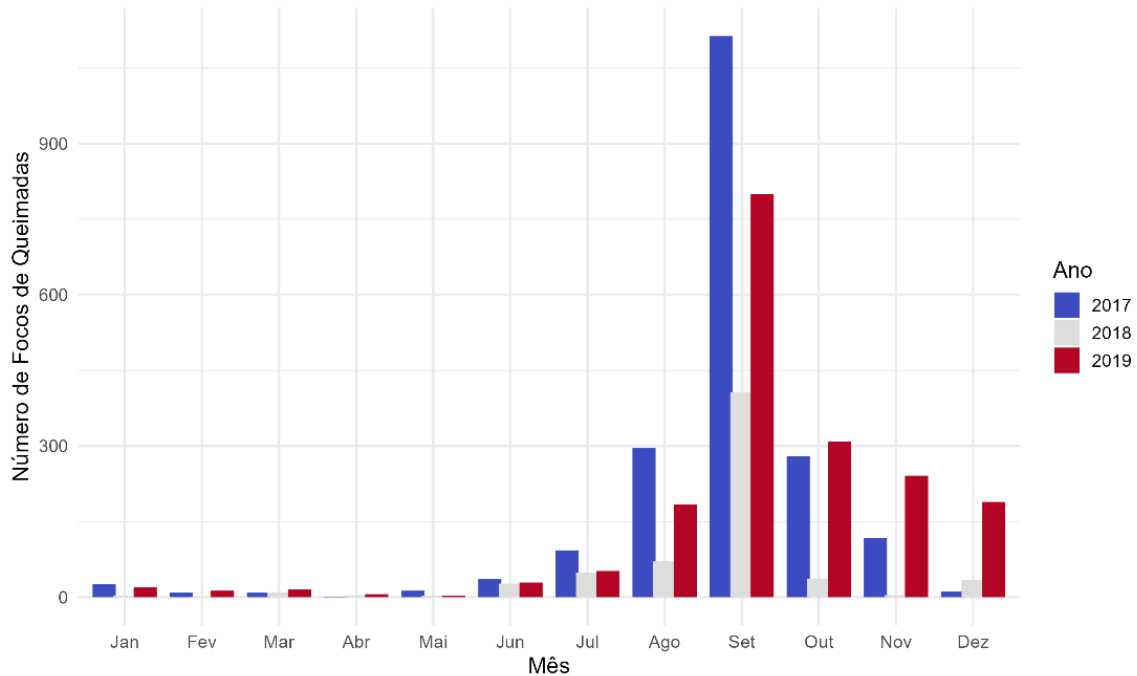
Nos três anos analisados (2017 a 2019), foi possível observar um padrão sazonal na variação horária mensal da concentração de Black Carbon (BC), Figura 15, com os maiores valores registrados na estação seca, principalmente no período da manhã (7h às 10h). Em 2017, as concentrações atingiram o valor máximo de $0,386 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Em 2018, embora o padrão sazonal tenha sido mantido, as concentrações foram mais baixas, com maior valor registrado de $0,077 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Já em 2019, os valores foram intermediários, com máximo de $0,230 \mu\text{g}/\text{m}^3$ em agosto.

Figura 14- Mapas de calor das médias horária mensais da concentração de Black Carbon (BC ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)) para os anos de 2017, 2018 e 2019, no período das 6h às 18h. A escala de cores indica a intensidade das concentrações, com tons mais quentes representando maiores valores.



Durante a estação chuvosa, as concentrações de BC mantiveram-se reduzidas em todos os anos, com valores médios horários abaixo de $0,015 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Em contrapartida, as maiores concentrações foram observadas durante a estação seca, com destaque para o ano de 2017. Esse aumento pode ser atribuído à intensificação das queimadas na região, principal fonte de emissão de partículas carbonáceas, conforme mostram os dados de focos de queimadas (Figura 16) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Além disso, a redução da precipitação nesse período compromete os processos de remoção úmida da atmosfera, favorecendo o acúmulo de aerossóis (DeWitt et al., 2019; Júnior et al., 2025).

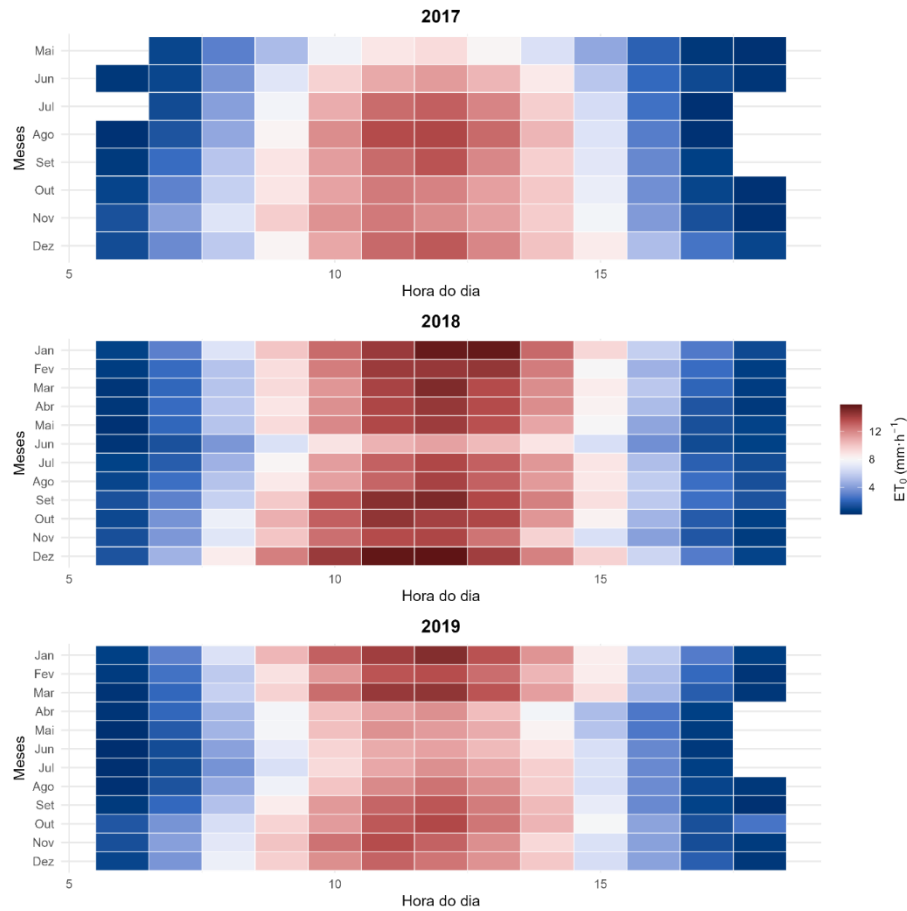
Figura 15- Distribuição mensal do número de focos de queimadas no Pantanal, nos anos de 2017, 2018 e 2019.



Fonte: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE

A evapotranspiração de referência (ET_0) apresentou valores máximos ao meio-dia e no início da tarde (aproximadamente entre 12h e 15h), conforme ilustrado na Figura 17. Esse comportamento é esperado conforme o método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998), no qual a ET_0 é fortemente influenciada pela radiação solar líquida e pelo déficit de pressão de vapor, variáveis que atingem seus picos nesse período do dia. Os maiores valores da média horária mensal da ET_0 ocorreram nos meses de janeiro de 2018 (9,72 mm h⁻¹), setembro de 2018 (9,45 mm h⁻¹), outubro de 2018 (9,24 mm h⁻¹), dezembro de 2018 (10,39 mm h⁻¹) e janeiro de 2019 (9,27 mm h⁻¹).

Figura 16 - Mapas de calor das médias horárias mensais da evapotranspiração de referência (ET_0 (mm/h)) para os anos de 2017, 2018 e 2019, no período das 6h às 18h. A escala de cores indica a intensidade da ET_0 , com tons mais quentes representando maiores taxas horárias de evapotranspiração.



Esses resultados mostram que os maiores valores de ET_0 ocorreram, predominantemente, em meses de transição entre a estação seca e o início da estação chuvosa, ou em períodos de elevada incidência de radiação solar e temperaturas do ar elevadas. Tais condições são típicas da região Centro-Oeste do Brasil, especialmente no Pantanal Mato-Grossense, onde a sazonalidade climática é marcada por um longo período seco seguido por uma estação úmida (Sabino et al., 2024).

Em termos de variação interanual, o ano de 2018 apresentou valores de ET_0 um pouco mais elevados durante os horários de maior evapotranspiração e nos meses da estação seca, em comparação com 2017 e 2019. A sazonalidade da ET_0 em regiões tropicais é influenciada por fatores como radiação solar, temperatura do ar e umidade relativa. Estudos indicam que, durante a estação seca, há uma redução significativa na ET_0 devido à menor disponibilidade de água e à diminuição da cobertura vegetal (Baker et al., 2021).

A variação horária mensal da temperatura do ar (Figura 18) e da umidade relativa (Figura 19) mostrou um padrão diurno típico da região do Pantanal, com valores extremos opostos entre o período matutino e o período vespertino. Nas primeiras horas do dia, observam-se temperaturas mínimas acompanhadas por UR elevadas, seguidas de picos de T e quedas

acentuadas na UR entre 12h e 15h. Este é um comportamento característico de zonas tropicais continentais (Marengo et al., 2021).

Figura 17- Mapas de calor das médias horárias mensais da temperatura do ar (T (°C)) para os anos de 2017, 2018 e 2019, no período das 6h às 18h. A escala de cores indica a intensidade da temperatura, com tons mais quentes representando valores mais elevados.

