



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

LEILANE GOMES DUARTE

**A INFLUÊNCIA DO AEROSSOL ATMOSFÉRICO NO BALANÇO DE ENERGIA
EM UMA REGIÃO DE TRANSIÇÃO NA AMAZÔNIA LEGAL**

**CUIABÁ - MT
2024**

LEILANE GOMES DUARTE

**A INFLUÊNCIA DO AEROSSOL ATMOSFÉRICO NO BALANÇO DE ENERGIA
EM UMA REGIÃO DE TRANSIÇÃO NA AMAZÔNIA LEGAL**

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

Orientador: Prof. Dr. Rafael da Silva Palacios

**CUIABÁ-MT
2024**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

D812i Duarte, Leilane Gomes.

A influência do aerossol atmosférico no balanço de energia em uma região de transição na Amazônia Legal [recurso eletrônico] / Leilane Gomes Duarte. -- Dados eletrônicos (1 arquivo : 55 f., il. color., pdf). -- 2024.

Orientador: Rafael da Silva Palacios.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2024.

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

Inclui bibliografia.

1. aerossóis. 2. profundidade óptica. 3. balanço de energia. 4. índice de claridade. I. Palacios, Rafael da Silva, *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 FÍSICA AMBIENTAL

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: A INFLUÊNCIA DO AEROSSOL ATMOSFÉRICO NO BALANÇO DE ENERGIA EM UMA REGIÃO DE TRANSIÇÃO NA AMAZÔNIA LEGAL

AUTORA: DOUTORANDA LEILANE GOMES DUARTE

Tese defendida e aprovada em **10 de SETEMBRO de 2024.**

COMPOSIÇÃO DA BANCA EXAMINADORA

- 1. PROF DR. RAFAEL DA SILVA PALACIOS** (Presidente Banca / Orientador)
INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
- 2. PROF DR. LEONE FRANCISCO DE AMORIM CURADO** (Membro Interno)
INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
- 3. PROF DR. THIAGO RANGEL RODRIGUES** (Membro Externo)
INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO DO SUL
- 4. PROF DR. GLAUBER GUIMARÃES CIRINO DA SILVA** (Membro Externo)
INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
- 5. PROF DR. MARCO AURÉLIO DE MENEZES FRANCO** (Membro Externo)
INSTITUIÇÃO: UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

CUIABÁ, 10/09/2024.



Documento assinado eletronicamente por **MARCELO SACARDI BIUDES**, **Coordenador(a) de Programas de Pós-Graduação em Física Ambiental - IF/UFMT**, em 11/09/2024, às 09:32, 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 11/09/2024, às 10:38, 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 **Thiago Rangel Rodrigues, Usuário Externo**, em 11/09/2024, às 10:44, 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 **Marco Aurélio de Menezes Franco, Usuário Externo**, em 11/09/2024, às 10:49, 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 **Glauber Guimarães Cirino da Silva, Usuário Externo**, em 17/09/2024, às 14:42, 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 30/09/2024, às 09:45, 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 **7142098** e o código CRC **F23B696E**.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha amada mãe pelo amor incondicional e apoio constante.

Às minhas irmãs, Gislayne e Fernanda, companheiras de toda a vida, pelo apoio e amizade.

Agradeço ao Anísio pelo seu amor e carinho, por me incentivar e apoiar conclusão deste trabalho desafiador.

Agradeço a Helena, Katiele e Jeremias pela amizade constante.

Ao professor Rafael, minha profunda gratidão pela paciência e compreensão durante o processo de orientação.

Agradeço ao saudoso professor José de Souza Nogueira.

Agradeço a todos os outros professores do corpo docente do PPGFA por tornarem o ambiente acadêmico acolhedor e inspirador.

A todos que de alguma maneira contribuíram para a concretização deste trabalho.

RESUMO

O balanço radiativo terrestre pode ser perturbado através de diversos fatores que podem ser ambientais ou antrópicos. Nesse sentido, a Amazônia Legal é um cenário ideal para sua maior investigação, tanto pela presença de complexos ecossistemas quanto pela grande carga de aerossóis lançada para a atmosfera em função da queima de biomassa tanto da região quanto de regiões circunvizinhas. Esse estudo foi conduzido a fim de relacionar a profundidade óptica dos aerossóis (AOD) com alguns fluxos de superfície. Os resultados mostraram efeitos significativos da presença dos aerossóis tanto em escala horária quanto para todo o período analisado. A profundidade óptica dos aerossóis (AOD) está diretamente associada à quantidade de partículas opticamente ativas presentes na coluna atmosférica, tornando-se uma variável essencial no cálculo da influência dos aerossóis no balanço de energia. Por isso, este estudo realizou uma análise comparativa dos balanços de energia em diferentes condições atmosféricas, distinguindo entre céu-claro, quando $AOD \leq 0,071$, e sob condições de aerossóis, quando a profundidade óptica $AOD > 0,071$. As estimativas dos balanços de energia foram realizadas através do Método da Razão de Bowen, utilizando medidas in situ de variáveis meteorológicas, tais como temperatura do ar (T), umidade relativa (UR), fluxo de calor no solo (G) e saldo de radiação (Rn). Em seguida, com os valores horários das componentes do balanço, foi realizado um ajuste polinomial de quarta ordem que permitiu realizar as estimativas das densidades de fluxo de energia e da radiação global (Rg) em condições de céu-claro. Por fim, realizou-se o cálculo do índice de claridade (kt) tanto para condições de céu-claro quanto sob condições de aerossóis. A análise horária dos dados mostrou que o saldo de radiação (Rn) e o fluxo de calor sensível (H), sob condições de aerossóis, apresentaram valores horários inferiores aos registrados sob condições de céu-claro. As diferenças observadas foram de 3,89 a 15,64 para o Rn e de 9,00 a 28,13 para o H. Por outro lado, tanto o fluxo de calor latente (LE) quanto o fluxo de calor no solo (G) registraram valores significativamente maiores quando comparados às estimativas sob condições de céu-claro. As diferenças observadas variaram de 1,36 a 31,71 para o LE e de 20,62 a 133,23 para o G. Quando consideramos o período todo, sob condições de aerossóis, o saldo de radiação (Rn), o fluxo de calor latente (LE), o fluxo de calor sensível (H) e a radiação global (Rg) apresentaram valores que são 18,51, 15,17, 44,10 e 3,83 menores, respectivamente, em comparação com os valores registrados sob condições de céu-claro. Enquanto isso, o fluxo de calor no solo (G) e o índice de claridade (kt) apresentaram maiores valores, com diferenças percentuais de 43,85 e 6,86, respectivamente.

Palavras-chave: Aerossóis; Profundidade Óptica; Balanço de Energia; Índice de claridade.

ABSTRACT

The Earth's radiative balance can be disrupted by various factors, both environmental and anthropogenic. In this context, the Legal Amazon provides an ideal setting for further investigation, due to the presence of complex ecosystems and the significant amount of aerosols released into the atmosphere as a result of biomass burning in the region and surrounding areas. A study was conducted to examine the relationship between aerosol optical depth (AOD) and various surface fluxes. The results demonstrated significant effects of aerosol presence both on an hourly scale and over the entire period analyzed. Aerosol optical depth (AOD) is directly linked to the quantity of optically active particles present in the atmospheric column, making it a crucial variable in estimating the influence of aerosols on the energy balance. Consequently, this study carried out a comparative analysis of energy balances under different atmospheric conditions, distinguishing between clear skies, when $AOD \leq 0.071$, and aerosol-laden days, when the optical depth $AOD > 0.071$. Energy balance estimates were performed using the Bowen Ratio Method, using in situ measurements of meteorological variables such as air temperature (T), relative humidity (RH), soil heat flux (G), and net radiation (Rn). Subsequently, using the hourly values of the balance components, a fourth-order polynomial fit was applied, allowing for estimates of energy flux densities and global radiation (Rg) under clear-sky conditions. Finally, the clearness index was calculated for both clear-sky conditions and aerosol-laden conditions. The hourly analysis of the data revealed that net radiation (Rn) and sensible heat flux (H) under aerosol conditions exhibited lower hourly values compared to those recorded under clear-sky conditions. The observed differences ranged from 3.89 to 15.64 for Rn and from 9.00 to 28.13 for H. Conversely, both latent heat flux (LE) and soil heat flux (G) showed significantly higher values when compared to estimates under clear-sky conditions. The observed differences ranged from 1.36 to 31.71 for LE and from 20.62 to 133.23 for G. When considering the entire period, under aerosol conditions, net radiation (Rn), latent heat flux (LE), sensible heat flux (H), and global radiation (Rg) were 18.51, 15.17, 44.10, and 3.83 lower, respectively, compared to the values recorded under clear-sky conditions. Meanwhile, soil heat flux (G) and the clearness index (kt) presented higher values, with percentage differences of 43.85 and 6.86, respectively.

Keywords: Aerosol; Optical Depth; Energy Budget; Clarity index.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	9
1.1	Problemática	9
1.2	Justificativa	10
1.2.1	<i>Objetivos</i>	10
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	12
2.1	Interação da radiação eletromagnética com a atmosfera	12
2.1.1	<i>Transferência radiativa na atmosfera</i>	12
2.1.2	<i>Balanço de energia</i>	14
2.2	Propriedades ópticas de aerossol	16
2.2.1	<i>O aerossol atmosférico</i>	16
2.2.2	<i>O processo de atenuação da radiação eletromagnética devido aos aerossóis</i>	17
2.2.3	<i>As eficiências de espalhamento e absorção</i>	19
2.2.4	<i>Albedo de espalhamento simples</i>	19
2.2.5	<i>Coeficientes de espalhamentos, absorção e extinção</i>	19
2.2.6	<i>Espessura óptica de extinção</i>	20
2.2.7	<i>Lei de Beer-Lambert-Bouguer</i>	20
2.2.8	<i>Profundidade óptica de extinção</i>	21
3	MATERIAL E MÉTODOS	22
3.1	Localização e caracterização da área de estudo	22
3.2	Instrumentação e medidas de variáveis micrometeorológicas	24
3.2.1	<i>Medidas micrometeorológicas</i>	24
3.2.2	<i>A rede AERONET (AErosol RObotic NETwork)</i>	24
3.3	Métodos	27
3.3.1	<i>Balanço de energia estimado pelo Método da Razão de Bowen</i>	27
3.3.2	<i>Critérios para a aceitação das estimativas do método da razão de bowen</i>	29
3.3.3	<i>Determinação dos fluxos radiativos de céu-claro</i>	29
3.3.4	<i>Determinação do índice de claridade</i>	30

4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	32
4.1	Variabilidade da profundidade óptica dos aerossóis (AOD) e do número de focos de queimadas	32
4.2	Determinação dos fluxos em condições de céu-claro	34
4.3	Análise horária das componentes do balanço de energia	38
4.4	Análise horária da radiação global e do índice de claridade	40
4.5	Análise dos boxplots horários das componentes sob condições de aerossóis	41
4.6	Análise das componentes do balanço de energia durante o período . .	43
5	CONCLUSÕES	45
	REFERÊNCIAS	49

1 INTRODUÇÃO

1.1 Problemática

Os aerossóis, partículas sólidas e líquidas dispersas na atmosfera, exibem uma variabilidade significativa em forma, tamanho e composição química (SEINFELD; PANDIS, 1998). Suas origens são diversas, abrangendo fenômenos naturais como erupções vulcânicas, tempestades de areia e aerossóis marinhos, bem como atividades antropogênicas, incluindo a queima de combustíveis fósseis, práticas agrícolas, emissões industriais e queima de biomassa. (ANDREAE, 2019; BOND et al., 2013). Essa diversidade de fontes resulta em variações nas concentrações e composições de aerossóis em diferentes escalas temporais e espaciais, influenciando a interação entre a radiação solar e a atmosfera, desde as camadas mais altas até a superfície terrestre (GUBANOVA et al., 2023).

Segundo Boucher et al. (2013), o impacto dos aerossóis no clima é significativo, especialmente, devido à sua interação com as nuvens, onde funcionam como núcleos de condensação e nucleação de gelo, conhecido como efeito indireto. Simulações indicam que a presença de aerossóis pode levar à formação de gotículas menores nas nuvens, impedindo a precipitação e alterando a cobertura e o ciclo de vida das nuvens, com implicações diretas na circulação atmosférica e no ciclo hidrológico (CHANGE, 2023; NABAT et al., 2022).

Além disso, os aerossóis interagem diretamente com a radiação solar, absorvendo e dispersando a luz, além de emitir radiação térmica, o que é denominado efeito direto (SEINFELD; PANDIS, 1998). Isso resulta na diminuição da energia solar que atinge a superfície terrestre, afetando o saldo de radiação (R_n), bem como os fluxos de calor latente (LE) e sensível (H) (MURTHY et al., 2014). Mallet et al. (2009) observaram que a presença de aerossóis pode reduzir os fluxos de calor sensível (H) entre 100 e 150 W m^{-2} ao meio-dia, dependendo da profundidade óptica dos aerossóis. Estudos também indicam que a queima de biomassa pode diminuir H em aproximadamente 60 W m^{-2} devido à queima de aerossóis de biomassa. (FEINGOLD et al., 2005). Steiner et al. (2013) também observou reduções significativas do H ao meio-dia em três regiões (Duke, Harvard Forest e Morgan-Monroe). Cirino et al. (2014) também encontraram variações significativas em outras variáveis meteorológicas, como temperatura, deficit de pressão de vapor e interações significativas com a troca de dióxido de carbono (CO_2) (NEE) e a fotossíntese.

Em regiões tropicais, observa-se um aumento significativo nos extremos cli-

máticos, com algumas áreas das florestas tropicais experimentando um aumento de mais de 1,5°C em suas temperaturas (ARTAXO et al., 2022). De acordo com Sena et al. (2013), a avaliação da forçante radiativa direta em diferentes tipos de superfície revelou que o impacto dos aerossóis provenientes da queima de biomassa é maior sobre florestas. E mudanças no uso da terra, como as ocorridas na Amazônia, alteram a carga de aerossóis e o balanço de radiação bem como o absorção de carbono pela floresta (ARTAXO et al., 2013). Enquanto isso, o Cerrado tem sofrido uma acentuada degradação da vegetação nativa e um aumento nos incêndios florestais principalmente devido à expansão agrícola (BLANCO et al., 2022). Como apontado por Hofmann et al. (2021), tais mudanças ocorrem paralelamente às variações climáticas sazonais, abrangendo oscilações de temperatura e umidade entre as estações de seca e chuva. Estudo realizado por Curado et al. (2023) mostrou que o déficit de pressão de vapor e o processo de evapotranspiração estão aumentando por todo o país, consequentemente reforçando a tendência de ar mais seco.

1.2 Justificativa

O Estado de Mato Grosso, com aproximadamente 903.000 km², ocupa o terceiro lugar em extensão territorial no Brasil e é considerado o centro geodésico da América do Sul. Sua biodiversidade é evidenciada pela presença de três dos cinco principais biomas brasileiros: a Amazônia, o Cerrado e o Pantanal. É importante ressaltar que a queima de biomassa exerce uma influência direta nesta área, sobretudo durante a estação seca, quando a concentração de partículas na atmosfera experimenta um aumento expressivo.

O aerossol, resultante dessas queimadas, afeta diretamente o balanço radiativo da região, alterando a dinâmica de absorção e espalhamento da radiação solar. Estudos detalhados sobre a interação entre fluxos de energia e aerossóis são essenciais para compreender as complexas interações solo-planta-atmosfera na região. Visto que, alterações nas proporções dos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H) podem provocar mudanças significativas nos padrões de fluxo de energia superficial, impactando o microclima de áreas vegetadas e, consequentemente, o desenvolvimento dessas regiões e as propriedades do solo. (FOLEY et al., 2003; LEITÃO et al., 2000).

1.2.1 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é investigar o impacto da presença de aerossóis sobre o balanço de energia, a radiação global (R_g) e o índice de claridade (kt) em uma área específica da Amazônia Legal localizada em Cuiabá-MT (Fazenda Miranda). Neste sentido, este trabalho tem como objetivo responder à seguinte questão: Qual é a influência dos aerossóis no balanço de energia na área de estudo? Dessa forma, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Quantificar a profundidade óptica do aerossol (AOD) e focos de queimadas;
- Quantificar os fluxos de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) a partir das medições de temperatura (T), umidade relativa (UR) e fluxo de calor no solo (G) utilizando o Método de Bowen;
- Utilizar um modelo capaz de simular um cenário hipotético de fluxos de energia estimados pelo Método de Bowen sob condições de céu-claro;
- Calcular o índice de claridade sob ambas condições.
- Analisar a dinâmica horária do balanço de energia, da radiação global (Rg) e do índice de claridade (kt) sob ambas condições;

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo, abordaremos os principais conceitos que envolvem o balanço de energia, a dinâmica dos fluxos, as interações entre as partículas de aerossóis e a radiação. Serão descritos os processos de transferência radiativa que ocorrem na atmosfera, bem como as propriedades ópticas dos aerossóis que desempenham um papel fundamental nesse conjunto de interações.

2.1 Interação da radiação eletromagnética com a atmosfera

2.1.1 *Transferência radiativa na atmosfera*

O Sol, a estrela mais próxima de nosso planeta, está situado a uma distância Terra-Sol de aproximadamente $1,497 \times 10^{11}$ metros, o que equivale a uma Unidade Astronômica (UA). Conforme essa energia incide no sistema climático terrestre, a radiação eletromagnética interage de maneira complexa com a atmosfera. A propagação da radiação eletromagnética ocorre por meio de ondas, cujas características principais são o comprimento de onda (λ) e a frequência (ν). Essas grandezas possuem uma relação inversa expressa por $\lambda = \frac{c}{\nu}$, onde c denota a velocidade da luz no vácuo (aproximadamente 3×10^8 m/s) (SEINFELD; PANDIS, 2016).

O espectro eletromagnético é segmentado em diversas regiões bem definidas. Entre elas, há os raios gama e raios-x, caracterizados por possuírem comprimentos de onda extremamente curtos e altamente energéticos. Na sequência, surge a região ultravioleta ($0,010\mu\text{m}$ a $0,40\mu\text{m}$), seguida da região visível ($0,40\mu\text{m}$ a $0,70\mu\text{m}$). Posteriormente, aparece a região infravermelha ($0,70\mu\text{m}$ a $100\mu\text{m}$), que é dividida em dois intervalos: o infravermelho próximo ($0,7\mu\text{m}$ a $3,5\mu\text{m}$) e o infravermelho térmico ($3,5\mu\text{m}$ a $100\mu\text{m}$). Além disso, a região de micro-ondas ocupa o intervalo entre 1 mm e 1 m, enquanto as ondas de rádio possuem comprimentos maiores que 1 m (NUSSENZVEIG, 2015).

O Sol emite radiação eletromagnética como um corpo negro, com temperatura aproximada de 6000 K, nas regiões do ultravioleta, do visível e do infravermelho próximo. Nesse contexto, o pico máximo de energia é observado no espectro visível, ocorrendo próximo a $0,5\mu\text{m}$. A descrição matemática da radiação solar espectral $B_\lambda(T)$, que caracteriza um corpo negro à temperatura T , [K], é descrita pela função de Planck:

$$B(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1 \right)} \quad (2.1)$$

Onde h corresponde à constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34}$, J · s), e k se refere à constante de Boltzmann ($1,381 \times 10^{-23}$, J · K⁻¹). Ao considerarmos a radiação emitida pelo corpo negro como isotrópica, ou seja, igualmente distribuída em todas as direções, a irradiância $F_{B\lambda}$ é equiparada a πB . Portanto, embora o Sol tenha um raio aproximado de 6.96×10^8 m, para efeitos de estudo da radiação solar na superfície da Terra admite-se que ele funciona como uma fonte pontual de energia. Tal relação é estabelecida por meio da integral da radiância em relação ao ângulo sólido $d\Omega = \sin \theta, d\theta, d\phi$ em um hemisfério:

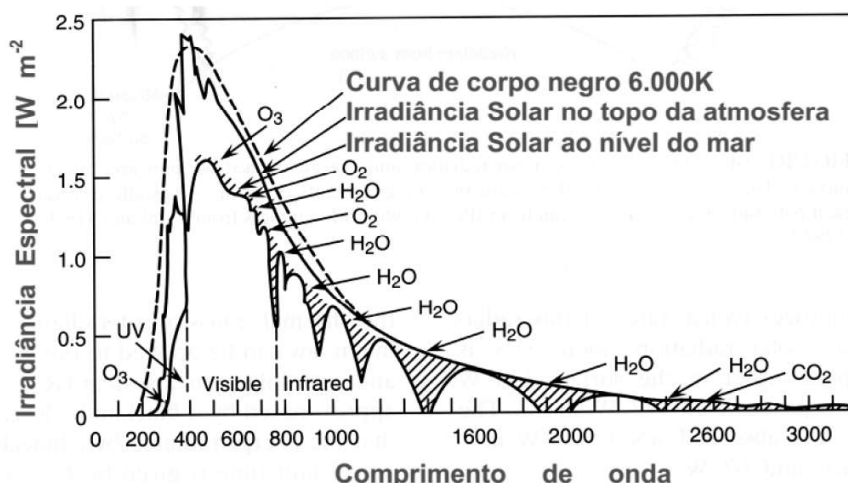
$$F_{B\lambda}(T) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} B_{\lambda}(T) \cos \theta d\Omega = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \int_0^{\pi/2} \frac{\cos \theta d\theta}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1} \quad (2.2)$$

Portanto, se a intensidade luminosa num dado instante for igual a $F_{B\lambda}(T)$, então o total de energia emitida naquele instante será igual a $4\pi F_{B\lambda}(T)$. Nesse mesmo instante, a Terra se situa numa esfera cujo raio é igual à sua distância do Sol (D). Pelas restrições admitidas, o total de energia emitida ($4\pi F_{B\lambda}(T)$) será igualmente distribuído na área $4\pi D^2$, resultando numa densidade de fluxo igual a $F_{B\lambda}(T)/D^2$, definida pela lei do inverso do quadrado da distância, ou seja, a energia recebida numa superfície é inversamente proporcional ao quadrado da distância entre a fonte e a superfície receptora. Devido à distância Terra–Sol e à relação entre os volumes dos dois astros, apenas uma pequeníssima fração da energia emitida atinge a superfície da Terra na forma de um feixe de raios paralelos entre si. Essa energia que viaja pelo espaço e alcança o topo da atmosfera terrestre com uma densidade de fluxo aproximada de 1360 , Wm⁻², um valor que é conhecida como a constante solar (I_o). Como a distância (D) entre a Terra e o Sol varia continuamente entre o afélio e o periélio, a constante solar deve ser corrigida pelo fator $(d/D)^2$, sendo d a distância média (UA), para se obter o máximo de irradiância solar no topo da atmosfera. (SENTELHAS et al., 1999).

Ao interagir com a atmosfera, uma porção da radiação solar é prontamente refletida pelas camadas atmosféricas e pelas nuvens, enquanto outra parte é transmitida para camadas mais internas. Em intervalos específicos, chamados de bandas de absorção, vários gases e partículas presentes na atmosfera absorvem parte da radiação solar enquanto ela se desloca em direção à superfície terrestre. Nessas interações, surgem as "janelas atmosféricas", que são comprimentos de onda nos quais os constituintes da atmosfera permitem a passagem da radiação. Entretanto, existem absorções notáveis associadas a certos gases. O oxigênio (O_2) e o ozônio (O_3) absorvem praticamente toda a radiação solar com comprimentos de onda inferiores a $0,3 \mu m$. O ozônio presente na estratosfera também absorve na região visível do espectro. Por sua vez, o vapor d'água

(H_2O) e o dióxido de carbono (CO_2) desempenham papéis importantes na absorção da radiação infravermelha terrestre conforme ilustrado na Figura 1, sendo os principais contribuintes para o fenômeno do efeito estufa (SEINFELD; PANDIS, 2016). A Figura 1 também mostra a existência de pequenas janelas no espectro, destacando-se o intervalo entre 0,3 e 0,8 μm , no qual a quase totalidade da radiação é transmitida. Como resultado dessas características, a maioria dos instrumentos de sensoriamento remoto concentram seu funcionamento nas chamadas janelas atmosféricas.

Figura 1: A figura mostra o espectro da irradiância solar ($W m^{-2} \mu m^{-1}$) da forma como chega ao topo da atmosfera terrestre, tanto no topo da atmosfera quanto na superfície ao nível do mar. A linha pontilhada ilustra a curva associada ao corpo negro, cuja temperatura média equivalente é de 6.000 K. As áreas sombreadas indicam as absorções moleculares ocorrendo na atmosfera, relacionadas ao ozônio, vapor de água e dióxido de carbono.



Fonte: Dissertação Holanda (2015)

2.1.2 Balanço de energia

Ao atravessar a atmosfera terrestre, a energia solar se envolve em uma série de processos físicos, total diário de energia solar que chega realmente à superfície terrestre é reduzido, sendo denominado de irradiância solar global, e representado por (R_g). Quando a radiação passa por processos de dispersão e reflexão, ela é caracterizada como radiação difusa (R_c), enquanto segue sem interações, é referida como radiação direta (R_d). A proporção entre R_d e R_c varia ao longo do dia e com as condições de nebulosidade. Quanto mais nublado, maior a proporção de R_c , diminuindo R_d e R_g .

A Terra é um corpo cuja temperatura média está ao redor de 300 K, enquanto que o Sol, o principal fornecedor de energia para a Terra, tem uma temperatura aproximada de 6000 K. A Lei de Stefan-Boltzmann (Equação 2.3) diz que qualquer corpo que possui temperatura acima de zero absoluto emite radiação eletromagnética proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta (NUSSENZVEIG, 2015):

$$E = \epsilon \sigma T^4 \quad (2.3)$$

Através da aplicação da Lei de Wien (Equação 2.4), que estabelece que a máxima

emitância espectral de um corpo é proporcional à sua temperatura absoluta:

$$T \cdot \lambda_{\text{máx}} = C \quad (2.4)$$

é possível determinar que a energia emitida pela Terra tem $\lambda_{\text{máx}} \approx 10,000$ nm (radiação infravermelha), enquanto que a energia recebida do Sol tem $\lambda_{\text{máx}} \approx 500$ nm (radiação visível). ($1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m}$). Portanto, há duas ordens de magnitude de diferença entre $\lambda_{\text{máx}}$ do Sol e da Terra. Em função do comprimento de onda da radiação emitida, diz-se que a radiação solar é de ondas curtas (OC), pois quase toda a energia emitida está abaixo de 3000 nm, enquanto que a radiação terrestre é de ondas longas (OL).

Dessa forma, a diferença entre a quantidade de radiação que entra no sistema e a quantidade que sai dele é conhecido como Saldo de Radiação (Rn). Pode ser medido diretamente por equipamentos como o saldo radiômetro, que opera calculando o balanço de radiação (Rn). Matematicamente, (Rn) é a diferença entre o balanço de ondas curtas (B_{OC}) e o balanço de ondas longas (B_{OL}) de acordo com a Equação 2.5:

$$Rn = B_{OL} - B_{OC} \quad (2.5)$$

O Saldo de Radiação (Rn) contabiliza, após todas as trocas de radiação, a energia disponível para realizar todos os processos físicos do sistema. Entre esses processos estão a evaporação da água (LE), o aquecimento do ar em forma de calor sensível (H), o aquecimento do solo (G), uma pequena parte para a realização de fotossíntese (F) e considera-se aquela que fica armazenada no sistema (troncos, dossel e lâmina de água) (S) de acordo com a Equação 2.6:

$$Rn = H + LE + G + P + S \quad (2.6)$$

Em que Rn (Wm^{-2}) é o saldo de radiação, H (Wm^{-2}) é a densidade de fluxo de calor sensível, LE (Wm^{-2}) é a densidade de fluxo de calor latente, G (Wm^{-2}) é a densidade de fluxo de calor no solo, P (Wm^{-2}) é a energia responsável pela realização da fotossíntese e S (Wm^{-2}) é a energia acumulada no sistema. As várias componentes do balanço exibem padrões distintos em cada ecossistema, influenciados pelas particularidades topográficas, características do solo, estágios de desenvolvimento das plantas e condições meteorológicas que prevalecem ao longo da superfície terrestre (ANDRADE et al., 2009; BORMA et al., 2009).

Em áreas com uma maior densidade de vegetação, como a Floresta Amazônica, e uma maior disponibilidade de água, como o Pantanal, uma parcela substancial do balanço de energia é direcionada para o fluxo de calor latente, inclusive durante os períodos de seca (LE). Por outro lado, em regiões com escassez de água, a maior parte desse balanço é direcionada para o fluxo de calor sensível (H) (PEREZ et al., 1999; ARAÚJO et al., 2019; MACHADO et al., 2016; RODRIGUES et al., 2014b; DUARTE et al., 2019).

O equilíbrio energético desempenha um papel crucial nos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na interface entre a biosfera e a atmosfera na superfície terrestre (FORSTER et al., 2007). No entanto, esse equilíbrio tem enfrentado ameaças. Desde a Revolução Industrial, as atividades humanas têm desempenhado um papel significativo no aumento das concentrações de aerossóis e gases de efeito estufa, como dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e óxido nitroso (N_2O), na atmosfera. A emissão desses gases e partículas tem o potencial de perturbar o equilíbrio radiativo na atmosfera terrestre, resultando principalmente no aumento da temperatura média global. Esse impacto, por sua vez, pode afetar as circulações atmosféricas e as correntes oceânicas em longo prazo (WILSON; BALDOCCHI, 2000; DITLEVSEN; DITLEVSEN, 2023; HOLANDA, 2015).