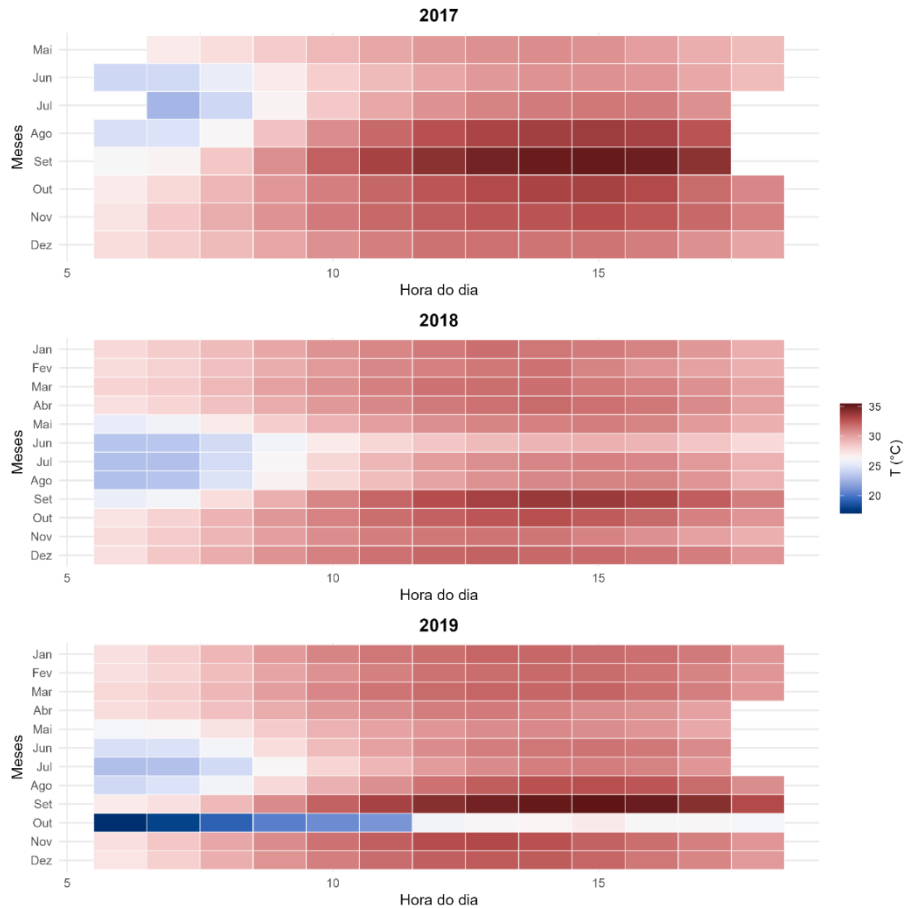
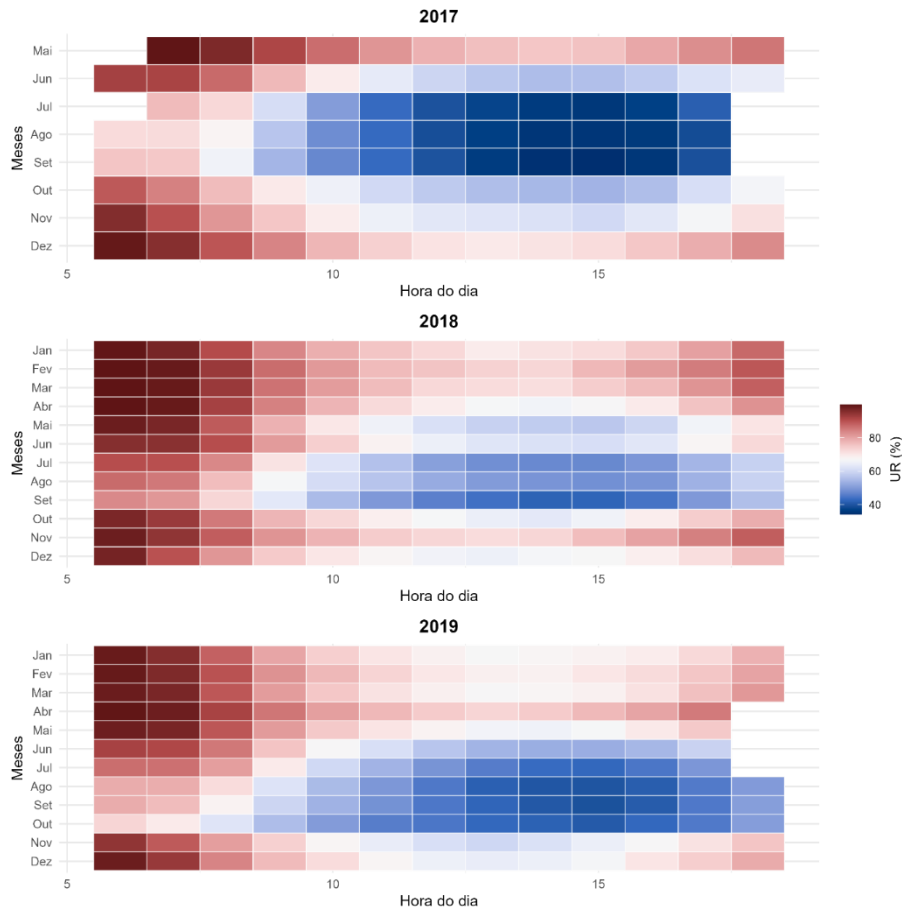
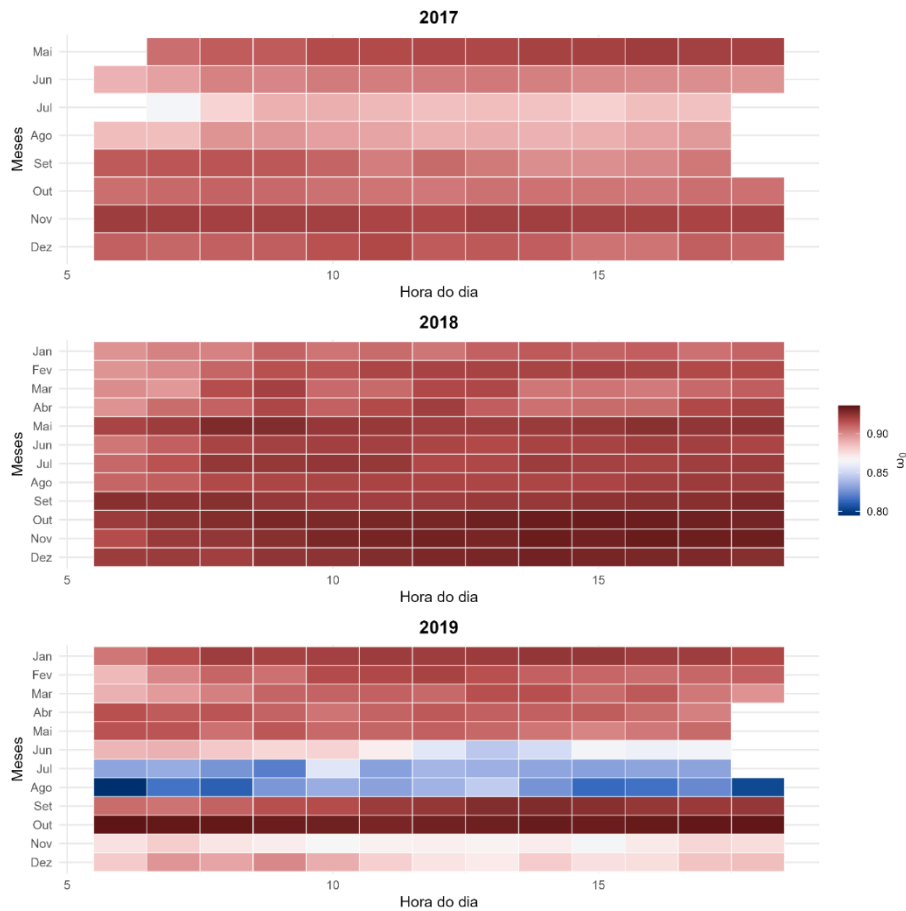


Figura 18- Mapas de calor das médias horárias mensais da umidade relativa do ar (UR (%)) para os anos de 2017, 2018 e 2019, no período das 6h às 18h. A escala de cores indica a intensidade da umidade relativa, com tons mais quentes representando maiores percentuais.



A variação horária mensal do albedo de espalhamento simples (ω_0) ao longo dos anos de 2017 a 2019 apresentou um comportamento sazonal, com valores mais elevados durante os meses da estação chuvosa e uma redução nos meses secos (Figura 20). Em 2017 e 2018, a distribuição do ω_0 foi mais homogênea, com valores mais altos ao longo de quase todo o dia, principalmente nos meses da estação chuvosa. Já em 2019, os valores médios mensais de ω_0 foram, em geral, inferiores aos dos anos anteriores, especialmente entre junho e setembro. Esse decréscimo indica maior presença de aerossóis com características de absorção da radiação solar, como o Black Carbon (Dubovik et al., 2002; Tian et al., 2023).