2.2 Propriedades ópticas de aerossol

2.2.1 O aerossol atmosférico

De acordo com a sua origem, os aerossóis são divididos em primários (emitidos diretamente de fontes emissoras para a atmosfera) e secundários (formados in situ por processos microfísicos e fotoquímicos, envolvendo vapor d'água, compostos orgânicos e diversos gases precursores). Tanto fontes naturais quanto antropogênicas contribuem para a presença de aerossóis na atmosfera. Fontes naturais incluem eventos como atividade vulcânica, poeira do deserto e emissões do mar (ANDREAE, 2019; BOND et al., 2013). Por outro lado, os aerossóis antropogênicos são resultado de atividades humanas, como queima de combustíveis fósseis, práticas agrícolas, uso de biomassa e processos industriais. Esses aerossóis podem ser classificados como orgânicos (compostos orgânicos) ou inorgânicos (sulfatos, nitratos, sal marinho, poeira e outros compostos). Isso leva a variações em suas concentrações e composições químicas ao longo do tempo e do espaço (ANDRADE et al., 2009; GUBANOVA et al., 2021), o que impacta consideravelmente as interações entre a radiação solar e a atmosfera, desde as camadas superiores até a superfície terrestre.

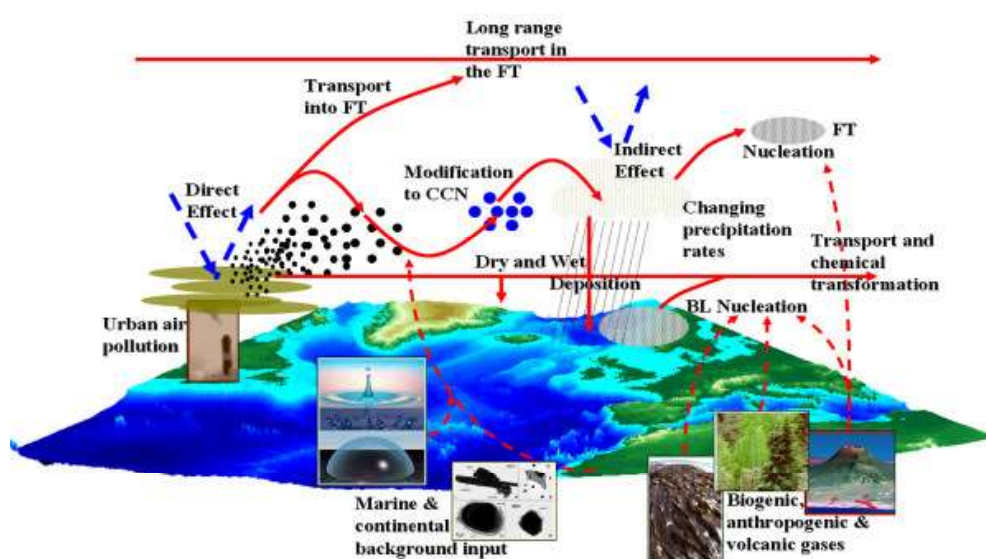
As propriedades ópticas dos aerossóis são definidas por duas componentes: a parte real, associada à dispersão da radiação, e a parte imaginária, relacionada à absorção da radiação, inclusive no espectro visível. Dentro dos aerossóis carbonáceos, se destacam o *Black Carbon* (BC), gerado por combustões em alta temperatura, e o *Brown Carbon* (BrC), formado por partículas de Carbono Orgânico (OC) capazes de absorver radiação na região ultravioleta e visível.

O termo *Brown Carbon* (BC) é utilizado para se referir, de maneira geral, ao componente mais refratário, insolúvel e fortemente absorvente à luz das partículas resultantes da combustão. Origina-se de diversas fontes, como incêndios florestais, queimadas em savanas, combustão de combustíveis fósseis e processos industriais. Lançado diretamente na atmosfera, o BC é transportado regionalmente e continental-

mente, sendo eliminado por processos de decomposição seca e úmida, com uma vida útil média em torno de uma semana.

De modo geral, os aerossóis interagem com a radiação solar por meio de absorção, dispersão de luz e emissão de radiação térmica, constituindo o chamado efeito direto (SEINFELD; PANDIS, 1998; BIAGIO et al., 2020; CRUTZEN; RAMANATHAN, 2003). Também, acredita-se os aerossóis interagem com as nuvens, atuando como núcleos de condensação e nucleação de gelo, caracterizando o chamado efeito indireto (BOUCHER et al., 2013). Essas complexas interações podem afetar as propriedades e formação das nuvens, resultando em efeitos significativos no balanço energético da Terra e, conseqüentemente, nas condições climáticas globais.

Figura 2: Diagrama do ciclo de vida do aerossol na atmosfera, mostrando processos de emissão, deposição e transporte, bem como a atuação do aerossol presente na atmosfera.



Fonte: Site University of Manchester (2023)

Essas partículas têm a possibilidade de serem removidas através dos processos de deposição, seja de forma seca (via difusão ou sedimentação) ou úmida. A deposição úmida abrange a eliminação dos aerossóis tanto dentro das nuvens (mediante a formação de gotículas ou cristais de gelo) quanto abaixo delas, durante eventos de precipitação (SENA et al., 2013).

2.2.2 O processo de atenuação da radiação eletromagnética devido aos aerossóis

As partículas de aerossol exercem um impacto direto no sistema climático por meio do espalhamento e da absorção da radiação. Os dois processos envolvem a remoção de energia de um feixe de radiação que passa por um meio, resultando na atenuação do feixe (SENTELHAS et al., 1999). O processo de atenuação pode ser analisado considerando-se as propriedades distintas dos aerossóis, as quais se dividem em intensivas e extensivas. As propriedades intensivas abrangem características que não são

diretamente dependentes da quantidade de material particulado presente na atmosfera. Nesse sentido, parâmetros como o albedo de espalhamento simples ($\omega_0(\lambda)$) e o coeficiente de Angström de absorção do aerossol ($\alpha(\lambda_1, \lambda_2)$) se destacam como indicadores intensivos dos aerossóis, desempenhando um papel significativo na exploração de sua natureza física e química (BOUCHER; BOUCHER, 2015). Em contrapartida, as propriedades extensivas estão associadas à distribuição dos aerossóis na atmosfera. O coeficiente de extinção ($\omega(\lambda)_{\text{ext}}$), o coeficiente de espalhamento ($\omega(\lambda)_{\text{esp}}$), o coeficiente de absorção ($\omega(\lambda)_{\text{abs}}$) e a profundidade óptica de extinção ($\text{AOD}(\lambda)$) são exemplos de parâmetros extensivos que caracterizam os aerossóis em relação à sua disposição na atmosfera.

A interação entre a radiação incidente e o aerossol é governada por diversos fatores, incluindo o comprimento de onda (λ) da radiação incidente e as seções de choque de absorção e espalhamento (S_{abs} e S_{scat}). Essas seções de choque representam a área efetiva que efetivamente entra em contato com a radiação. Em situações em que as partículas são consideravelmente menores em comparação com o comprimento de onda da radiação incidente, a quantidade de energia absorvida ou espalhada por elas está diretamente relacionada à sua seção de choque Equações 2.7 e 2.8:

$$I_{\text{abs}}(\lambda) = S_{\text{abs}}(\lambda)I_o(\lambda) \quad (2.7)$$

$$I_{\text{scat}}(\lambda) = S_{\text{scat}}(\lambda)I_o(\lambda) \quad (2.8)$$

Nessas equações, $I_{\text{abs}}(\lambda)$ e $I_{\text{scat}}(\lambda)$ correspondem, respectivamente, às intensidades da radiação absorvida e espalhada, enquanto I_o é a intensidade da radiação incidente, ambas medidas em W/m^2 . As quantidades S_{abs} e S_{scat} representam as seções de absorção e espalhamento, expressas em unidades de m^2 . No regime de Rayleigh, a relação I/I_o se mostra inversamente proporcional a $1/\lambda^4$ (NUSSENZVEIG, 2015).

A dinâmica subjacente ao processo de espalhamento e absorção está intrinsecamente vinculada a um parâmetro fundamental, x . Esse parâmetro é calculado como a razão entre o diâmetro de uma partícula, cujo raio é r , e o comprimento de onda da radiação incidente, representado por λ . O valor de x delimita o regime de interação de acordo com a seguinte classificação (LIOU, 2002)

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.9)$$

Para os casos em que o tamanho da partícula é muito menor que o comprimento de onda incidente ($x \ll 1$), domina o regime de espalhamento de Rayleigh (moléculas ou partículas pequenas em relação ao λ incidente). Quando $x \approx 1$, significa que o tamanho da partícula é da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda incidente, dominando o regime de Mie. Para partículas muito maiores que o comprimento de onda incidente ($x \gg 1$), o espalhamento é determinado pelas leis da óptica geométrica

(NUSSENZVEIG, 2015).

2.2.3 As eficiências de espalhamento e absorção

As eficiências de espalhamento e absorção de uma partícula, Q_{scat} e Q_{abs} , são definidas como a razão entre a seção de choque de espalhamento e absorção e a área geométrica da seção de choque da partícula:

$$Q_{\text{scat}}(\lambda) = \frac{S_{\text{scat}}(\lambda)}{S_g} \quad (2.10)$$

$$Q_{\text{abs}}(\lambda) = \frac{S_{\text{abs}}(\lambda)}{S_g} \quad (2.11)$$

2.2.4 Albedo de espalhamento simples

Com base nas eficiências de espalhamento e absorção, a manutenção do princípio de conservação de energia nos conduz à formulação da eficiência de extinção, simbolizada por Q_{ext} :

$$Q_{\text{ext}}(\lambda) = Q_{\text{scat}}(\lambda) + Q_{\text{abs}}(\lambda) \quad (2.12)$$

A relação entre Q_{scat} e Q_{ext} é estabelecida como o albedo de espalhamento simples ($\omega_0(\lambda)$), uma característica espectral intrínseca do aerossol relevante para o cálculo de forçamento radiativo direto (MALLET et al., 2022):

$$\omega_0(\lambda) = \frac{Q_{\text{scat}}(\lambda)}{Q_{\text{ext}}(\lambda)} \quad (2.13)$$

Os processos de espalhamento e absorção entrelaçam-se a partir do instante em que ocorre a interação da radiação com as partículas de aerossóis. Os valores de $\omega_0(\lambda)$ determinam qual desses processos predominará durante a interação. Dessa forma, quando o albedo de espalhamento simples do aerossol se aproxima de um ou atinge esse valor ($\omega_0(\lambda) \approx 1$), estamos diante de aerossóis caracteristicamente propensos à dispersão intensa. No cenário oposto, quando $\omega_0(\lambda)$ se aproxima de zero ou efetivamente se iguala a ele ($\omega_0(\lambda) \approx 0$), estamos lidando com aerossóis de natureza predominantemente absorvente.

2.2.5 Coeficientes de espalhamentos, absorção e extinção

O coeficiente de extinção σ_{ext} em um dado comprimento de onda λ de uma camada atmosférica contendo várias partículas é um parâmetro definido na Equação 2.14:

$$\sigma_{\text{ext}} = C_{\text{ext}} \cdot N \quad (2.14)$$

Onde N é a concentração numérica das partículas ou moléculas (m^{-3}) e C_{ext} é a seção de choque de extinção de uma única partícula, em unidades de m^2 . A seção de choque de extinção representa a área efetiva de uma única partícula. A absorção e espalhamento ocorrem simultaneamente na atmosfera porque todas as moléculas e partículas tanto absorvem quanto espalham a radiação (SEINFELD; PANDIS, 2016). Portanto, o coeficiente de extinção é a soma dos coeficientes de absorção ($\sigma_{\text{abs},\lambda}$) e de espalhamento ($\sigma_{\text{scat},\lambda}$) de acordo com a Equação 2.15:

$$\sigma_{\text{ext},\lambda} = \sigma_{\text{scat},\lambda} + \sigma_{\text{abs},\lambda} \quad (2.15)$$

2.2.6 Espessura óptica de extinção

A fim de quantificar a diminuição da radiação em um meio que contenha material opticamente ativo, introduz-se a noção de espessura óptica de extinção δ_{ext} , conforme expresso na Equação 2.16:

$$\delta_{\text{ext}}(\lambda) = \int_{s_1}^{s_2} \sigma_{\text{ext},\lambda} ds \quad (2.16)$$

A espessura óptica de extinção fornece a medida do número de partículas absorventes ou dispersoras opticamente ativas ao longo da trajetória percorrida pela radiação eletromagnética em um comprimento de onda específico. Ela quantifica a quantidade de radiação eletromagnética que é absorvida ou espalhada por partículas e gases característicos de um meio material. Esse trajeto óptico é perpendicular às superfícies s_1 e s_2 , as quais possuem diferentes altitudes, de acordo com o modelo descrito por (SEINFELD; PANDIS, 1998).

2.2.7 Lei de Beer-Lambert-Bouguer

Através de uma abordagem que considera a coluna atmosférica como um meio uniforme, é possível estimar o processo de atenuação da radiação solar desde o topo da atmosfera (TOA) até a superfície terrestre (SUP) com base nos parâmetros que compõem essa estrutura. A interação entre a radiação eletromagnética e um meio material que é opticamente homogêneo segue a lei de atenuação espectral, conhecida como a Lei de Beer-Lambert-Bouguer (SEINFELD; PANDIS, 1998).

Essa relação descreve como a intensidade de um feixe de radiação eletromagnética, ao atravessar um volume infinitesimal de material ($dV = dA \times ds$), é diretamente proporcional à radiação incidente ($R(\lambda)$) e ao deslocamento (ds) ao longo do caminho óptico. A variação na intensidade, $dR(\lambda, s)$, devido à interação com o material, é representada pela Equação 2.17, onde $dR(\lambda, s)$ quantifica a quantidade de radiação que foi absorvida e $d(\lambda, s)_{\text{ext}}$ é o coeficiente de extinção do meio (Equação 2.17):

$$dR(\lambda, s) = -\sigma(\lambda, s)_{\text{ext}} \times R(\lambda, s) \times ds \quad (2.17)$$

O coeficiente de extinção $\sigma(\lambda, s)_{\text{ext}}$ é definido como a relação entre a concentração total de partículas (N , partículas por m^{-3}) e a seção transversal de extinção de uma única partícula (C_{ext}), sendo expresso em unidades de inverso de comprimento (m^{-1}):

$$\sigma(\lambda, s)_{\text{ext}} = C_{\text{ext}} \times N \quad (2.18)$$

A relação entre a radiação que chega à TOA ($R_{\text{TOA}}(\lambda)$) e a radiação que atinge a superfície terrestre ($R_{\text{superfície}}(\lambda)$) pode ser deduzida ao integrar a ?? ao longo da trajetória da TOA ($s_1 = \text{TOA}$) até a superfície ($s_2 = \text{SUP}$). Isso resulta na seguinte Equação 2.19:

$$R_{\text{superfície}}(\lambda) = R_{\text{TOA}}(\lambda) \times e^{-\int_{s_{\text{SUP}}}^{s_{\text{TOA}}} \sigma(\lambda, s)_{\text{ext}} ds} \quad (2.19)$$

O fenômeno de extinção da radiação solar ocorre à medida que ela atravessa as diversas camadas da atmosfera, devido aos processos de espalhamento e absorção desencadeados pelos componentes atmosféricos.

2.2.8 Profundidade óptica de extinção

A profundidade óptica de extinção ($AOD_{\text{ext}}(\lambda)$) é definida em relação ao coeficiente de extinção, conforme expresso na Equação 2.14. Ao se obter o valor do coeficiente $\sigma(\lambda, s)_{\text{ext}}$, é possível mensurar o $AOD_{\text{ext}}(\lambda)$ ao longo de um determinado caminho ótico. A atenuação da radiação solar devido aos constituintes atmosféricos ocorre em todas as camadas da atmosfera, desde o topo até a superfície terrestre. (STULL, 1988) relata que a baixa troposfera é a camada atmosférica na qual os processos da superfície terrestre a influenciam diretamente, incluindo a transferência de calor, evaporação, transpiração e emissões de poluentes, entre outros. A espessura dessa camada é altamente variável no tempo e no espaço, variando de metros a alguns quilômetros em ordem de grandeza.

De acordo com o trabalho de Procópio e Netto (2005), assumiu-se uma distribuição homogênea do material particulado na vertical da baixa troposfera, com uma espessura constante de 1600 metros de altitude. Assim, o $AOD_{\text{ext}}(\lambda \text{ nm})$ será obtido no mesmo comprimento de onda do coeficiente $\sigma(\lambda, s)_{\text{ext}}$ e será calculado conforme a seguinte Equação 2.20:

$$AOD_{\text{ext}}(\lambda \text{ nm}) = m \int_0^{1600} \sigma_{\text{ext}}(\lambda \text{ nm}) ds \quad (2.20)$$

3 MATERIAL E MÉTODOS

Neste capítulo, serão apresentados os instrumentos e medidas de variáveis micrometeorológicas utilizadas. Além disso, detalharemos as metodologias adotadas para estimar o balanço de energia, calcular o balanço de energia sob condições de céu-claro e determinar o índice de claridade (kt).

3.1 Localização e caracterização da área de estudo

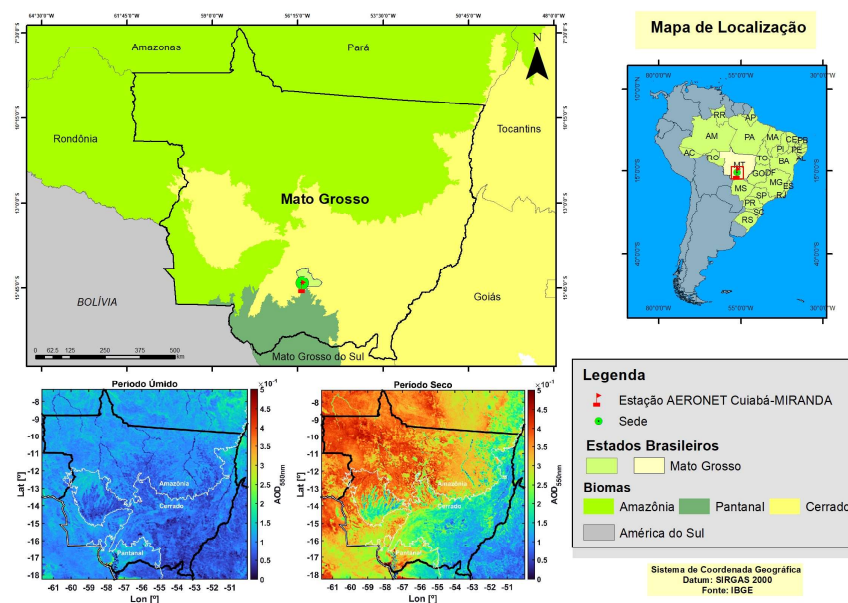
O estudo foi conduzido na Fazenda Miranda, localizada no município de Cuiabá, capital do Estado de Mato Grosso. A fazenda está situada a 15°43' Sul e 56°04' Oeste, com uma altitude de 157 metros acima do nível do mar (Figura 3). A propriedade está localizada em uma região de transição entre os biomas Cerrado e Pantanal, aproximadamente 20,km distante de Cuiabá, e faz parte da Amazônia Legal (Figura 4). A vegetação local é caracterizada por pequenas árvores e galhos retorcidos, em meio a uma mistura de pastagens e superfícies inundadas.

Figura 3: Vegetação local caracterizada por pequenas árvores e galhos retorcidos, em meio a uma mistura de pastagens e superfícies inundadas.



Fonte: Tese Rodrigues et al. (2014a)

Figura 4: Localização da área de estudo - Fazenda Miranda



Fonte: Grupo de pesquisa do autor.

De acordo com a classificação climática de Koeppen e Pérez (1948), o clima da região em questão é classificado como Aw, caracterizando um clima tropical semiúmido. Essa região apresenta duas estações distintas: uma estação seca durante o

outono e inverno (abril, maio, junho, julho, agosto e setembro), e outra estação úmida durante a primavera e verão (outubro, novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março) Rodrigues et al. (2014a) e Sabino et al. (2022) utilizaram a mesma classificação para a região em estudos anteriores. Ao longo dos anos, as temperaturas mínimas médias se situam em torno de 10°C, ao passo que as máximas podem atingir até 41°C. O índice pluviométrico varia significativamente entre as estações, com o verão apresentando um número maior de precipitações. Em média, a região registra uma precipitação anual de 1750 mm (NOVAIS et al., 2016).

3.2 Instrumentação e medidas de variáveis micrometeorológicas

3.2.1 *Medidas micrometeorológicas*

Este estudo utilizou dados coletados de janeiro de 2009 a dezembro de 2019. Os dados micrometeorológicos foram coletados por sensores dispostos em uma torre em três alturas distintas. Essa torre foi instalada como parte do projeto "Implantação de Postos de Observação de Gases - Traço e de Aerossóis na Atmosfera em Mato Grosso" (MCT-CNPq-CT Infra CT Energ n. 07-2006). Os seguintes parâmetros foram medidos pelos sensores: saldo de radiação (R_n) - utilizando o NR LITE (Kipp e Zonen Delft, Inc The Netherlands) instalado a uma altura de 5 metros; radiação global (R_g) - medidos com o piranômetro Kipp and Zonen modelo CM-21 da Rede SolRad-Net instalados ao nível da superfície; temperatura do ar (Tar) e umidade do ar (UR) - medidos por três termohigrômetros HMP 45AC (Vaisala, Inc., Helsinki, Finland) posicionados a 5, 10 e 18 metros de altura. Duas placas de fluxo de calor no solo (G) modelo HFP01-L20 (Hukseflux Thermal Sensors B.V., Delft, The Netherlands) instaladas a 1,0 cm de profundidade.

3.2.2 *A rede AERONET (AErosol RObotic NETwork)*

A AERONET (AErosol RObotic NETwork) é uma rede de monitoramento global de aerossóis por meio de sensoriamento remoto. Distribuída em mais de 200 locais em todo o mundo, incluindo nove no Brasil e cinco na Bacia Amazônica, a AERONET realiza medições regulares desde 1999. Os equipamentos, instalados ao nível da superfície, são administrados pelo Sistema de Observação da Terra da NASA/GSFC (National Aeronautics and Space Administration/Goddard Space Flight Center) (HOLBEN et al., 1998). A Figura 5 mostra a localização dos radiômetros solares da AERONET.

Figura 5: Localização dos radiômetros da AERONET distribuídos em diferentes locais.



Fonte: Grupo de pesquisa do autor.

Os instrumentos utilizados pela AERONET consistem em radiômetros espectrais automáticos e idênticos, modelo CE318A (Cimel Electronique, France), distribuídos em várias regiões do mundo. As medições realizadas por esses instrumentos possibilitam o monitoramento, praticamente, em tempo real de várias propriedades dos aerossóis, incluindo a profundidade ótica, a coluna de água precipitável, as distribuições de tamanho das partículas de aerossóis, o albedo de espalhamento único, entre outras.

Os radiômetros solares consistem em sensores acoplados a colimadores de 33 cm de comprimento, especialmente projetados para rejeitar a luz difusa refletida por suas paredes (Figura 6). Os colimadores são protegidos por uma janela de quartzo, permitindo observações por meio de um detector de silício enriquecido, com uma suficiente relação sinal-ruído precisa para a realização de medidas espectrais na faixa de comprimento de onda entre 300 e 1200 nm.

Figura 6: Instrumentação da rede AERONET, radiômetro solar CIMEL 318A, antena de transmissão de dados e o painel solar.



Fonte: Tese de Sena (2013)

Os motores de passo possibilitam que os sensores realizem rotações nos ângulos zenital e azimutal com uma notável precisão de $0,05^\circ$. Um microprocessador utiliza

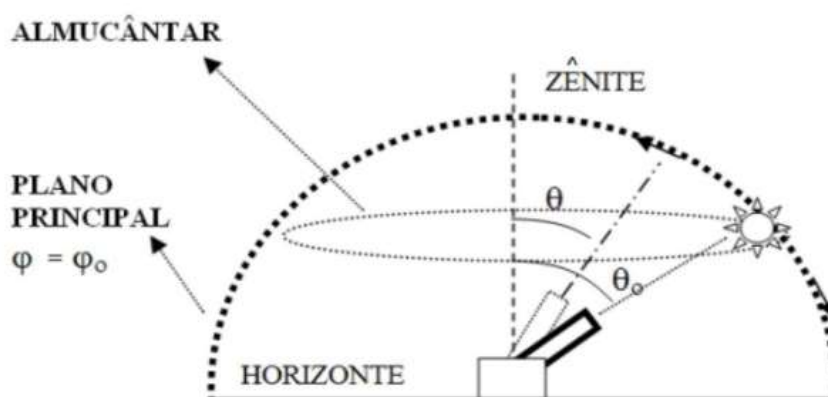
informações de hora, latitude e longitude para calcular a posição solar, garantindo que os colimadores estejam a menos de 1° do sol. Um pequeno detector identifica a posição do Sol para iniciar a sequência de medidas, e após a coleta, o instrumento retorna à posição de repouso, apontando aproximadamente para o nadir. Um sensor de umidade incorporado interrompe automaticamente a sequência de medidas na ocorrência de precipitação. (HOLBEN et al., 1998).

Os radiômetros automáticos realizam medidas da radiação solar direta a cada 15 minutos, com um campo de visão de $1,2^\circ$, nos comprimentos de onda nominais de 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 e 1020 nm. Essas medições são utilizadas para calcular a profundidade ótica (AOD) para cada comprimento de onda, com exceção do canal de 940 nm, que é utilizado para calcular a coluna de vapor d'água precipitável.

O cálculo da extinção da radiação solar permite determinar a espessura ótica espectral das partículas de aerossol, conforme a lei de Beer-Lambert-Bouguer. A profundidade ótica de extinção é dividida em várias componentes: extinção por aerossóis, espalhamento molecular e absorção gasosa (Equação 2.20). Para isolar a contribuição exclusiva das partículas de aerossol na espessura ótica, é necessário estimar e remover a atenuação da radiação solar causada por outros gases que poderiam interferir nas medidas.

Os radiômetros solares da AERONET também medem a radiação solar difusa espalhada. Nessas medições, são utilizadas quatro bandas espectrais (440, 675, 870 e 1020 nm), obtidas aproximadamente a cada hora ao longo do dia. Essas medidas ocorrem tanto no almucântar (varredura do ângulo azimutal com a inclinação do instrumento igual ao ângulo zenital solar) quanto no plano principal (linha no qual o ângulo azimutal constante) com o objetivo de observar os espalhamento dos aerossóis (Figura 7). Esses dados, combinados com as medições diretas da profundidade ótica dos aerossóis (AOD), são utilizados para determinar a distribuição de tamanho dos aerossóis integrada na coluna e os índices de refração. A partir dessas informações microfísicas, o albedo simples é calculado.

Figura 7: Esquema ilustrativo das medidas de radiação difusa da rede AERONET.



Fonte: Tese de Castanho (2005)

A rede SolRad-Net fornece medições precisas de irradiância solar na superfície, com resolução temporal de 2 minutos. Seus instrumentos, estrategicamente posicionados junto aos radiômetros espectrais solares da AERONET, complementam essas medições. Embora tenha uma cobertura espacial menor, a rede foca em áreas próximas a eventos de queimadas, como na Amazônia, para um monitoramento de longo prazo.

Os produtos gerados pela AERONET estão acessíveis online por meio do endereço: [link para a fonte de dados](#), onde é possível encontrar todas as informações relacionadas ao sistema (SCHAFER et al., 2008). Os arquivos de dados da rede AERONET são divididos em três níveis de qualidade: nível 1.0 para os dados brutos, nível 1.5 para dados sem a contaminação de nuvens e nível 2.0. Todos os dados são disponibilizados para 8 bandas diferentes, 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm cuja qualidade é certificada pela rede. Neste trabalho foram utilizados dados de nível 2.0 para o comprimento de onda 500nm (máximo do fluxo radiativo solar no topo da atmosfera).

3.3 Métodos

3.3.1 Balanço de energia estimado pelo Método da Razão de Bowen

Na estimativa dos fluxos, de forma simplificada, o saldo de radiação (Rn) pode ser considerado a soma das densidades de fluxo de calor latente (LE), de calor sensível (H) e de calor no solo (G) (Equação 3.1):

$$Rn = LE + H + G. \quad (3.1)$$

Considerando as médias horárias (t) a cada 30 minutos, podemos estabelecer relações empíricas entre os fluxos, os gradientes verticais de temperatura ($\Delta T = T_2 - T_1$, °C) e gradientes de pressão atual de vapor de água ($\Delta e = e_2 - e_1$, kPa) em diferentes alturas ($\Delta z = z_2 - z_1$, m), conforme as Equações 3.3 e 3.2:

$$H = -\rho \cdot K_s \cdot C_p \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (3.2)$$

$$LE = -\rho \cdot K_w \cdot \frac{C_p}{\gamma} \cdot \frac{\Delta e}{\Delta z} \quad (3.3)$$

onde C_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1010 \text{ J kg}^{-1} \text{ °C}^{-1}$); ρ é a densidade do ar ($\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$); γ é a constante psicométrica (kPa °C^{-1}) (Equação 3.4); K_s é o coeficiente de difusividade do calor sensível; e K_w é o coeficiente do calor latente. K_s e K_w são coeficientes de difusividade turbulenta ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$).

$$\gamma = \frac{C_p \cdot p}{0.622 \cdot L} \quad (3.4)$$

p é a pressão atmosférica local considerada constante, equivalente a 103 kPa e L é o calor latente de vaporização, de acordo com a equação de Glanz e Orlob (1973), aprimorada por Henderson-Sellers (1984), pode ser calculado em uma em função da temperatura (Equação 3.5):

$$L = 1.91846 \cdot 10^6 \cdot \left(\frac{T + 273}{(T + 273) - 33.91} \right)^2 \quad (3.5)$$

De acordo com Verma et al. (1978), os coeficientes de difusividade turbulenta do calor sensível K_s e calor latente K_w são iguais, portanto:

$$\beta = \frac{-\rho \cdot K_s \cdot C_p \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z}}{-\rho \cdot K_w \cdot \frac{C_p}{\gamma} \cdot \frac{\Delta e}{\Delta z}} \quad (3.6)$$

Essa relação pode ser expressa de forma simplificada como o produto do coeficiente psicrométrico pela razão entre o gradiente de temperatura do ar (ΔT) e o gradiente de pressão de vapor de água no ar (Δe), considerando a diferença entre duas alturas (Δz).