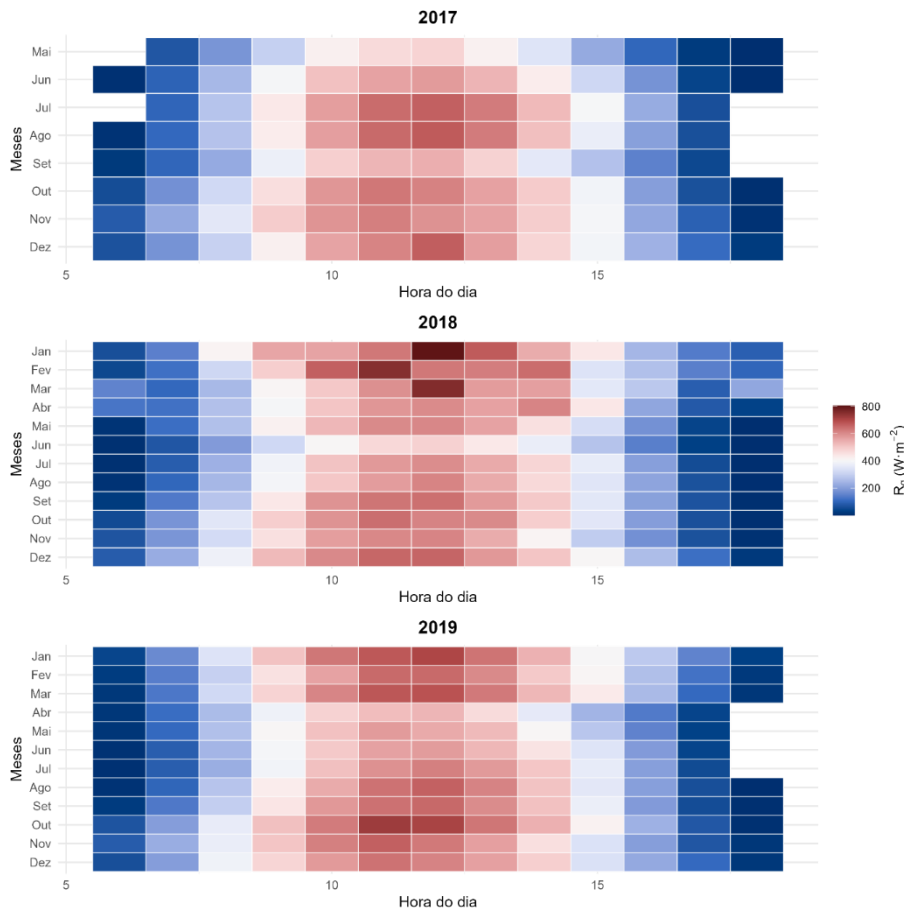
Figura 19- Mapas de calor das médias horárias mensais do albedo de espalhamento simples (ω_0) para os anos de 2017, 2018 e 2019, no período das 6h às 18h. A escala de cores indica os valores de ω_0 , com tons mais quentes representando maior fração de espalhamento em relação à extinção dos aerossóis.



A radiação global (R_g) apresentou um comportamento sazonal bem definido ao longo dos anos analisados (Figura 21). Durante a estação seca, observaram-se maiores valores ao longo do dia, principalmente entre 10h e 14h, período no qual os valores superaram os 800 W/m^2 , com destaque para outubro de 2019, quando foi registrado $866,8 \text{ W/m}^2$ às 11h. Esse padrão está associado à menor cobertura de nuvens e à atmosfera mais seca, que favorecem a incidência de radiação solar direta.

Por outro lado, na estação chuvosa, os valores de R_g foram mais variáveis e, em média, inferiores, devido à maior nebulosidade e à presença frequente de chuvas. Ainda assim, valores mais altos de R_g foram registrados nesse período, como por exemplo $962,8 \text{ W/m}^2$ observados em janeiro de 2018. Esses resultados estão de acordo com a literatura, que aponta a nebulosidade como principal modulador sazonal da radiação incidente em regiões tropicais, com implicações diretas sobre os processos de evapotranspiração (Machado et al., 2016).

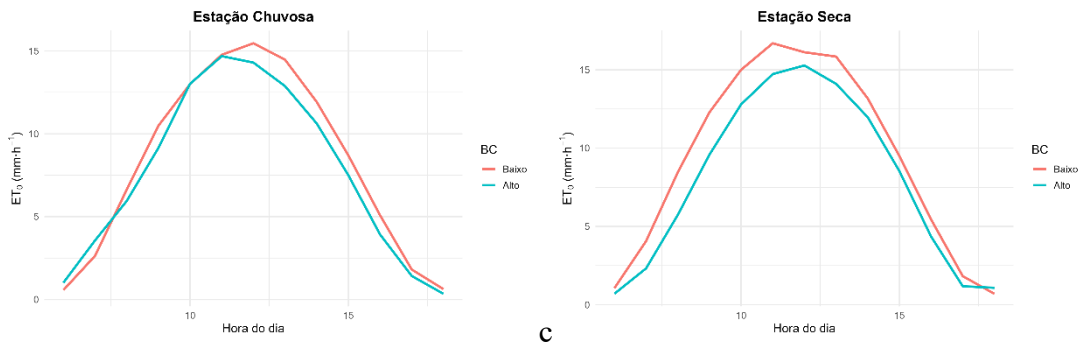
Figura 20- Mapas de calor das médias horárias mensais da radiação solar global (R_g (W/m^2)) para os anos de 2017, 2018 e 2019, no período das 6h às 18h. A escala de cores indica a intensidade da radiação, com tons mais quentes representando maior incidência solar.



4.3.1 Análise do Ciclo Diurno da Evapotranspiração de Referência

O ciclo diurno da evapotranspiração de referência (ET_0), considerando os diferentes níveis de concentração de Black Carbon (BC), Figura 22, e o albedo de espalhamento simples (ω_0), Figura 23, apresentou comportamentos distintos, principalmente durante a estação seca. Nos dias com maior concentração de BC, as taxas de ET_0 foram menores, especialmente entre o final da manhã e o início da tarde, período em que a radiação solar é mais intensa. Isso pode estar relacionado ao fato de o BC, por ser um aerossol fortemente absorvedor, atuar reduzindo a quantidade de radiação que atinge a superfície, limitando o balanço de energia disponível para os processos de evaporação e transpiração (Moteki, 2023).

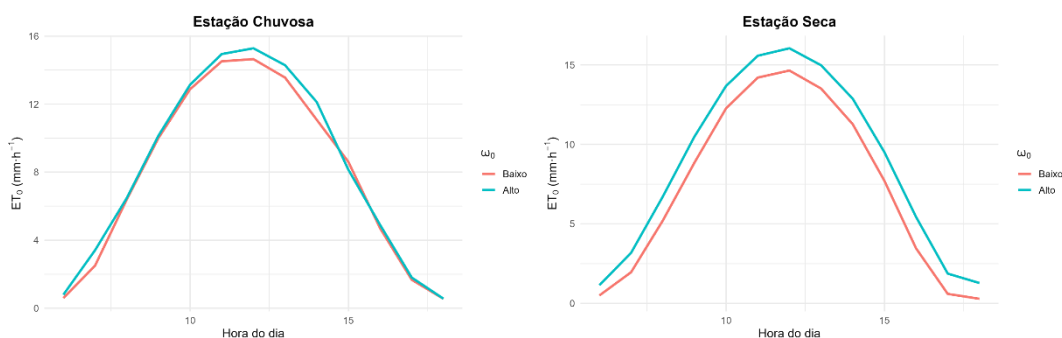
Figura 21- Ciclo diurno da evapotranspiração de referência (ET_0) para os dias com maior e menor concentração de Black Carbon (BC) para as estações chuvosa e seca.



Por outro lado, nos dias com altos valores de ω_0 , que indicam maior capacidade dos aerossóis em espalhar a radiação, observou-se um aumento nas taxas de ET_0 . Esse efeito pode estar relacionado ao aumento da radiação difusa, que tende a penetrar mais eficientemente no dossel vegetal, favorecendo a atividade fotossintética e, por consequência, a evapotranspiração (Zhou; Liu; Yan, 2021).

Durante a estação chuvosa, embora esses padrões tenham se mantido, as diferenças entre os grupos foram menores, provavelmente devido à menor concentração de aerossóis nesse período, já que as chuvas intensificam os processos de remoção úmida. De modo geral, os menores valores de ET_0 ocorreram sob condições combinadas de alta concentração de BC e baixo ω_0 , enquanto os maiores foram registrados em dias com baixa carga de BC e elevada capacidade de espalhamento dos aerossóis.

Figura 22- Ciclo diário da evapotranspiração de referência (ET_0) para os dias com maior e menor albedo de espalhamento simples (ω_0)



4.3.2 Correlações entre as variáveis meteorológicas e aerossóis

A análise das correlações de Pearson entre a concentração de BC e a ET_0 , no período de 2017 a 2019 mostrou que essa relação varia conforme as estações do ano (seca e chuvosa) e os níveis extremos de BC (Alto e Baixo). Na estação seca de 2017 (Figura 24), as correlações entre BC e ET_0 foram negativas em ambos os extremos, baixa ($r=-0,47$) e alta concentração de BC ($r = -0,32$), no entanto essas correlações não foram significativas. Nesse mesmo período, observou-se uma forte correlação negativa entre BC e a temperatura do ar ($r = -0,96$), além de uma correlação positiva com a umidade relativa ($r = 0,96$) e negativa com a radiação global (Rg). Esses resultados indicam que os aerossóis provavelmente atuaram reduzindo a quantidade de radiação solar que atingiu a superfície. Como a ET_0 depende fortemente da energia radiante disponível, a diminuição de Rg pode ter contribuído para a redução da evapotranspiração nesse contexto.