$$\beta = \gamma \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (3.7)$$

Para calcular o gradiente de pressão atual de vapor de água ($\Delta e = e_2 - e_1$, kPa), é necessário determinar a pressão atual de vapor de água (e) em duas alturas distintas (z_1, z_2), conforme definido pela Equação 3.8:

$$e = e_s \cdot \frac{UR}{100} \quad (3.8)$$

Este cálculo é realizado em função da pressão de saturação do vapor de água (e_s , kPa) e da umidade relativa do ar (UR, %), a qual, por sua vez, é dependente da temperatura, conforme descrito por (GLANZ; ORLOB, 1973) na Equação 3.9.

$$e_s = 2,1718 \cdot 10^7 \cdot \exp \left(-\frac{4157}{(T + 273) - 33,91} \right). \quad (3.9)$$

Bowen (1926) introduziu o conceito de razão de Bowen, definindo-a como a relação entre o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) (Equação: 3.10):

$$\beta = \frac{H}{LE}. \quad (3.10)$$

Após calcular a Razão de Bowen (β) utilizando a Equação 3.10 e aplicá-la à Equação 3.1, os fluxos de calor sensível (Equação 3.11) e calor latente (Equação 3.12) são obtidos:

$$H = -\frac{(R_n - G)\beta}{\beta + 1} \quad (3.11)$$

$$LE = \frac{R_n - G}{\beta + 1} \quad (3.12)$$

3.3.2 Critérios para a aceitação das estimativas do método da razão de bowen

De acordo com Perez et al. (1999), os valores de fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) estimados utilizando o Método da Razão de Bowen devem ser consistentes fisicamente com as relações de fluxo-gradiente. Por isso, (PEREZ et al., 1999) propõem algumas condições que minimizam os erros das estimativas e aproveitam apenas os dados coerentes fisicamente (Equação 3.13).

$$\frac{\Delta e + \gamma \Delta T}{R_n - G} > 0 \quad (3.13)$$

Primeiro, quando $R_n - G > 0$ (Equação 3.13), se $\beta > -1$, então LE deve ser sempre positivo, considerando que H pode ser positivo ou negativo, dependendo do sinal de β . Se $\beta < -1$, os únicos casos possíveis são $LE < 0$ e $H > 0$. Segundo, quando $R_n - G < 0$, se $\beta < -1$, então o único caso possível é $LE > 0$ e $H < 0$. Se $\beta > -1$, então $LE < 0$, considerando que H pode ser positivo ou negativo dependendo do sinal de β . Se essas condições não forem satisfeitas, o balanço de energia pelo Método de Bowen indicará a direção incorreta dos fluxos de calor latente e sensível. Portanto, os dados que não respeitam as condições devem ser descartados.

Outra consideração ao utilizar o Método da Razão de Bowen para estimar os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) é quando β se aproxima de -1. Isso faz com que os denominadores das Equações 3.11 e 3.12 tendam a zero, resultando na perda do significado físico dos cálculos de LE e H. Valores de β próximos a -1 são comuns durante o amanhecer, o anoitecer ou períodos de precipitação, pois ocorre uma inversão no gradiente de temperatura (ΔT), tornando-o oposto ao gradiente de pressão de vapor (Δe). Segundo Ortega-Farias et al. (1996), se $-1,3 < \beta < -0,7$, os dados também devem ser rejeitados, pois, dependendo da precisão dos equipamentos, dentro dessa margem não corre o risco de dados próximos a -1.

3.3.3 Determinação dos fluxos radiativos de céu-claro

O termo céu-claro foi utilizado aqui para indicar a influência mínima de nuvens e aerossóis sobre a área de medição do piranômetro, ou seja, quando AOD está abaixo de um valor de referência. Para estimar as quantidades de fluxos na superfície sob condições de céu-claro, foram usadas as medidas de radiação global (R_g) e profundidade óptica AOD em 500 nm fornecidos pela rede AERONET 2.0 (*cloudless*), saldo de radiação (R_n) e fluxo de calor no solo (G) da torre micrometeorológica e fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) estimados pelo método de Bowen aplicado às condições de Perez. Com base no ciclo diário dessas variáveis, foi realizado um

ajuste polinomial de ordem 4, resultando em equações semelhantes à Equação 3.14 (MEYERS; DALE, 1983; RODRIGUES et al., 2023):

$$S(t) = at^4 + bt^3 + ct^2 + dt + e \quad (3.14)$$

Onde a , b , c , d , e e são coeficientes da curva polinomial que representa as densidades de fluxos em condições de céu-claro em função do tempo (t) de cada mês. É importante ressaltar que a rede AERONET excluiu medidas realizadas sob alta cobertura de nuvens. Essa abordagem assegura que as medidas fossem coletadas durante condições de céu aberto e sem nuvens, tornando assim possível quantificar isoladamente o efeito de aerossóis sobre as componentes do balanço de energia. Esta metodologia é semelhante aos trabalhos realizados por Rodrigues et al. (2023) e Cirino et al. (2014).

3.3.4 Determinação do índice de claridade

O movimento de rotação da Terra resulta em variações na inclinação dos raios solares ao longo do dia. O somatório da irradiância solar instantânea no topo da atmosfera durante o dia representa o potencial de energia incidente na região. Esse valor diário é chamado de irradiância solar global extraterrestre (S_{extr}), que corresponde à radiação sem influência da atmosfera. Essa quantidade varia de acordo com a latitude (ϕ) e o dia do ano, afetando o ângulo de incidência dos raios solares. Maior latitude implica em maior variação de S_{extr} entre o verão e o inverno (SENTELHAS et al., 1999).

A radiação solar total que atinge a superfície terrestre é influenciada tanto pela profundidade óptica da atmosfera quanto pela radiação solar extraterrestre (S_{extr}) que incide no topo da atmosfera (plano-paralelo à superfície da Terra). Além disso, a radiação solar extraterrestre varia de acordo com os ângulos de elevação solar (β) ou ângulo zenital solar (z). Portanto, para realizar o cálculo de S_{extr} (Equação 3.15) são necessárias outras variáveis, como a constante solar da Terra (I_o), a latitude do local (ϕ), a declinação solar (δ), o ângulo horário (h) e a distância média ao quadrado entre a Terra e o Sol (SENTELHAS et al., 1999). A radiação solar extraterrestre (S_{extr}) leva em consideração o ângulo de incidência dos raios solares e, portanto, as variações na quantidade de radiação solar recebida na superfície terrestre sem os efeitos atenuantes da atmosfera em um local e momento específicos.

$$S_{extr} = I_o \left(\frac{D}{D_0} \right)^2 \cos(z) \quad (3.15)$$

Onde I_o é a constante solar da Terra ($\approx 1367 \text{ Wm}^{-2}$), D_0 é a distância média Terra-Sol ($\approx 1,49 \times 10^8 \text{ km}$), D é a distância Terra-Sol em um dado dia juliano e $\cos(z)$ é o cosseno do ângulo solar zenital (z) calculado conforme (BAI et al., 2012). A partir do cálculo da radiação extraterrestre S_{extr} , podemos definir o índice de claridade (kt), que é considerado a medida da transmissividade atmosférica para a radiação solar, desde o

topo da atmosfera até a superfície terrestre. De acordo com Gu et al. (1999), o índice de claridade (kt) pode ser interpretado como uma indicação da profundidade óptica da atmosfera em um local e momento específicos. Quando o céu está completamente limpo, sem a presença de nuvens, o índice é chamado de índice de claridade de céu-claro (ZHANG et al., 2010) (kt_o), e pode ser calculado de acordo com a Equação 3.16 como a razão entre a radiação global $Rg(t)_o$ e a radiação global extraterrestre S_{extr} :

$$Kt_o = \frac{Rg(t)_o}{S_{extr}} \quad (3.16)$$

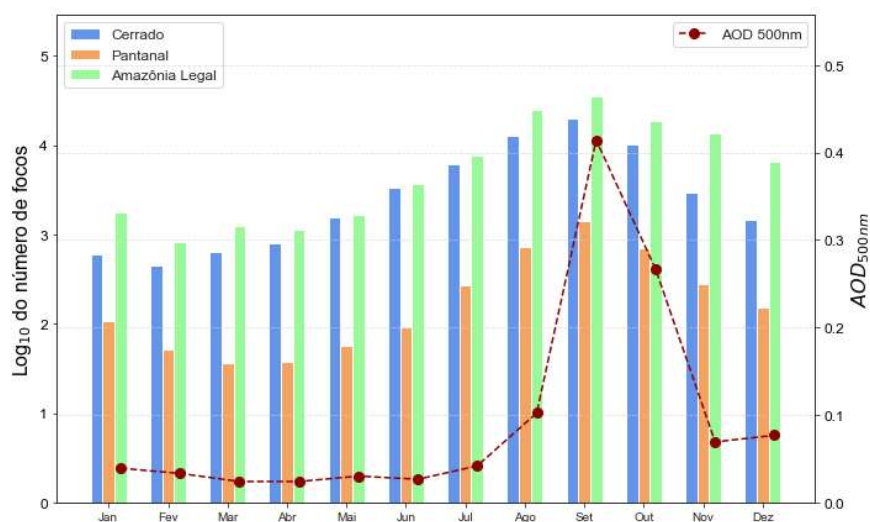
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo, são analisadas a variabilidade da profundidade óptica do aerossol (AOD), as componentes do balanço de energia, incluindo a radiação global (Rg), e o índice de claridade (kt). Além disso, é realizada uma análise temporal do número de focos de queimadas nos biomas que compõem e influenciam a região de estudo.

4.1 Variabilidade da profundidade óptica dos aerossóis (AOD) e do número de focos de queimadas

Os maiores valores médios mensais de focos de queimadas na Amazônia Legal ocorreram em agosto, com um valor de 28.243 ± 15.835 ; em setembro, com $37.596,81 \pm 15.987$; e em outubro, com 19.294 ± 5.153 . No Cerrado, os registros das maiores médias mensais ocorreram em agosto, com um valor de 14.362 ± 8.188 ; em setembro, com 22.316 ± 12.277 ; e em outubro, com 11.223 ± 4.905 . Já no Pantanal, os maiores valores de médias também foram identificados em agosto, com uma média de 988 ± 763 ; apresentando um aumento significativo em setembro, com 1.685 ± 952 ; seguido por uma redução em outubro, com uma média de 867 ± 594 . As medianas de AOD seguiram a tendência dos registros médios de focos de queimadas, conforme ilustrado na Figura 8. Em agosto, a mediana foi de 0,152, enquanto em setembro, o valor máximo de 0,464 foi registrado. Em outubro, houve uma redução, com a mediana caindo para 0,317. (Tabela 1).

Figura 8: Medidas de médias mensais de focos de queimadas para Amazônia Legal, Cerrado e Pantanal e as medianas de profundidade óptica de aerossol $AOD_{550\text{ nm}}$ no local de estudo Cuiabá-MIRANDA (2009-2019).



Fonte: Autor

De janeiro a junho, a profundidade óptica de aerossóis (AOD) apresenta os menores valores, indicando uma menor incidência de material particulado na atmosfera durante esses meses. Consequentemente, refletindo variações sazonais expressivas, com maiores valores de queimadas e de profundidade óptica AOD ocorrendo durante alguns meses que correspondem ao período de seca da região, especialmente, os meses de julho, agosto e setembro. Vale ressaltar que, embora outubro marque o início do período chuvoso na região, ainda registra valores significativos de queimadas e de profundidade óptica (Tabela 1).

Tabela 1: Estatísticas descritivas mensais da profundidade óptica dos aerossóis $AOD_{500\text{ nm}}$ por mês.

Mês	Média	Desvio Padrão	Mediana
Janeiro	0,100	0,053	0,089
Fevereiro	0,089	0,059	0,083
Março	0,084	0,043	0,074
Abril	0,082	0,037	0,074
Maio	0,090	0,045	0,080
Junho	0,084	0,034	0,076
Julho	0,099	0,043	0,092
Agosto	0,230	0,277	0,152
Setembro	0,699	0,652	0,464
Outubro	0,374	0,267	0,317
Novembro	0,151	0,114	0,119
Dezembro	0,153	0,088	0,127

Fonte: Autor

Observa-se que os valores de AOD alcançam máximos entre agosto e outubro, o que está correlacionado com o aumento das queimadas de biomassa nesses meses

na região, conforme documentado em estudos desenvolvidos por Romera et al. (2019) e Moraes et al. (2022). Estudos anteriores, como Palácios et al. (2020) e Palácios et al. (2016), apontam que os registros de focos de queimadas na região sul da floresta amazônica impactaram diretamente a distribuição espacial de AOD a 500 nm na área de estudo. Além disso, existe correlação direta entre os valores de AOD e a incidência de queimadas na Floresta Amazônica e no bioma Cerrado. Por isso, o número de focos de queimadas no Cerrado, no Pantanal e na Amazônia Legal foi considerado, uma vez que a circulação atmosférica contribui para o transporte de aerossóis tanto dentro do estado de Mato Grosso quanto de áreas adjacentes. De acordo com Palácios et al. (2020), embora o local não esteja situado na região do arco do desmatamento amazônico, os valores de AOD são comparáveis aos encontrados na região do arco.

4.2 Determinação dos fluxos em condições de céu-claro

Após análise exploratória dos dados, identificou-se o primeiro quartil (Q1) para os meses de abril a setembro, considerado o período de seca na região em estudo. O Q1 representa o valor que delimita os 25% menores valores de AOD observados durante o período selecionado. Este valor foi adotado como referência para condições de céu-claro. Assim, o conjunto de dados foi separado em dois grupos distintos: o primeiro com dados de AOD iguais ou inferiores ao valor de 0,071 (céu-claro), e o segundo com dados de AOD superiores a 0,071 (sob condições de aerossóis).

Com base no ciclo diário das variáveis de fluxo de energia sob condições de céu-claro, foi realizado o ajuste polinomial de quarta ordem para cada variável, resultando em equações que se assemelham à Equação 3.14. Em seguida, as equações das Tabelas 2, 3, 4, 5 e 6 foram usadas para calcular as estimativas dos fluxos em um dia característico que representasse o comportamento das variáveis sob condições de céu-claro, no intervalo das 7h às 17h (horário local), para cada mês analisado durante o período de seca, com exceção do mês de setembro, que não apresentou valores de AOD abaixo do valor estabelecido.

Tabela 2: Coeficientes das equações para o mês de abril sob condições de céu-claro.