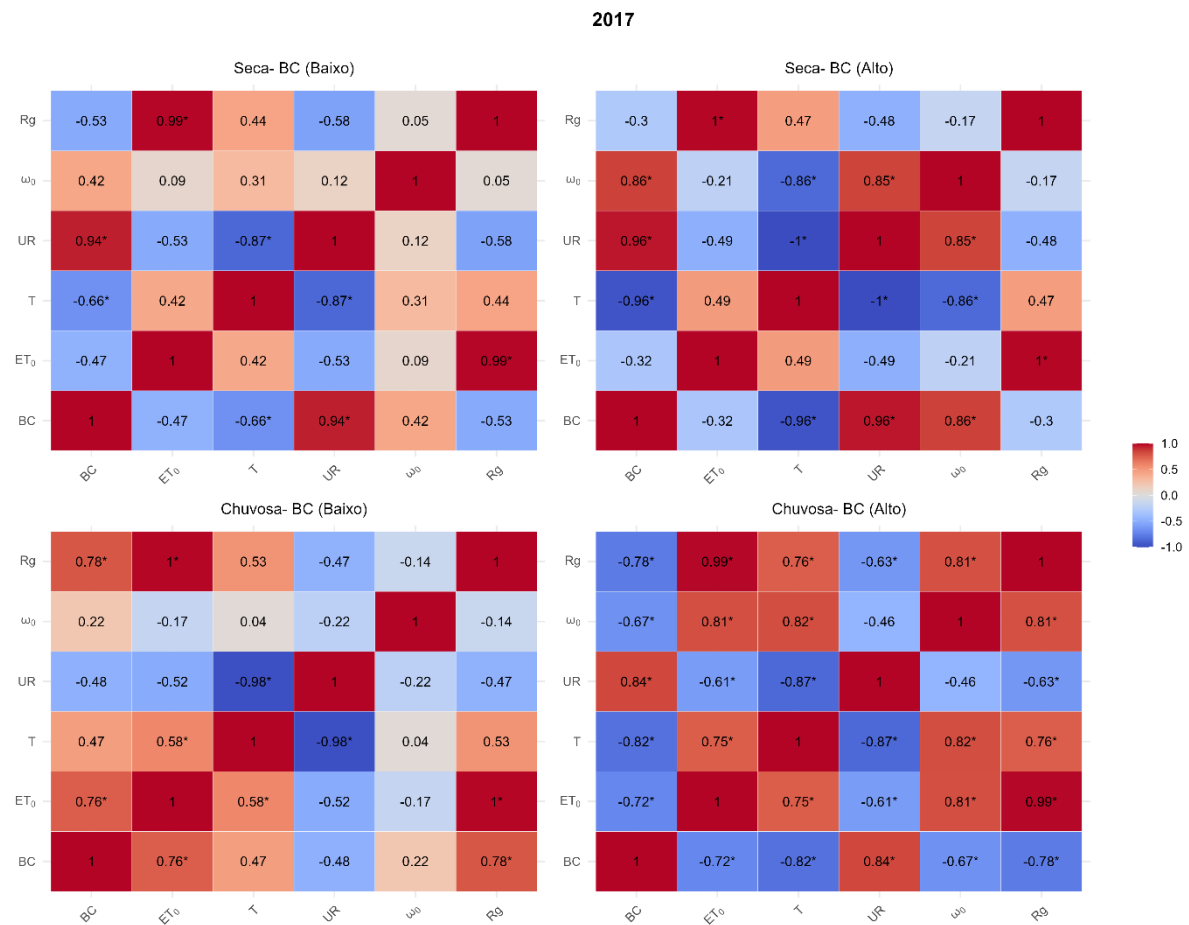
O Black Carbon é considerado o contribuinte mais significativo para a absorção global de ondas curtas entre todos os componentes conhecidos de aerossóis que absorvem luz (KAWASAKI et al., 2023). Em 2017, as concentrações de BC foram mais elevadas, o que pode explicar as correlações negativas observadas entre BC e ET_0 , ainda que as correlações observadas entre essas variáveis não tenham sido estatisticamente significativas. Aerossóis compostos por BC são majoritariamente absorvedores e tendem a reduzir a quantidade de radiação solar que alcança a superfície. Essa redução na disponibilidade de energia pode limitar os processos de evapotranspiração, contribuindo para a diminuição dos valores de ET_0 .

Na estação chuvosa de 2017, quando as concentrações de BC estavam mais baixas, a correlação entre BC e ET_0 foi positiva ($r = 0,76$) e acompanhada por uma correlação igualmente positiva com Rg ($r = 0,78$). Por outro lado, quando os níveis de BC aumentaram, as correlações se inverteram, ou seja, BC passou a se correlacionar negativamente tanto com ET_0 ($r = -0,72$) quanto com Rg, T e positivamente com UR (Wang et al., 2022a).

Segundo Yao et. al (2017), que analisou a influência causal da concentração de PM_{2.5} no evapotranspiração de referência na região de Jing-Jin-Ji, na China, existe uma relação negativa entre a concentração de partículas de aerossóis, e a evapotranspiração de referência (ET_0). Ou seja, quanto maior a concentração de aerossóis na atmosfera, menor tende a ser o ET_0 . Essa relação ocorre porque os aerossóis podem reduzir a radiação solar

que alcança a superfície terrestre, afetando assim o processo de evaporação e transpiração das plantas, que são os principais componentes da ET_0 .

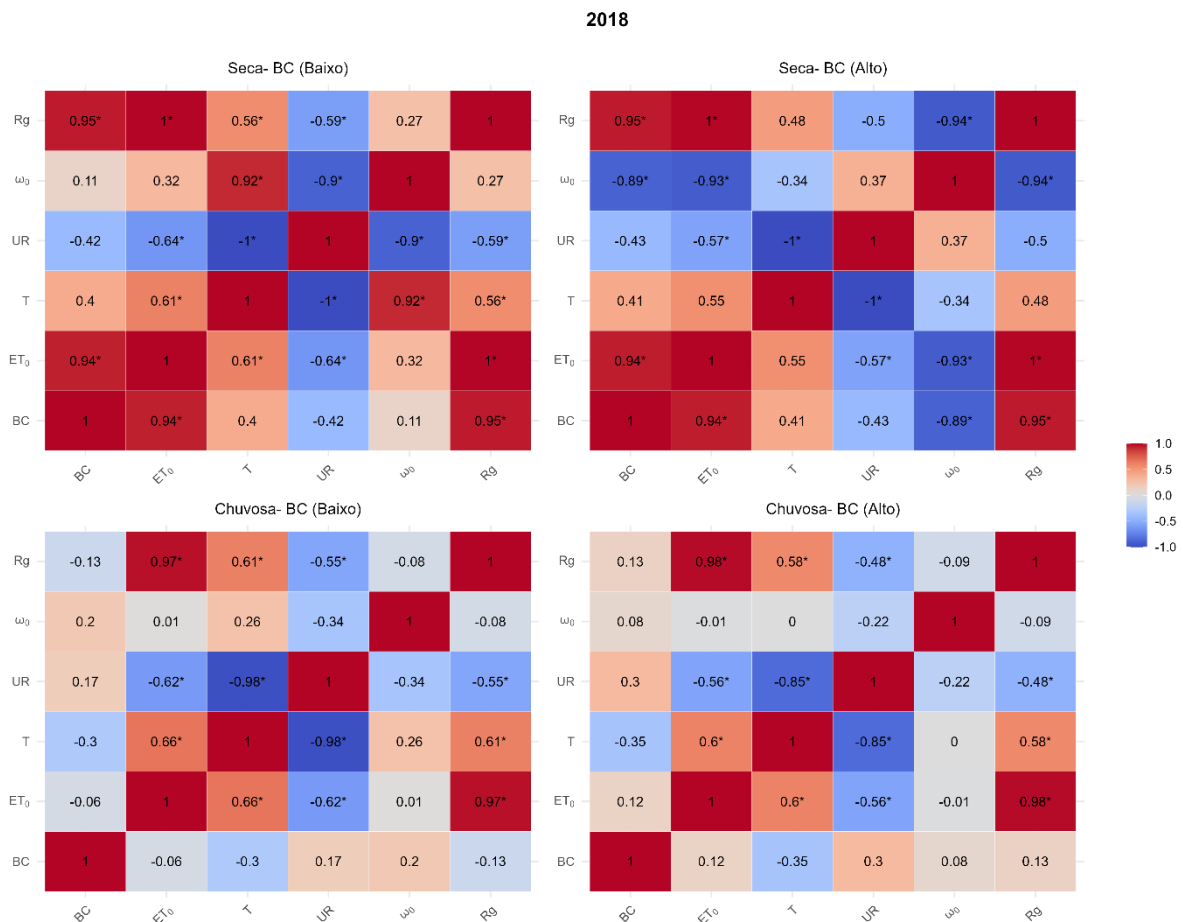
Figura 23-Matrizes de correlação de Pearson entre as variáveis meteorológicas e aerossóis para o ano de 2017, considerando a estação seca (à esquerda) e a estação chuvosa (à direita), separadas por níveis extremos de concentração de Black Carbon (BC) alto e baixo. O asterisco (*) indica correlações estatisticamente significativas ($p < 0,05$). A escala de cores representa a intensidade e a direção da correlação: tons de azul indicam correlações negativas, enquanto tons de vermelho indicam correlações positivas. Quanto mais intensa a cor, maior o coeficiente de correlação.



Durante o ano de 2018 (Figura 25), especialmente na estação seca, observou-se fortes correlações positivas significativas entre BC e ET_0 , tanto em condições de baixa quanto de alta concentração ($r = 0,94$). Esse comportamento é acompanhado por correlações positivas entre BC e Rg. O comportamento observado na estação seca de 2018, em que BC e ET_0 apresentaram correlações positivas mesmo em dias de alta concentração de BC, pode ser compreendido pela análise integrada do albedo de espalhamento simples (ω_0) e das concentrações absolutas de BC ao longo do ano. Conforme mostra o mapa de

calor das médias horárias mensais de BC (Figura 15), os níveis de concentração em 2018 foram consideravelmente mais baixos do que os observados em 2017 e 2019, inclusive durante a estação seca. Isso indica que, mesmo nos dias classificados como “alto BC”, a concentração de aerossóis não atingiu valores suficientemente elevados para reduzir significativamente a radiação incidente.

Figura 24- Matrizes de correlação de Pearson entre as variáveis meteorológicas e aerossóis para o ano de 2018, considerando a estação seca (à esquerda) e a estação chuvosa (à direita), separadas por níveis extremos de concentração de Black Carbon (BC) alto e baixo. O asterisco (*) indica correlações estatisticamente significativas ($p < 0,05$). A escala de cores representa a intensidade e a direção da correlação: tons de azul indicam correlações negativas, enquanto tons de vermelho indicam correlações positivas. Quanto mais intensa a cor, maior o coeficiente de correlação.