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>
$Rn(t)$	0,300	-14,063	214,327	-1162,608	1816,822
$LE(t)$	0,293	-13,512	212,574	-1306,346	2730,886
$H(t)$	0,021	-1,186	16,763	-32,172	-218,285
$G(t)$	-0,032	1,370	-24,975	225,017	-756,447
$Rg(t)$	0,203	-8,859	108,306	-235,405	-817,544

Fonte: Autor

Tabela 3: Coeficientes das equações para o mês de maio sob condições de céu-claro.

	a	b	c	d	e
$Rn(t)$	0,287	-13,155	194,724	-995,212	1280,322
$LE(t)$	-0,076	3,722	-73,993	681,869	-2204,089
$H(t)$	0,088	-4,328	67,215	-353,367	461,208
$G(t)$	0,358	-16,402	267,727	-1828,823	4438,149
$Rg(t)$	0,306	-13,781	195,580	-910,350	998,668

Fonte: Autor

Tabela 4: Coeficientes das equações para o mês de junho sob condições de céu-claro.

	a	b	c	d	e
$Rn(t)$	0,399	-18,818	300,865	-1864,565	3829,337
$LE(t)$	0,109	-4,773	67,950	-334,953	430,083
$H(t)$	0,465	-22,202	375,926	-2647,409	6619,652
$G(t)$	0,038	-1,981	33,586	-210,295	392,211
$Rg(t)$	0,331	-15,003	218,987	-1112,313	1620,891

Fonte: Autor

Tabela 5: Coeficientes das equações para o mês de julho sob condições de céu-claro.

	a	b	c	d	e
$Rn(t)$	0,318	-15,125	240,773	-1450,445	2803,102
$LE(t)$	0,183	-8,528	138,144	-900,202	2057,803
$H(t)$	0,066	-3,546	58,923	-331,305	491,630
$G(t)$	0,033	-1,790	31,279	-196,849	351,623
$Rg(t)$	0,397	-18,356	278,254	-1547,543	2771,038

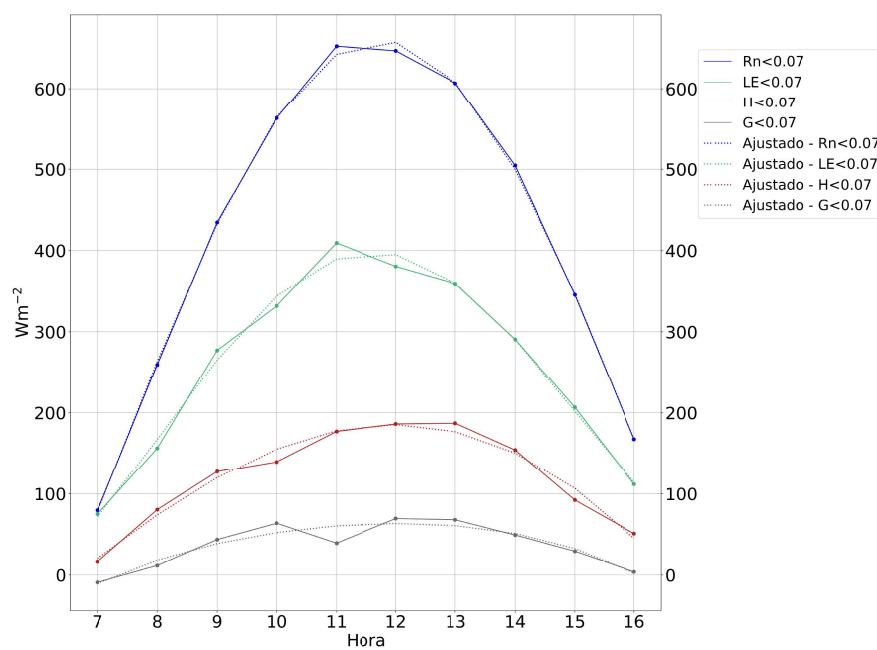
Fonte: Autor

Tabela 6: Coeficientes das equações para o mês de agosto sob condições de céu-claro.

	a	b	c	d	e
$Rn(t)$	0,197	-9,293	136,662	-642,766	552,308
$LE(t)$	-0,159	8,270	-161,834	1388,260	-4167,533
$H(t)$	0,449	-22,279	390,324	-2836,353	7289,858
$G(t)$	0,108	-5,356	92,517	-646,249	1546,352
$Rg(t)$	0,794	-36,697	585,647	-3752,884	8543,689

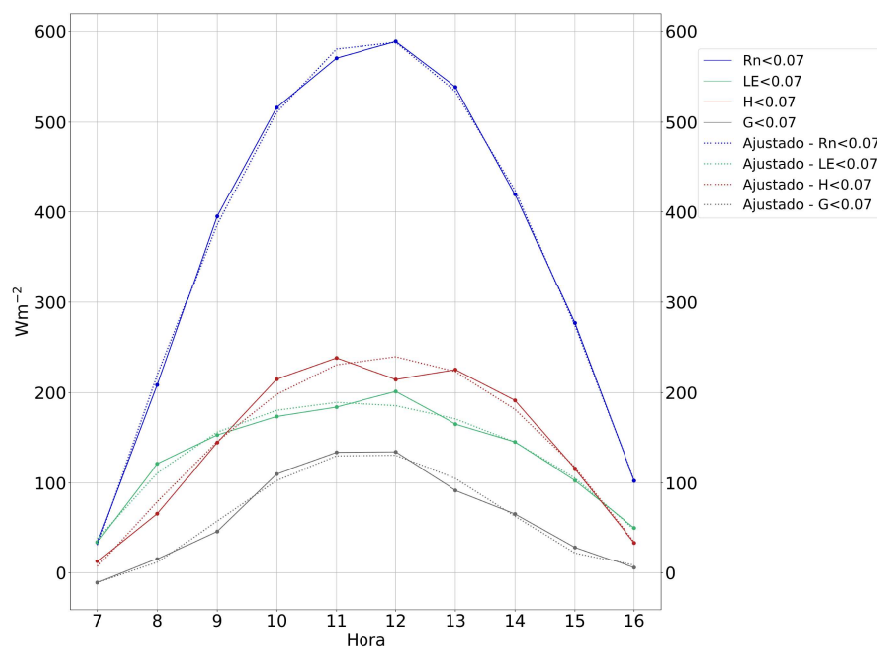
Fonte: Autor

Figura 9: Dinâmica horária dos fluxos radiativos para o mês de abril sob condições de céu-claro.



Fonte: Autor

Figura 10: Dinâmica horária dos fluxos radiativos para o mês de maio sob condições de céu-claro.



Fonte: Autor

Figura 11: Dinâmica horária dos fluxos radiativos para o mês de junho sob condições de céu-claro.

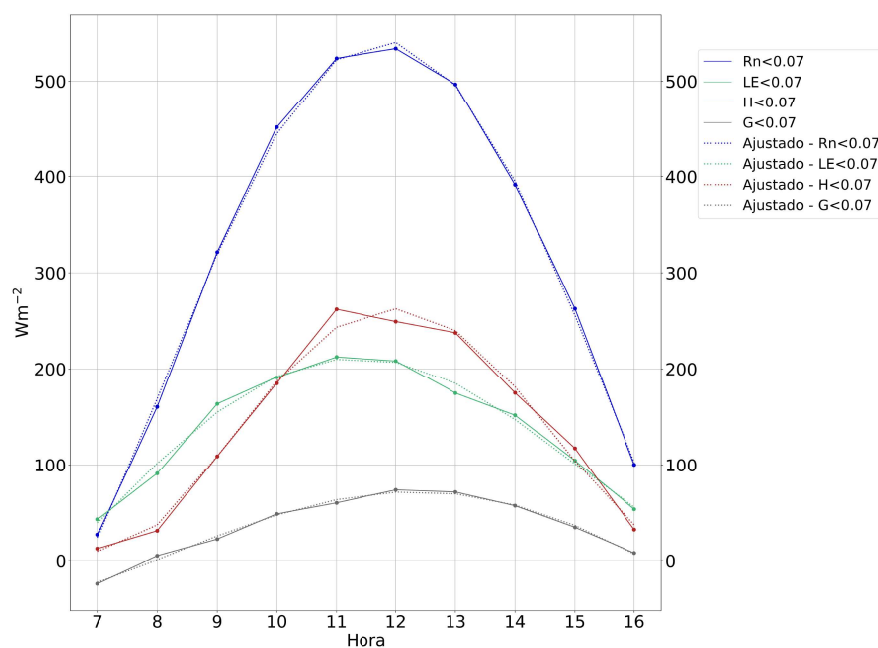


Figura 12: Dinâmica horária dos fluxos radiativos para o mês de julho sob condições de céu-claro.

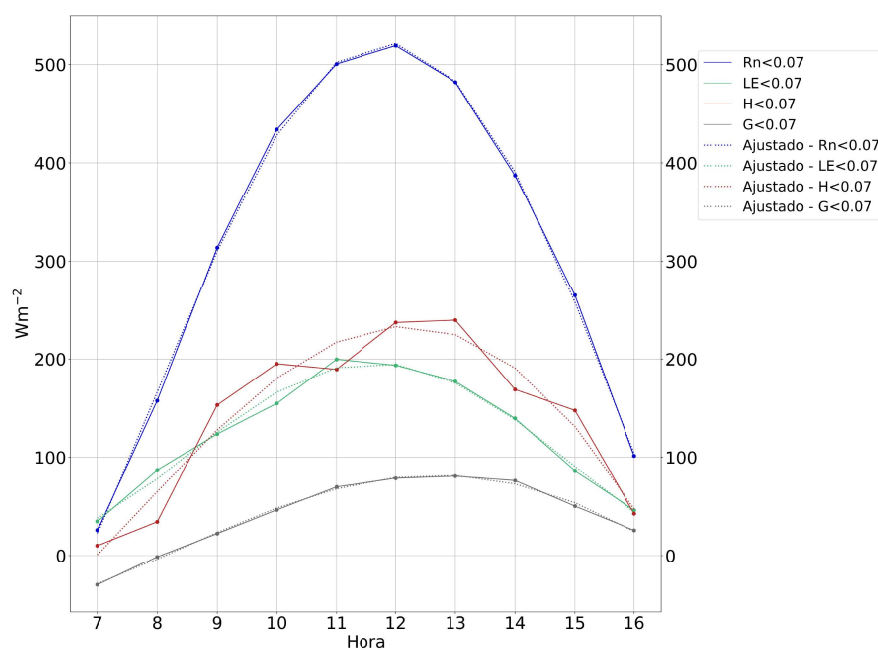
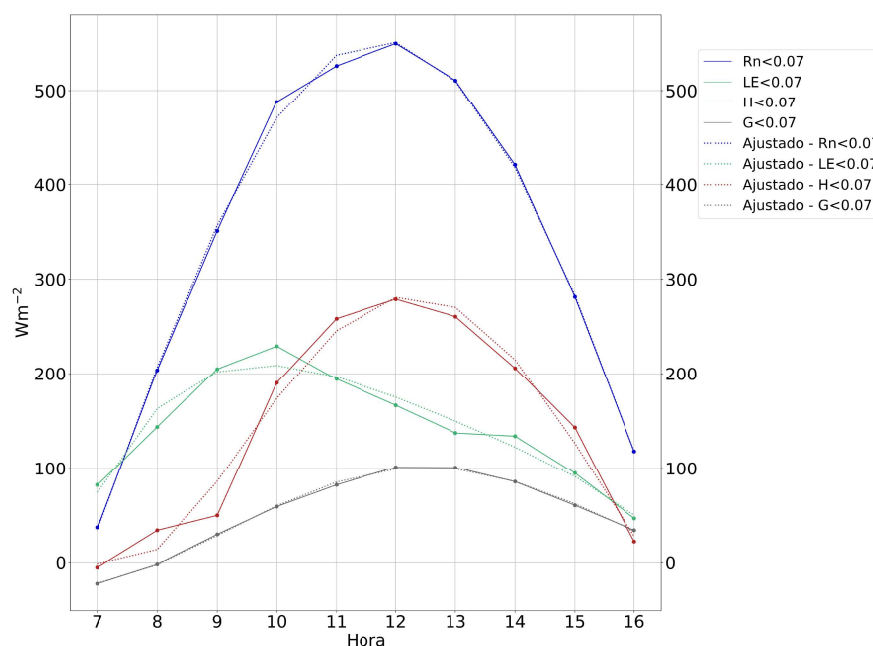


Figura 13: Dinâmica horária dos fluxos radiativos para o mês de agosto sob condições de céu-claro.



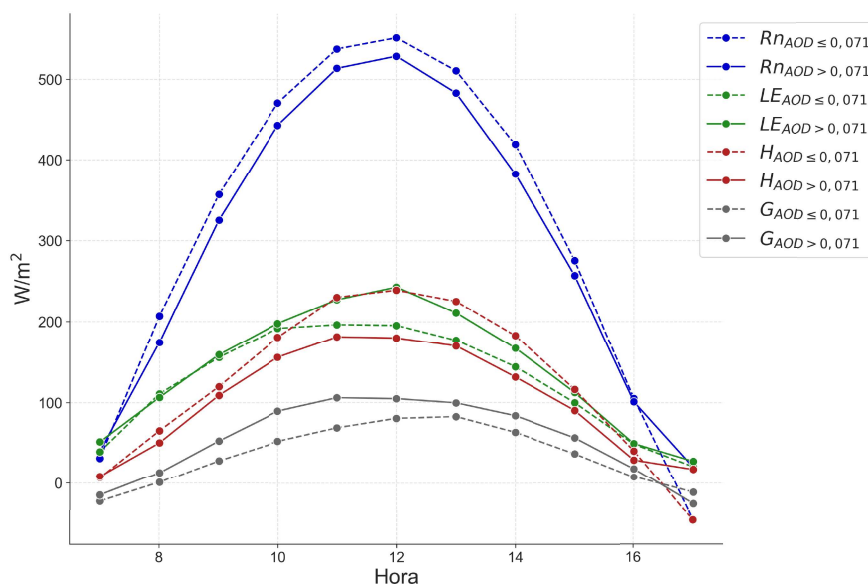
Fonte: Autor

4.3 Análise horária das componentes do balanço de energia

O saldo de radiação (R_n) sob condições de presença de aerossóis apresentou valores inferiores, com diferenças que variam de $4,09 \text{ Wm}^{-2}$ a $36,95 \text{ Wm}^{-2}$, quando comparados aos valores observados sob condições de céu-claro no mesmo período. Essas diferenças corresponderam percentualmente a valores entre 3,89% e 15,64% (14). Os resultados obtidos estão de acordo com os apresentados por Steiner et al. (2013), que demonstram que a presença de aerossóis pode reduzir o saldo de radiação (R_n) em uma faixa que varia de 6% a 65%. Os processos de absorção e espalhamento da radiação solar pelos aerossóis resultam na diminuição da quantidade que atinge a superfície ocorrendo um aumento na fração de radiação difusa (ZHANG et al., 2010; FORSTER et al., 2007; RODRIGUES et al., 2023).

De acordo com estudos desenvolvidos por Curado et al. (2014), Rodrigues et al. (2014b) e Biudes et al. (2015) os valores mais elevados para o saldo de radiação ocorrem durante os períodos mais úmidos do ano. Esse aumento pode ser atribuído à eficiência das nuvens na absorção de ondas longas e à maior incidência de radiação solar nesses períodos, devido à inclinação solar. Contudo, o saldo de radiação (R_n) alcançou valores superiores a 500 Wm^{-2} nas proximidades do meio-dia durante o período de seca.

Figura 14: Dinâmica horária do balanço de energia sob diferentes condições atmosféricas durante o período de seca.



Fonte: Autor

Os resultados das componentes do balanço de energia na região, especialmente o fluxo de calor latente (LE) e o fluxo de calor sensível (H), apresentam padrões semelhantes aos obtidos nos estudos Pereira et al. (2013) e Curado et al. (2014) que utilizaram o Método de Bowen em suas análises. Durante o período de seca, observa-se uma diminuição na parcela de energia destinada ao LE, enquanto o fluxo de calor sensível (H) passa a receber uma fração maior dessa energia. Inclusive, sob condições de céu-claro, o H assume valores superiores aos do LE em certos horários do dia (Figura: 14). Os fluxos de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) apresentam comportamentos opostos ao longo do dia, seja sob condições de céu-claro ou sob condições de aerossóis.