A combinação de baixos níveis de BC com altos valores de ω_0 indica que, nesse ano, predominavam aerossóis com comportamento mais espalhador, o que favorece a entrada de radiação difusa e pode ter contribuído para manter os fluxos de

evapotranspiração elevados. A radiação solar que atinge a superfície terrestre pode ser dividida em dois componentes: direta (que incide em linha reta do Sol) e difusa (que resulta do espalhamento da luz por partículas e moléculas na atmosfera). Embora este estudo não tenha quantificado diretamente a radiação difusa, os padrões observados sugerem que a radiação pode ter influenciado os fluxos de evapotranspiração.

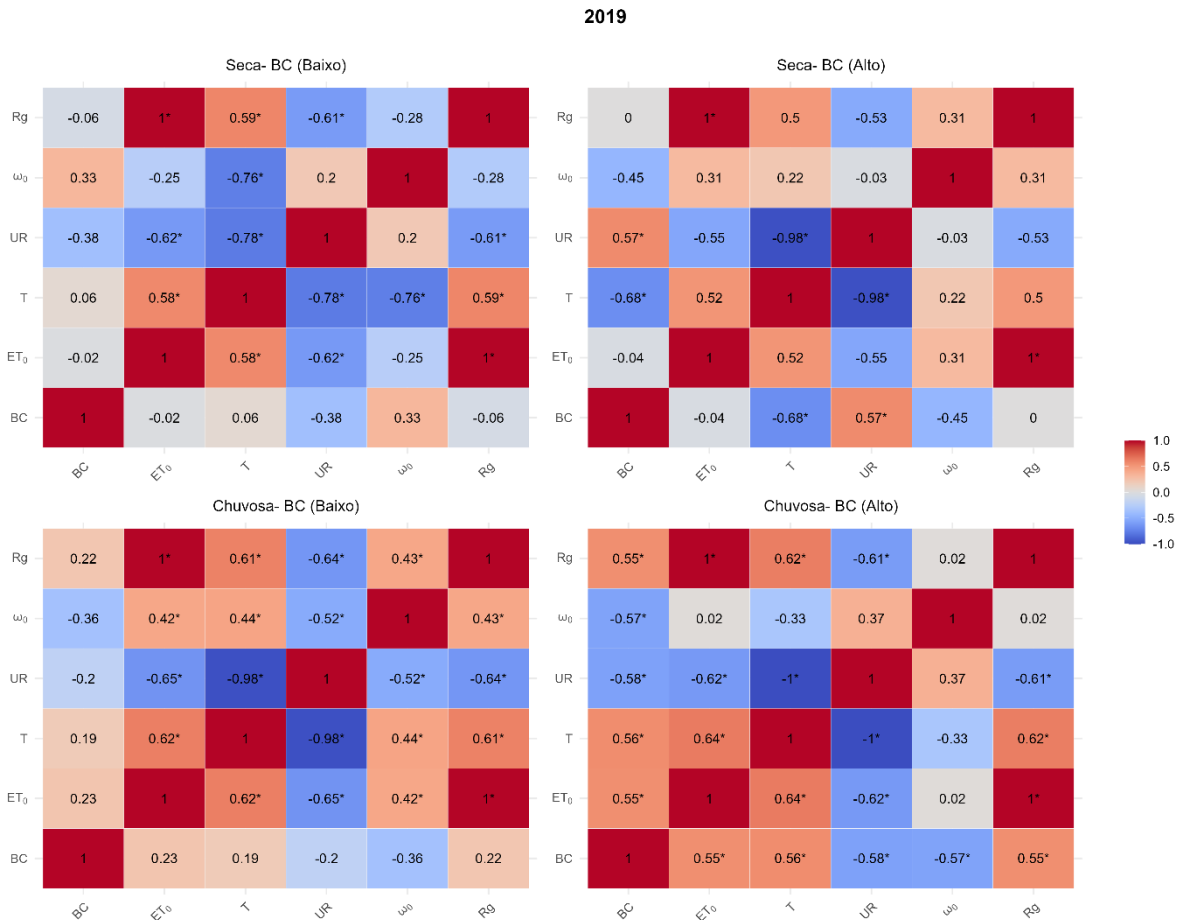
Aerossóis em concentrações moderadas e com maior capacidade de espalhamento (indicada por altos valores de ω_0) tendem a aumentar a fração de radiação difusa, que penetra mais eficientemente no dossel vegetal e pode intensificar a fotossíntese e a transpiração (Mercado et al., 2009; Wang et al., 2022a; Zhou; Liu; Yan, 2021)). Já na estação chuvosa, a influência de BC sobre ET_0 foi pouco perceptível, com correlações fracas e, na maioria dos casos, não significativas.

Em 2019 (Figura 26), as correlações entre BC e ET_0 foram fracas durante a estação seca, sobretudo em dias com baixa concentração de BC. Já na estação chuvosa, observou-se uma correlação positiva e significativa entre BC e ET_0 nos dias com alta concentração ($r = 0,55$).

A análise da média mensal do EVI (Índice de Vegetação Aprimorado) entre 2017 e 2019 (Figura 27) evidencia o padrão sazonal típico da vegetação em regiões tropicais, com maiores valores durante a estação chuvosa (principalmente de janeiro a abril e novembro a dezembro) e redução nos meses secos, sobretudo entre junho e setembro. Essa variação acompanha a disponibilidade hídrica e a sazonalidade climática regional, refletindo diretamente a atividade fisiológica da vegetação (D'Acunha et al., 2024).

Estudos como o de Maeda et al. (2017) demonstram que a dinâmica da vegetação, medida por índices espectrais como o EVI, está relacionada à capacidade das plantas de realizar fotossíntese e transpiração, influenciando a evapotranspiração, logo, a presença de vegetação ativa pode aumentar a eficiência com que a radiação disponível é convertida em fluxos de calor latente, sobretudo quando há condições favoráveis de radiação e umidade. Nesse sentido, Biudes et al. (2022) observaram correlações significativas entre o EVI e a evapotranspiração em biomas tropicais como o Pantanal, com coeficientes variando entre 0,38 e 0,89, reforçando o papel do EVI como um indicador sensível à dinâmica da vegetação e aos fluxos de água e energia.

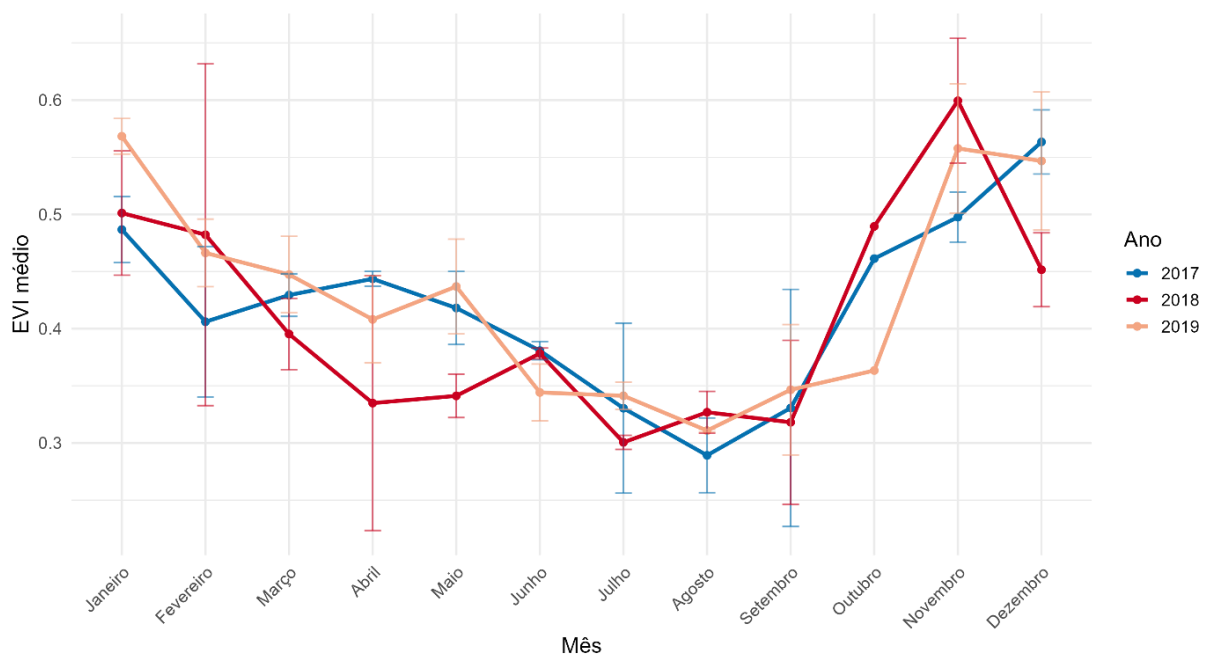
Figura 25- Matrizes de correlação de Pearson entre as variáveis meteorológicas e aerossóis para o ano de 2019, considerando a estação seca (à esquerda) e a estação chuvosa (à direita), separadas por níveis extremos de concentração de Black Carbon (BC) alto e baixo. O asterisco (*) indica correlações estatisticamente significativas ($p < 0,05$). A escala de cores representa a intensidade e a direção da correlação: tons de azul indicam correlações negativas, enquanto tons de vermelho indicam correlações positivas. Quanto mais intensa a cor, maior o coeficiente de correlação.