No período de seca (Figura: 14), entre 9 e 17 horas, o fluxo de calor sensível (H) sob condições de aerossóis apresentou valores entre 9,00% a 28,13% menores em comparação com o H sob condições de céu-claro. As diferenças percentuais observadas entre os valores medidos e os estimados foram de 10,79 Wm^{-2} a 59,20 Wm^{-2} . Por outro lado, o fluxo de calor latente (LE) sob condições de aerossóis foi maior do que o LE estimado sob condições de céu-claro. Foram registrados valores superiores entre 1,36% e 31,71%, correspondendo a diferenças entre 0,67 Wm^{-2} e 47,46 Wm^{-2} durante o mesmo período.

Além disso, o fluxo de calor sensível (H) atinge valor máximo de 239,21 Wm^{-2} sob condições de céu-claro às 12 horas. Enquanto, sob condições de aerossóis, o máximo de 181,43 Wm^{-2} é observado às 11 horas. No que diz respeito ao fluxo de calor latente (LE), ele atinge seu maior valor às 11 horas sob condições de céu-claro, com um valor máximo de 196,37 Wm^{-2} . Enquanto isso, sob condições de aerossóis, o valor máximo é registrado ao meio-dia é de 242,97 Wm^{-2} (Figura: 14).

A estimativa das densidades de fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor la-

tente (H) pelo Método de Bowen não depende apenas do saldo de radiação (R_n); ela também considera outros parâmetros, tais como o fluxo de calor no solo (G), a umidade relativa do ar (UR), a temperatura do ar (T) e o gradiente de pressão de vapor no ar (Δe). Em relação ao último parâmetro, o estudo de Rodrigues et al. (2023) evidenciou alterações estatisticamente significativas devido ao aumento na concentração de partículas de aerossol provenientes de incêndios na região Amazônica.

No período de seca, sob condições de aerossóis, a temperatura do ar (T) apresenta valores inferiores, com diferenças que variam de 0,9 a 2,0°C abaixo daquela registrada em dias de céu-claro. Simultaneamente, a umidade relativa do ar (UR) tende a ser maior, com diferenças que vão de 6 a 12%. A resposta dos fluxos superficiais depende, em grande parte, da forma como a vegetação reage a essas variações de temperatura (STEINER et al., 2013).

Durante o período de seca, os valores mais elevados de LE sob condições de aerossóis, em comparação com o LE sob condições de céu-claro, podem indicar que a vegetação local não está sofrendo estresse devido à temperatura e à umidade. Isso pode favorecer melhorias nos processos de fotossíntese e evapotranspiração. Como consequência, tal cenário possibilita em um aumento no fluxo de calor latente (STEINER et al., 2013). De acordo Zhou et al. (2021), os aerossóis melhoram a fotossíntese do ecossistema e o processo de evapotranspiração (ET) ao aumentar a radiação difusa, embora a resposta da capacidade fotossintética ao aumento da radiação difusa pode variar entre diferentes ecossistemas e pode estar relacionada com as diferentes propriedades das copas, assim tais impactos dependem da localização, da vegetação e da carga de aerossóis (TANG; DUBAYAH, 2017; ZHOU et al., 2021).

Segundo Heusinkveld et al. (2004), o altos valores de G pode ser explicado devido as características da região que possui um solo mais exposto à radiação. Durante o período de seca, os valores do fluxo de calor no solo (G), quando medidos sob condições de aerossóis, foram superiores em comparação com aqueles observados sob condições de céu-claro na maior parte do dia. O fluxo de calor no solo (G) atinge valor máximo de $82,41 \text{ Wm}^{-2}$ sob condições de céu-claro às 11 horas, enquanto sob condições de aerossóis o máximo de $105,78 \text{ Wm}^{-2}$ ocorre às 13 horas. Foram encontradas diferenças percentuais de 20,62% a 133,23%, o que corresponde a diferenças entre $10,79 \text{ Wm}^{-2}$ e $31,13 \text{ Wm}^{-2}$. O G sob condições de aerossóis sofre uma redução de $13,76 \text{ Wm}^{-2}$ no fim da tarde.

4.4 Análise horária da radiação global e do índice de claridade

No período de seca, especificamente no intervalo das 7 às 10 horas, os valores de radiação global (R_g) sob condições de aerossóis foram superiores aos valores estimados para condições de céu-claro. As diferenças percentuais observadas variaram entre 1,30% e 14,33%, o que equivale a diferenças que vão desde $9,65 \text{ Wm}^{-2}$ até $33,11 \text{ Wm}^{-2}$. Em ambas as condições atmosféricas, céu-claro e sob condições de aerossóis,

apresentaram valores máximos de R_g às 11 horas. O valor máximo de R_g estimado sob céu-claro alcançou $803,94 \text{ Wm}^{-2}$, enquanto o valor máximo sob condições de aerossóis foi de $794,44 \text{ Wm}^{-2}$.

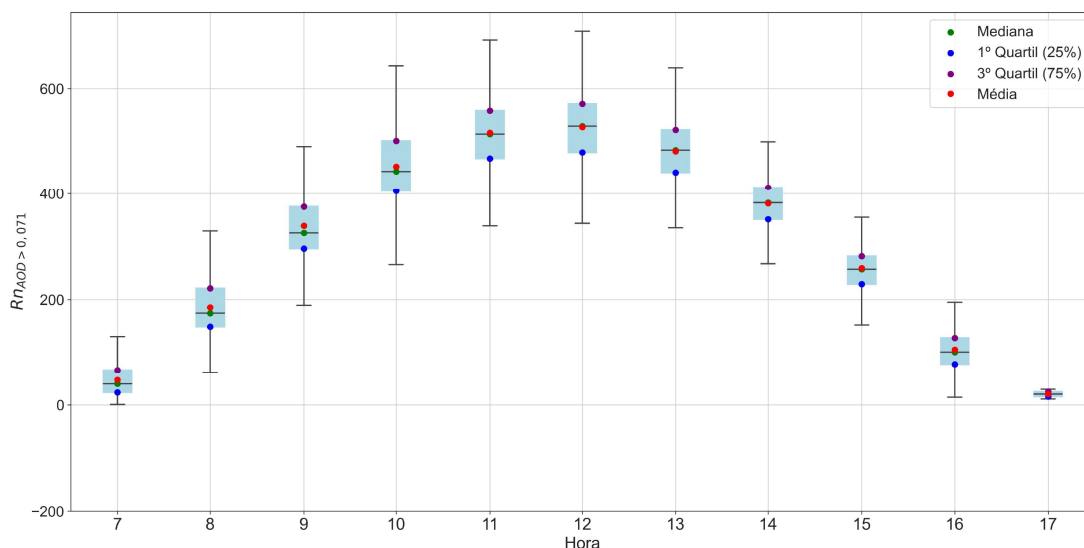
Após as 11 horas, a radiação global (R_g) sob condições de aerossóis apresentou menores valores, com diferenças percentuais entre 1,18% e 2,16%, o que corresponde a diferenças que variaram de $3,81 \text{ Wm}^{-2}$ a $15,98 \text{ Wm}^{-2}$, quando comparadas às condições de céu-claro, até às 15 horas. Em seguida, a partir das 16 horas, a radiação global (R_g) sob condições de aerossóis excede os valores de R_g sob condições de céu-claro, com uma diferença significativa que ultrapassa os 13,55%. O índice de claridade (kt) sob condições de aerossóis registrou valores menores, com uma diferença que variou de 0,58% a 5,28% em relação ao kt em condições de céu-claro, correspondendo a valores entre 0,004 a 0,026 no período entre 8 e 14 horas.

4.5 Análise dos boxplots horários das componentes sob condições de aerossóis

Boxplots foram utilizados para identificar a distribuição horária e avaliar a tendência central e variabilidade dos dados para as variáveis R_n , LE , H , G , R_g e kt , sob condições de aerossóis. Os gráficos evidenciam estatísticas fundamentais, incluindo o primeiro quartil (Q_1), o terceiro quartil (Q_3) e o intervalo interquartil (IQR). O IQR é ilustrado pela caixa central do gráfico, enquanto os bigodes indicam a extensão dos dados até os valores extremos que não são considerados discrepantes, os quais são definidos como pontos que excedem os limites de $Q_1 - 1,5 \times \text{IQR}$ ou $Q_3 + 1,5 \times \text{IQR}$.

A análise do saldo de radiação (R_n) na Figura 15 (ANEXO) revela maior dispersão entre 10 e 12 horas, com IQRs de 80,82 a 95,98 e altos desvios padrão, refletindo variabilidade significativa. A média supera a mediana entre 7 e 11 horas, indicando valores discrepantes acima do limite superior. Para radiação global (R_g), as médias excedem as medianas entre 7 e 9 horas e às 17 horas, sugerindo valores discrepantes. De 10 às 15 horas, a mediana é maior que a média, discrepantes abaixo do limite inferior. O IQR é alto neste período, variando entre 103,78 e 138,77, o que indica variabilidade dos dados nesse intervalo específico.

Figura 15: Boxplots do saldo de radiação (Rn) sob condições de aerossóis entre 7 e 17 horas durante o período de seca.

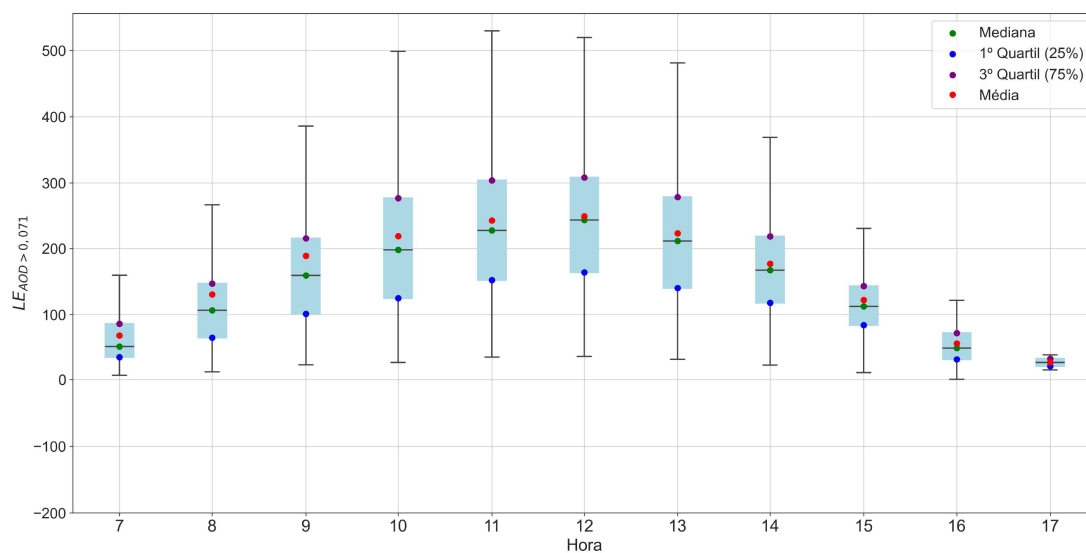


Fonte: Autor

Na análise dos dados, destaca-se que as médias do fluxo de calor latente (LE) consistentemente superam as medianas ao longo do dia, contrastando com as médias do fluxo de calor sensível (H), que ficam abaixo das medianas. Estas observações apontam para distribuições assimétricas, com o LE afetado por outliers acima do limite superior, elevando a média (Figura 16), e o H influenciado por outliers abaixo do limite inferior, rebaixando a média (Figura 17).

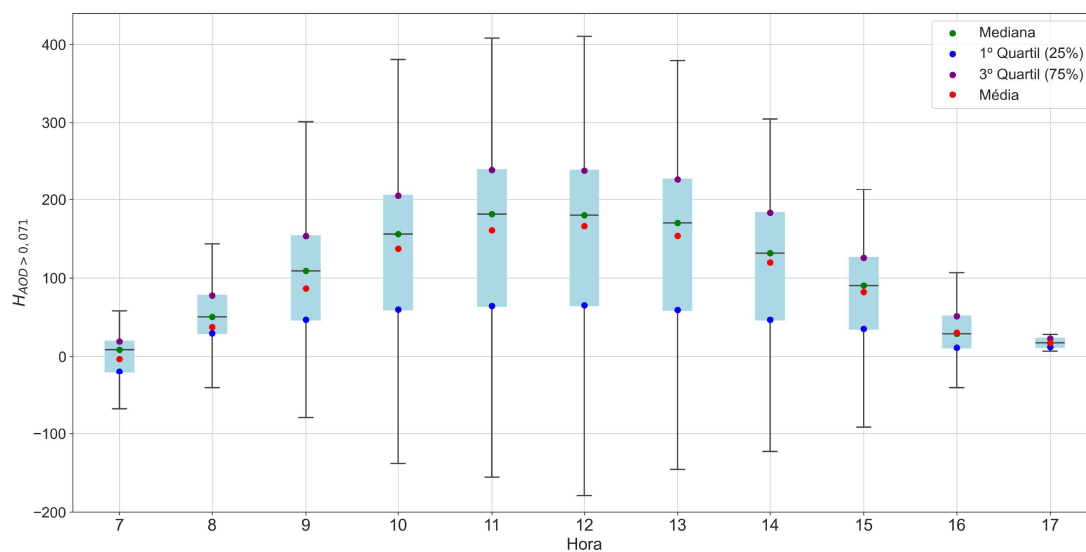
Durante a análise dos dados, observou-se que as médias do fluxo de calor latente (LE) superam as medianas ao longo do dia, contrastando com as médias do fluxo de calor sensível (H), que ficam abaixo das medianas. Essas diferenças indicam uma distribuição assimétrica dos dados para ambas as variáveis. Enquanto o fluxo de calor latente (LE) é influenciado por valores discrepantes que se situam acima do limite superior, contribuindo assim para o aumento da média (Figura 16), o fluxo de calor sensível (H) é impactado por valores discrepantes posicionados abaixo do limite inferior, os quais resultam na diminuição da média (Figura 17). Os maiores IQRs para o fluxo de calor latente (LE) e sensível (H) ocorrem entre 9 e 14 horas (Figuras 16 e 17). O LE apresenta IQRs de 100,57 a 151,34, e o H de 106,52 a 174,73, evidenciando alta dispersão e variabilidade dos dados nesse período.

Figura 16: Boxplots do fluxo de calor latente (LE) dos dados sob condições de aerossóis entre 7 e 17 horas durante o período de seca.