Em 2018 os valores de EVI mantiveram-se mais elevados durante a estação seca em comparação a 2017 e 2019, indicando maior vigor vegetativo mesmo em condições de menor precipitação. Esse padrão coincide com os maiores valores de ET_0 observados no mesmo período, conforme demonstrado nos mapas de calor (Figura17), sugerindo que a vegetação permaneceu ativa e capaz de responder à demanda evaporativa da atmosfera. Além disso, os altos valores de ω_0 registrados em 2018 (Figura 20) indicam a predominância de aerossóis com maior capacidade de espalhamento, os quais favorecem a entrada de radiação difusa, componente que, segundo Mercado et al. (2009) e Doughty et

al. (2010), penetra mais profundamente no dossel e pode aumentar a fotossíntese em folhas sombreadas. Assim, a combinação entre vegetação ativa (EVI elevado), presença de radiação difusa (associada a aerossóis espalhadores) e baixa carga total de BC pode ter favorecido a manutenção de elevados fluxos de evapotranspiração, mesmo durante a estação seca, em contraste com os demais anos analisados.

Figura 26- Variação média mensal do Índice de Vegetação (EVI) nos anos de 2017, 2018 e 2019, na área de estudo. As linhas representam as médias mensais do EVI para cada ano, enquanto as barras verticais indicam o desvio padrão .



4.4 Conclusão

As análises deste estudo mostraram que as maiores concentrações de BC ocorreram durante a estação seca, especialmente no ano de 2017, coincidindo com o aumento dos focos de queimadas, que representam a principal fonte de emissão de partículas carbonáceas na região. As correlações entre BC e ET_0 apresentaram variações entre os três anos analisados e estações seca e chuvosa. Em 2017, com níveis mais altos de BC, predominou uma relação negativa entre BC e ET_0 , no entanto essa relação não foi significativa. Em contrapartida, em 2018, mesmo nos dias classificados como “alta concentração de BC”, os valores absolutos foram baixos, e o albedo de espalhamento

simples (ω_0) apresentou valores mais elevados. Essa combinação pode ter favorecido o aumento da fração de radiação difusa, o que pode ter ampliado a eficiência da vegetação em captar luz nos estratos inferiores do dossel, contribuindo assim para o aumento da ET_0 . Já em 2019 houve correlações fracas na estação seca e relações positivas na estação chuvosa.

A análise do ciclo diurno da ET_0 mostrou que os menores valores ocorreram em condições combinadas de alta concentração de BC e baixo ω_0 , especialmente nas horas centrais do dia, período de maior incidência de radiação solar. Por outro lado, os maiores valores foram registrados em dias com baixa carga de BC e elevado ω_0 . Além disso, a análise do Índice de Vegetação Aprimorado (EVI) reforçou o papel ativo da vegetação na modulação da evapotranspiração. Esses resultados indicam a complexa interação entre cobertura vegetal, radiação disponível e carga de aerossóis, o que se reflete diretamente nos processos de troca de energia e de água entre a superfície e a atmosfera.

5 CONCLUSÃO GERAL

Os dois estudos desenvolvidos nesta tese indicam a complexidade das interações entre aerossóis atmosféricos e a evapotranspiração de referência (ET_0) em ecossistemas tropicais do estado de Mato Grosso, especificamente no Cerrado e no Pantanal.

No Cerrado Mato-Grossense, os principais resultados incluem correlações positivas entre a profundidade óptica do aerossol (AOD) e a temperatura do ar durante a estação seca, sugerindo que os aerossóis contribuem para o aquecimento atmosférico por meio da absorção da radiação solar. Correlações negativas entre AOD e radiação global (R_g) também foram mais evidentes durante a estação seca, à medida que os aerossóis dispersam e absorvem a radiação solar, reduzindo a quantidade de energia que atinge a superfície da Terra. A relação entre AOD e ET_0 revelou correlações positivas e negativas dependendo das variações sazonais e interanuais, destacando a interação complexa entre a dinâmica dos aerossóis e da evapotranspiração.

No Pantanal, as análises mostraram que as maiores concentrações de Black Carbon (BC) ocorreram durante a estação seca, especialmente em 2017, coincidindo com o aumento dos focos de queimadas. As correlações entre BC e a ET_0 variaram conforme o ano e a estação, ou seja, foram predominantemente negativas em 2017, positivas em 2018 quando os níveis absolutos de BC foram menores e o albedo de espalhamento simples (ω_0) mais elevado e em 2019 só houve correlação positiva significativa na estação chuvosa com alto BC. Os ciclos diurnos da ET_0 indicaram menores taxas em condições de alta carga de BC e baixo ω_0 , e maiores valores sob baixa concentração de BC e ω_0 elevado. A análise do EVI indica o papel da vegetação na modulação da evapotranspiração.

Com base nos resultados obtidos, a hipótese deste estudo pode ser confirmada de forma parcial. De modo geral, observou-se que altas concentrações de aerossóis, principalmente os de caráter absorvedor, tendem a reduzir a radiação solar que chega à superfície, contribuindo para a diminuição da evapotranspiração de referência (ET_0), especialmente na estação seca. No entanto, esse efeito não é uniforme. Em algumas situações, a presença de aerossóis com maior ω_0 pode aumentar a radiação difusa e favorecer a fotossíntese e conseqüentemente a transpiração das plantas. Apesar de a ET_0 não considerar a resposta fisiológica da vegetação, alterações na radiação solar influenciam diretamente a ET_0 .

6 REFERÊNCIAS

- ALHO, C. J. R.; SABINO, J. A conservation agenda for the Pantanal's biodiversity. **Brazilian Journal of Biology**, v. 71, p. 327–335, abr. 2011.
- ALHO, Cleber J. R.; SILVA, João S. V. Effects of Severe Floods and Droughts on Wildlife of the Pantanal Wetland (Brazil)—A Review. **Animals : an Open Access Journal from MDPI**, v. 2, n. 4, p. 591–610, 15 out. 2012.
- ALLEN, Richard G. (ORG.). **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. repr ed. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2000.
- ALLEN, Richard G. *et al.* Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. **Agricultural Water Management**, v. 98, n. 6, p. 899–920, 1 abr. 2011.
- ALVES, Célia. Aerossóis atmosféricos: perspectiva histórica, fontes, processos químicos de formação e composição orgânica. **Química Nova**, v. 28, n. 5, p. 859–870, out. 2005.
- ALVES, Célia A.; PIO, Casimiro A. Secondary organic compounds in atmospheric aerosols: speciation and formation mechanisms. **Journal of the Brazilian Chemical Society**, v. 16, p. 1017–1029, out. 2005.
- AMARILLO, Ana *et al.* Análise exploratória de espécies de PM 2,5 carbonáceos em ambientes urbanos: relação com variáveis meteorológicas e dados de satélite. **Atmospheric Environment**, v. 245, p. 117987, 15 jan. 2021.
- ANDREAE, Meinrat O. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning – an updated assessment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 13, p. 8523–8546, 4 jul. 2019.
- BAKER, Jessica C. A. *et al.* Evapotranspiration in the Amazon: spatial patterns, seasonality, and recent trends in observations, reanalysis, and climate models. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 25, n. 4, p. 2279–2300, 28 abr. 2021.
- BARLOW, Jos *et al.* The future of hyperdiverse tropical ecosystems. **Nature**, v. 559, n. 7715, p. 517–526, jul. 2018.
- BAWA, Kamaljit S.; KRESS, W. John; NADKARNI, Nalini M. Beyond Paradise—Meeting the Challenges in Tropical Biology in the 21st Century. [*S.d.*].
- BHANAGE, Vinayak; LATHA, R.; MURTHY, B. S. Evapo-transpiration, role of aerosol radiative forcing: a study over a dense canopy. *In*: REMOTE SENSING OF THE ATMOSPHERE, CLOUDS, AND PRECIPITATION VI. **Remote Sensing of the Atmosphere, Clouds, and Precipitation VI**. SPIE, 9 maio 2016. Disponível em: <<https://www.spiedigitallibrary.org/conference-proceedings-of-spie/9876/98762N/Evapo-transpiration-role-of-aerosol-radiative-forcing--a-study/10.1117/12.2223643.full>>. Acesso em: 1 jul. 2025
- BIUDES, Marcelo Sacardi *et al.* Evapotranspiration Seasonality over Tropical Ecosystems in Mato Grosso, Brazil. **Remote Sensing**, v. 14, n. 10, p. 2482, jan. 2022.

- BJARKE, Nels; BARSUGLI, Joseph; LIVNEH, Ben. Ensemble of CMIP6 derived reference and potential evapotranspiration with radiative and advective components. **Scientific Data**, v. 10, n. 1, p. 417, 27 jun. 2023.
- BOND, Tami C. *et al.* A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 109, n. D14, 2004.
- BOND, Tami C. *et al.* Historical emissions of black and organic carbon aerosol from energy-related combustion, 1850–2000. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 21, n. 2, 2007.
- BRIDHIKITTI, Arika; SAWANGPROH, Weerachon; NAKAYAMA, Tomoki. A review on atmospheric aerosols and dusts in different tropical forest ecosystems and policy recommendations toward climate resilience. **Atmospheric Environment**, v. 352, p. 121215, 1 jul. 2025.
- CABALLERO, Cassia Brocca; RUHOFF, Anderson; BIGGS, Trent. Land use and land cover changes and their impacts on surface-atmosphere interactions in Brazil: A systematic review. **Science of The Total Environment**, v. 808, p. 152134, 20 fev. 2022.
- CORREA, Danielle Blazys *et al.* Increased burned area in the Pantanal over the past two decades. **Science of The Total Environment**, v. 835, p. 155386, 20 ago. 2022.
- CURADO, Leone F. A. *et al.* Effect of biomass burning emission on carbon assimilation over Brazilian Pantanal. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 155, n. 2, p. 999–1006, 1 fev. 2024.
- D'ACUNHA, B. *et al.* Changes in evapotranspiration, transpiration and evaporation across natural and managed landscapes in the Amazon, Cerrado and Pantanal biomes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 346, p. 109875, 1 mar. 2024.
- DE OLIVEIRA, Renan G. *et al.* Temporal trend changes in reference evapotranspiration contrasting different land uses in southern Amazon basin. **Agricultural Water Management**, v. 250, p. 106815, 1 maio 2021.
- DEVI, Archana; SATHEESH, Sreedharan K. Global maps of aerosol single scattering albedo using combined CERES-MODIS retrieval. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 22, n. 8, p. 5365–5376, 25 abr. 2022.
- DUBOVIK, Oleg *et al.* Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. 1 fev. 2002.
- ESTUPINAN-SUAREZ, Lina M. *et al.* A Regional Earth System Data Lab for Understanding Ecosystem Dynamics: An Example from Tropical South America. **Frontiers in Earth Science**, v. 9, 20 jul. 2021.
- FENG, Yao; CHEN, Dongmei; ZHAO, Xinyi. Impact of aerosols on terrestrial gross primary productivity in North China using an improved boreal ecosystem productivity simulator with satellite-based aerosol optical depth. **GIScience & Remote Sensing**, v. 57, n. 2, p. 258–270, 17 fev. 2020.

- FERREIRA, Lucas Borges *et al.* Estimation of reference evapotranspiration in Brazil with limited meteorological data using ANN and SVM – A new approach. **Journal of Hydrology**, v. 572, p. 556–570, 1 maio 2019.
- GIAMBELLUCA, Thomas W. *et al.* Evapotranspiration and energy balance of Brazilian savannas with contrasting tree density. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 8, p. 1365–1376, 3 ago. 2009.
- HAO, Hongfei *et al.* Visibility-derived aerosol optical depth over global land from 1959 to 2021. **Earth System Science Data**, v. 16, n. 7, p. 3233–3260, 12 jul. 2024.
- HOLBEN, B. N. *et al.* AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. **Remote Sensing of Environment**, v. 66, n. 1, p. 1–16, 1 out. 1998.
- HOU, Pei *et al.* Sensitivity of atmospheric aerosol scavenging to precipitation intensity and frequency in the context of global climate change. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 11, p. 8173–8182, 13 jun. 2018.
- HUANG, Yan; DICKINSON, Robert E.; CHAMEIDES, William L. Impact of aerosol indirect effect on surface temperature over East Asia. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 103, n. 12, p. 4371–4376, 21 mar. 2006.
- ISLAM, Shakibul; ALAM, A. K. M. Rashidul. Performance evaluation of FAO Penman-Monteith and best alternative models for estimating reference evapotranspiration in Bangladesh. **Heliyon**, v. 7, n. 7, p. e07487, 1 jul. 2021.
- JIANG, Xingxing *et al.* Retrieval of hourly aerosol single scattering albedo over land using geostationary satellite data. **npj Climate and Atmospheric Science**, v. 7, n. 1, p. 157, 2 jul. 2024.
- JION, Most Mastura Munia Farjana *et al.* A critical review of NO₂ and AOD in major Asian cities: challenges, mitigation approaches and way forwards. **Air Quality, Atmosphere & Health**, 22 ago. 2024.
- JUNG, Jia *et al.* The Impact of the Direct Effect of Aerosols on Meteorology and Air Quality Using Aerosol Optical Depth Assimilation During the KORUS-AQ Campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 14, p. 8303–8319, 2019.
- KLINK, Carlos A.; MACHADO, Ricardo B. Conservation of the Brazilian Cerrado. **Conservation Biology**, v. 19, n. 3, p. 707–713, 2005.
- LI, Tao *et al.* A review of aerosol-cloud interactions: Mechanisms, climate effects, and observation methods. **Atmospheric Research**, v. 325, p. 108267, 15 out. 2025.
- LING, Xiaolu; HAN, Xiaomen. Aerosol Impacts on Meteorological Elements and Surface Energy Budget over an Urban Cluster Region in the Yangtze River Delta. **Aerosol and Air Quality Research**, v. 19, n. 5, p. 1040–1055, 2019.
- LIU, Lixia *et al.* Impact of biomass burning aerosols on radiation, clouds, and precipitation over the Amazon: relative importance of aerosol–cloud and aerosol–radiation interactions. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 21, p. 13283–13301, 10 nov. 2020.

LIU, Shaoqing; CHEN, Min; ZHUANG, Qianlai. Aerosol effects on global land surface energy fluxes during 2003–2010. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 22, p. 7875–7881, 2014.

LIU, Yuzhi *et al.* Aerosol-cloud interactions over the Tibetan Plateau: An overview. **Earth-Science Reviews**, v. 234, p. 104216, 1 nov. 2022.

LU, Xiaoliang *et al.* Enhanced water use efficiency in global terrestrial ecosystems under increasing aerosol loadings. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 237–238, p. 39–49, 1 maio 2017.

MACHADO, L. A. T. *et al.* Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 61–77, 1 jun. 2004.

MACHADO, Nadja Gomes *et al.* Sazonalidade do Balanço de Energia e Evapotranspiração em Área Arbustiva Alagável no Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 82–91, mar. 2016.

MARENGO, Jose A. *et al.* Changes in Climate and Land Use Over the Amazon Region: Current and Future Variability and Trends. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, 21 dez. 2018.

MARENGO, Jose A. *et al.* Extreme Drought in the Brazilian Pantanal in 2019–2020: Characterization, Causes, and Impacts. **Frontiers in Water**, v. 3, 2021.

MERCADO, Lina M. *et al.* Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. **Nature**, v. 458, n. 7241, p. 1014–1017, abr. 2009.

MORGAN, William T. *et al.* Transformation and ageing of biomass burning carbonaceous aerosol over tropical South America from aircraft in situ measurements during SAMBBA. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 9, p. 5309–5326, 6 maio 2020.

MOTEKI, Nobuhiro. Climate-relevant properties of black carbon aerosols revealed by in situ measurements: a review. **Progress in Earth and Planetary Science**, v. 10, n. 1, p. 12, 6 mar. 2023.

MURTHY, B. S. *et al.* Effect of aerosols on evapo-transpiration. **Atmospheric Environment**, v. 89, p. 109–118, 1 jun. 2014.

PALÁCIOS, Rafael *et al.* Optical properties and spectral dependence of aerosol light absorption over the Brazilian Pantanal. **Atmospheric Pollution Research**, v. 13, n. 5, p. 101413, 1 maio 2022.

PALÁCIOS, Rafael *et al.* ENSO effects on the relationship between aerosols and evapotranspiration in the south of the Amazon biome. **Environmental Research**, v. 250, p. 118516, 1 jun. 2024.

PANDA, Upasana *et al.* Exploring the chemical composition and processes of submicron aerosols in Delhi using aerosol chemical speciation monitor driven factor analysis. **Scientific Reports**, v. 15, n. 1, p. 14383, 24 abr. 2025.

- PENNER, Joyce E. Soot, sulfate, dust and the climate — three ways through the fog. **Nature**, v. 570, n. 7760, p. 158–159, jun. 2019.
- PEREIRA, Luis S. *et al.* Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future. **Agricultural Water Management**, Agricultural Water Management: Priorities and Challenges. v. 147, p. 4–20, 1 jan. 2015.
- RAMANATHAN, V. *et al.* Aerosols, Climate, and the Hydrological Cycle. **Science**, v. 294, n. 5549, p. 2119–2124, 7 dez. 2001.
- RAMARAO, M. V. S. *et al.* Signatures of aerosol-induced decline in evapotranspiration over the Indo-Gangetic Plain during the recent decades. **MAUSAM**, v. 74, n. 2, p. 297–310, 31 mar. 2023.
- REDDINGTON, Carly L. *et al.* Biomass burning aerosol over the Amazon: analysis of aircraft, surface and satellite observations using a global aerosol model. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 14, p. 9125–9152, 17 jul. 2019.
- ROY, Sen S. Impact of aerosol optical depth on seasonal temperatures in India: a spatio-temporal analysis. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, n. 3, p. 727–740, 1 fev. 2008.
- SABINO, Marlus *et al.* Reference Evapotranspiration in Climate Change Scenarios in Mato Grosso, Brazil. **Hydrology**, v. 11, n. 7, p. 91, jul. 2024.
- SABINO, Marlus; DE SOUZA, Adilson Pacheco. Global Sensitivity of Penman–Monteith Reference Evapotranspiration to Climatic Variables in Mato Grosso, Brazil. **Earth**, v. 4, n. 3, p. 714–727, set. 2023.
- SANTOS, Wilma Roberta dos *et al.* Can changes in land use in a semi-arid region of Brazil cause seasonal variation in energy partitioning and evapotranspiration? **Journal of Environmental Management**, v. 367, p. 121959, 1 set. 2024.
- SILVA OLIVEIRA, Bruno *et al.* Improved Albedo Estimates Implemented in the METRIC Model for Modeling Energy Balance Fluxes and Evapotranspiration over Agricultural and Natural Areas in the Brazilian Cerrado. **Remote Sensing**, v. 10, n. 8, p. 1181, ago. 2018.
- SRIVASTAVA, Rohit *et al.* Aerosol radiative forcing deduced from observations and models over an urban location and sensitivity to single scattering albedo. **Atmospheric Environment**, v. 45, n. 34, p. 6163–6171, 1 nov. 2011.
- TARGINO, Admir Créso *et al.* A short climatology of black and brown carbon and their sources at a suburban site impacted by smoke in Brazil. **Journal of Environmental Sciences**, v. 136, p. 498–511, 1 fev. 2024.
- TARIQ, Salman *et al.* Long-term spatiotemporal trends in aerosol optical depth and its relationship with enhanced vegetation index and meteorological parameters over South Asia. **Environmental Science and Pollution Research**, v. 29, n. 20, p. 30638–30655, 1 abr. 2022.
- TIAN, Pengfei *et al.* Atmospheric aerosol size distribution impacts radiative effects over the Himalayas via modulating aerosol single-scattering albedo. **npj Climate and Atmospheric Science**, v. 6, n. 1, p. 1–9, 30 maio 2023.

TITOS, G. *et al.* Effect of hygroscopic growth on the aerosol light-scattering coefficient: A review of measurements, techniques and error sources. **Atmospheric Environment**, v. 141, p. 494–507, 1 set. 2016.

TORABI, Sayed Esmatullah *et al.* High-Resolution Characterization of Aerosol Optical Depth and Its Correlation with Meteorological Factors in Afghanistan. **Atmosphere**, v. 15, n. 7, p. 849, jul. 2024.

VALLE JÚNIOR, Luiz Claudio Galvão do *et al.* Evaluation of FAO-56 Procedures for Estimating Reference Evapotranspiration Using Missing Climatic Data for a Brazilian Tropical Savanna. **Water**, v. 13, n. 13, p. 1763, jan. 2021.

WANG, Bin *et al.* Impact of diffuse radiation on evapotranspiration and its coupling to carbon fluxes at global FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 322, p. 109006, 15 jul. 2022a.

WANG, Bin *et al.* High aerosol loading decreases the transpiration of poplars both in the day- and night-time. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 327, p. 109225, 15 dez. 2022b.

WANG, Shengfeng *et al.* Effects of Aerosol on Reference Crop Evapotranspiration: A Case Study in Henan Province, China. **Agronomy**, v. 13, n. 1, p. 82, jan. 2023.

WEI, Jing *et al.* Global aerosol retrieval over land from Landsat imagery integrating Transformer and Google Earth Engine. **Remote Sensing of Environment**, v. 315, p. 114404, 15 dez. 2024.

YAO, Ling. Causative impact of air pollution on evapotranspiration in the North China Plain. **Environmental Research**, v. 158, p. 436–442, 1 out. 2017.

ZAMADEI, Tamara *et al.* Radiação global e difusa diária na região de transição Cerrado-Amazônia brasileira. **Ciência e Natura**, v. 43, p. e37–e37, 15 abr. 2021.

ZHANG, Hua; WANG, Zhili. Advances in the Study of Black Carbon Effects on Climate. **Advances in Climate Change Research**, v. 2, n. 1, p. 23–30, 25 mar. 2011.

ZHANG, Jing *et al.* Effects of increasing aerosol optical depth on the gross primary productivity in China during 2000–2014. **Ecological Indicators**, v. 108, p. 105761, 1 jan. 2020a.

ZHANG, Q. *et al.* Ubiquity and dominance of oxygenated species in organic aerosols in anthropogenically-influenced Northern Hemisphere midlatitudes. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 13, 2007.

ZHANG, Shuang *et al.* Review of aerosol optical depth retrieval using visibility data. **Earth-Science Reviews**, v. 200, p. 102986, 1 jan. 2020b.

ZHANG, Xindan *et al.* Aerosol Components Derived from Global AERONET Measurements by GRASP: A New Value-Added Aerosol Component Global Dataset and Its Application. 14 out. 2024.

ZHAO, Pusheng *et al.* Aerosol hygroscopicity based on size-resolved chemical compositions in Beijing. **Science of The Total Environment**, v. 716, p. 137074, 10 maio 2020.

ZHAO, Shuyun *et al.* Simulating the Effects of Anthropogenic Aerosols on Terrestrial Aridity Using an Aerosol–Climate Coupled Model. 15 set. 2017.

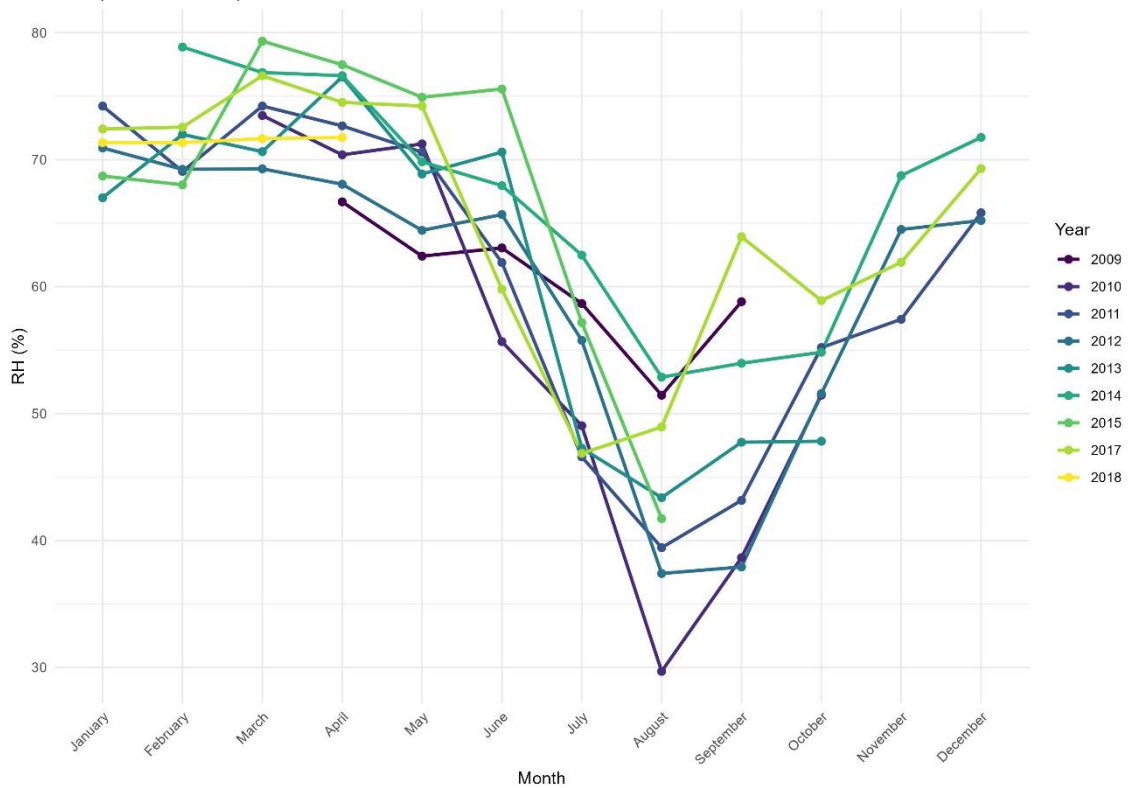
ZHOU, Bin; LIU, Duanyang; YAN, Wenlian. A Simple New Method for Calculating Precipitation Scavenging Effect on Particulate Matter: Based on Five-Year Data in Eastern China. **Atmosphere**, v. 12, n. 6, p. 759, jun. 2021.

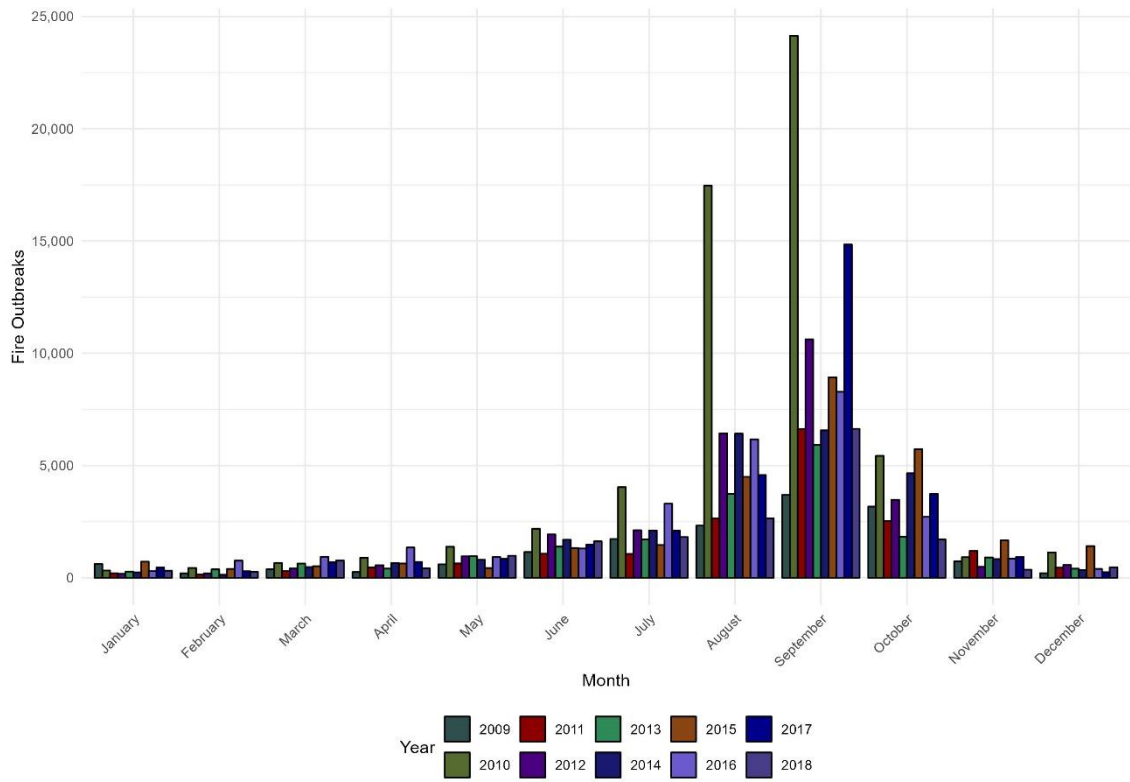
ZHOU, Hao *et al.* Aerosol radiative and climatic effects on ecosystem productivity and evapotranspiration. **Current Opinion in Environmental Science & Health**, v. 19, p. 100218, 1 fev. 2021.

APÊNDICE A

As figuras a seguir complementam as discussões do texto principal. Elas destacam os valores mínimos de umidade relativa do ar ocorridos entre agosto e setembro, que coincidem com o período de pico dos níveis de AOD e intensificação da atividade de incêndios.

Figura A1- Média mensal de umidade relativa (2009–2018) e focos de queimadas no estado de Mato Grosso (2009–2018).





Fonte: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)