Fonte: Autor

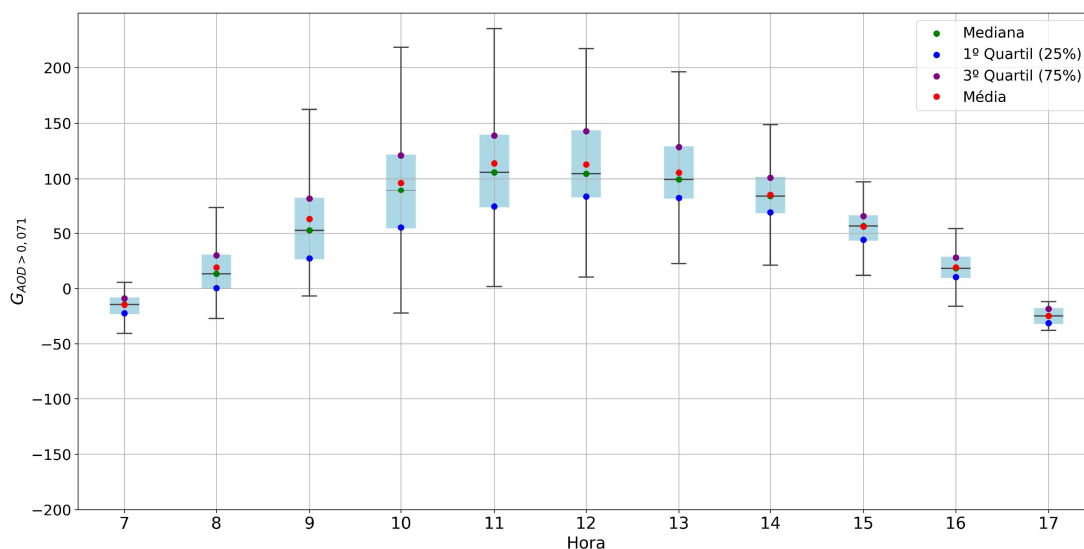
Figura 17: Boxplots do fluxo de calor sensível (H) dos dados sob condições de aerossóis entre 7 e 17 horas durante o período de seca.



Fonte: Autor

As médias do fluxo de calor no solo (G), conforme a Figura 18, superam as medianas ao longo do dia, indicando a presença acima do limite superior. O período entre 9 e 12 horas apresenta os maiores IQRs, entre 54,12 e 65,82, apontando para uma elevada variabilidade e dispersão dos dados nesse intervalo.

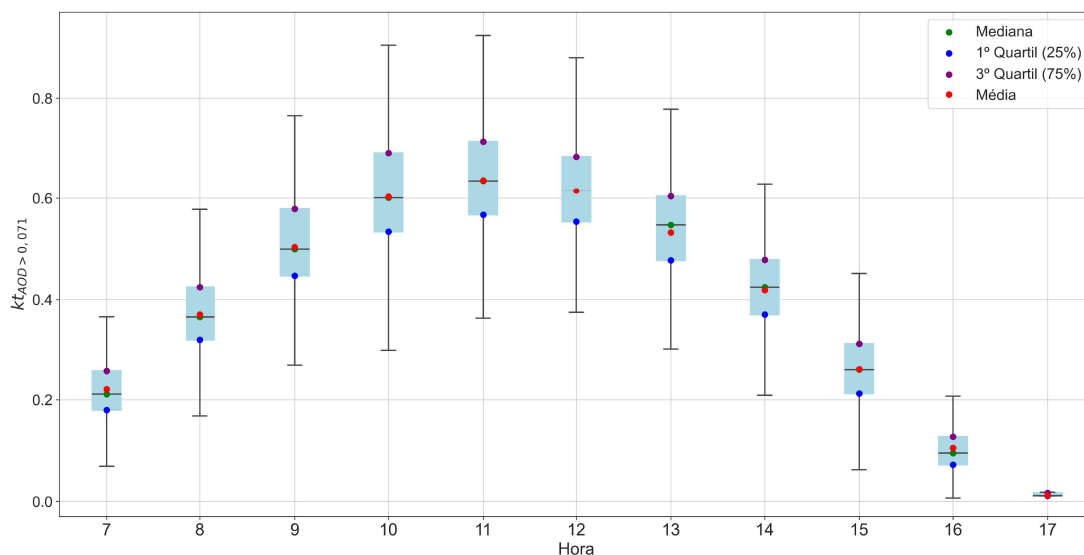
Figura 18: Boxplots do fluxo de calor no solo (G) dos dados sob condições de aerossóis entre 7 e 17 horas durante o período de seca.



Fonte: Autor

O índice de claridade (kt), como mostra a Figura 19, apresenta médias abaixo das medianas entre 12 e 14 horas, sugerindo discrepâncias abaixo do limite inferior. O maior IQR ocorre entre 9 e 13 horas, variando de 0,13 a 0,16, indicando maior dispersão e variabilidade dos dados nesse intervalo.

Figura 19: Boxplots do índice de claridade (kt) dos dados sob condições de aerossóis entre 7 e 17 horas durante o período de seca.



Fonte: Autor

4.6 Análise das componentes do balanço de energia durante o período

O teste de Mann-Whitney foi aplicado para detectar diferenças estatísticas entre as medianas sob condições de céu-claro ($AOD \leq 0,071$) e sob condições de aerossóis ($AOD > 0,071$). Aplicado às componentes do balanço de energia, resultou em p-

valores abaixo de 0,05, evidenciando diferenças estatisticamente significativas entre as medianas das amostras. Além disso, as apresentamos a gráficos boxplots das variáveis saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G), sob cada uma das condições estudadas.

Sob condições de céu-claro, as medianas de R_n , H e R_g superaram as médias, conforme a Tabela 7, indicando valores abaixo do limite inferior, o que diminui a média. Em contraste, as médias de LE , G e kt foram maiores que as medianas, sugerindo outliers acima do limite superior, aumentando a média. Já as médias do fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G) mostrou-se maior em relação à mediana para o conjunto sob condições de aerossóis. Também foi observado que os valores das medianas encontrados para o saldo de radiação (R_n) e índice de claridade (kt) foram superiores aos valores das médias, conforme detalhado na Tabela 8.

Tabela 7: Estatísticas descritivas das variáveis saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G) sob condições de céu-claro no período de seca.

Variável	Média	std	Mediana	Q1	Q3
$R_n(t)$	396,55	171,98	430,70	269,10	531,51
$H(t)$	127,58	136,07	144,62	52,63	215,77
$LE(t)$	214,93	154,71	169,45	108,22	272,14
$G(t)$	53,77	47,34	45,08	18,36	80,90
$R_g(t)$	567,43	253,42	615,79	396,28	757,53
$kt(t)$	0,458	0,209	0,498	0,307	0,615

Fonte: Autor

Tabela 8: Estatísticas descritivas das variáveis saldo de radiação (R_n), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G) sob condições de aerossóis período de seca.

Variável	Média	std	Mediana	Q1	Q3
$R_n(t)$	340,58	169,62	363,43	202,22	476,52
$H(t)$	100,49	105,13	80,84	37,14	173,49
$LE(t)$	172,55	123,80	143,57	80,56	235,82
$G(t)$	68,24	56,30	64,85	25,49	100,71
$R_g(t)$	552,53	243,58	593,07	361,41	741,69
$kt(t)$	0,444	0,201	0,466	0,291	0,594

Fonte: Autor

Conforme a Tabela 8, sob condições de aerossóis durante o período estudado, observou-se que a mediana do R_n e da R_g apresentaram valores reduzidos em 18,51% e 3,83%, respectivamente, em comparação às condições de céu-claro (Tabela 7). Essas reduções correspondem a diferenças de $67,27 \text{ Wm}^{-2}$ para R_n e de $22,72 \text{ Wm}^{-2}$ para R_g . De maneira similar, as componentes de LE e H exibiram valores diminuídos, com diferenças percentuais de 15,17% e 44,10%, respectivamente. Tais diferenças

traduzem-se em uma diferença de $25,88 \text{ Wm}^{-2}$ para LE e de $63,78 \text{ Wm}^{-2}$ para o H. Enquanto isso, o fluxo de calor no solo evidenciou um valor maior significativo de 43,85%, o que representa um incremento de $19,77 \text{ Wm}^{-2}$. E o kt registrou um valor superior de 6,86%, equivalente a um aumento de 0,03.

5 CONCLUSÕES

A profundidade óptica do aerossol fornecida pelo sistema AERONET mostrou-se uma variável-chave satisfatória na determinação das componentes dos fluxos de céu-claro. No presente estudo, foi possível separar os efeitos radiativos dos aerossóis daqueles produzidos por nuvens durante o período de seca da região. Em relação à distribuição temporal, as medianas de profundidade óptica (AOD) seguiram a tendência dos registros de focos de queimadas, observou-se um aumento significativo nos valores de AOD, com início em agosto, atingindo o pico em setembro e começando a diminuir em outubro, mês em que se inicia a período chuvoso na região. Na análise horária das variáveis, verificou-se que o saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H), radiação global (R_g) e o índice de claridade (kt) tiveram valores menores sob condições de aerossóis em comparação com céu-claro, com diferenças de 3,89% a 15,64% para R_n e de 9,00% a 28,13% para H , 1,30% a 14,33% para R_g e 0,58% e 5,28% para kt . Enquanto isso, o fluxo de calor latente (LE) e o fluxo de calor no solo (G) mostraram valores superiores sob condições de aerossóis, com aumentos de 1,36% a 31,71% para LE e de 20,62% a 133,23% para G , quando comparados com céu-claro.

É importante destacar que, sob ambas as condições atmosféricas, os fluxos de LE e H apresentaram comportamentos opostos ao longo do dia. A análise dos box-plots horários sob condições de aerossol revelou que o saldo de radiação (R_n) exibiu maior dispersão e variabilidade notadamente entre 10 e 12 horas, coincidindo com os maiores intervalos interquartílicos (IRQ) e desvios padrão. A radiação global (R_g) alcançou seus picos entre 10 e 15 horas. O fluxo de calor latente (LE) mostrou médias superiores às medianas, indicando valores acima do limite superior. Contrariamente, o fluxo de calor sensível (H) exibiu médias abaixo das medianas, sugerindo valores abaixo do limite inferior. O fluxo de calor no solo (G) manteve médias superiores às medianas, com elevados IQR entre 9 e 12 horas, refletindo alta variabilidade e dispersão.

As estatísticas descritivas revelaram que, sob condições de aerossóis, sob condições de aerossóis, o saldo de radiação (R_n), o fluxo de calor latente (LE), o fluxo de calor sensível (H) e a radiação global (R_g) apresentaram valores que são 18,51%, 15,17%, 44,10% e 3,83% menores, respectivamente, em comparação com os valores registrados sob condições de céu-claro. Enquanto isso, o fluxo de calor no solo (G) e índice de claridade (kt) apresentaram maiores valores, com diferenças percentuais de 43,85% e 6,86%. A quantificação das componentes de fluxos sob diferentes condições atmosféricas é de extrema importância para a compreensão do impacto no

balanço radiativo da região. Consequentemente, pode contribuir para estimativas ainda mais precisas do efeito dos aerossóis no clima, além de auxiliar no desenvolvimento de futuros modelos climáticos globais.

REFERÊNCIAS

- ANDRADE, N. L. R. d.; AGUIAR, R. G.; SANCHES, L.; ALVES, É. C. R. d. F.; NOGUEIRA, J. d. S. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta amazônica e floresta de transição amazônia-cerrado. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 24, p. 346–355, 2009. Citado 2 vezes nas páginas 15 e 16.
- ANDREAE, M. O. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning—an updated assessment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, Copernicus GmbH, v. 19, n. 13, p. 8523–8546, 2019. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 16.
- ARAÚJO, M. L. S. de; SANTOS, J. R. N.; FEITOSA, F. E. C. S.; SANTOS, J. S. dos; SILVA, V. A. R.; ALMEIDA, J. L.; RIBEIRO, C. V.; SILVA, F. B. Caracterização espaço-temporal dos componentes do balanço de radiação e calor na região de transição amazônia-cerrado. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 24, 2019. Citado na página 15.
- ARTAXO, P.; HANSSON, H. C.; MACHADO, L. A. T.; RIZZO, L. V. Tropical forests are crucial in regulating the climate on earth. *PLOS Climate*, Public Library of Science San Francisco, CA USA, v. 1, n. 8, p. e0000054, 2022. Citado na página 10.
- ARTAXO, P.; RIZZO, L. V.; BRITO, J. F.; BARBOSA, H. M.; ARANA, A.; SENA, E. T.; CIRINO, G. G.; BASTOS, W.; MARTIN, S. T.; ANDREAE, M. O. Atmospheric aerosols in amazonia and land use change: from natural biogenic to biomass burning conditions. *Faraday discussions*, Royal Society of Chemistry, v. 165, p. 203–235, 2013. Citado na página 10.
- BAI, Y.; WANG, J.; ZHANG, B.; ZHANG, Z.; LIANG, J. Comparing the impact of cloudiness on carbon dioxide exchange in a grassland and a maize cropland in northwestern china. *Ecological Research*, Springer, v. 27, p. 615–623, 2012. Citado na página 30.
- BIAGIO, C. D.; BALKANSKI, Y.; ALBANI, S.; BOUCHER, O.; FORMENTI, P. Direct radiative effect by mineral dust aerosols constrained by new microphysical and spectral optical data. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 47, n. 2, p. e2019GL086186, 2020. Citado na página 17.
- BIUDES, M. S.; VOURLITIS, G. L.; MACHADO, N. G.; ARRUDA, P. H. Z. de; NEVES, G. A. R.; LOBO, F. de A.; NEALE, C. M. U.; NOGUEIRA, J. de S. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in mato grosso, brazil. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 202, p. 112–124, 2015. Citado na página 38.
- BLANCO, L. de S.; PORTELLA, D. A. P. da C.; SANTOS, J. L. A. dos; BARBOSA, S. C. O.; DIAS, J. L. R. O projeto de modernização brasileira e suas consequências socioambientais no matopiba. *Boletim Paulista de Geografia*, v. 1, n. 107, p. 121–136, 2022. Citado na página 10.

BOND, T. C.; DOHERTY, S. J.; FAHEY, D. W.; FORSTER, P. M.; BERNTSEN, T.; DEANGELO, B. J.; FLANNER, M. G.; GHAN, S.; KÄRCHER, B.; KOCH, D. et al. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. *Journal of geophysical research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 118, n. 11, p. 5380–5552, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 16.

BORMA, L. d. S.; ROCHA, H. D.; CABRAL, O.; RANDOW, C. V.; COLLICCHIO, E.; KURZATKOWSKI, D.; BRUGGER, P.; FREITAS, H.; TANNUS, R.; OLIVEIRA, L. et al. Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the bananal island region, amazonia. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, Wiley Online Library, v. 114, n. G1, 2009. Citado na página 15.

BOUCHER, O.; BOUCHER, O. *Atmospheric aerosols*. [S.l.]: Springer, 2015. Citado na página 18.

BOUCHER, O.; RANDALL, D.; ARTAXO, P.; BRETHERTON, C.; FEINGOLD, G.; FORSTER, P.; KERMINEN, V.-M.; KONDO, Y.; LIAO, H.; LOHMANN, U.; RASCH, P.; SATHEESH, S. K.; SHERWOOD, S.; STEVENS, B.; ZHANG, X. Y. Clouds and aerosols. In: _____. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2013. p. 571–657. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 17.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical review*, APS, v. 27, n. 6, p. 779, 1926. Citado na página 28.

CASTANHO, A. D. d. A. *Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para a obtenção de espessura óptica via satélite sobre São Paulo*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2005. Citado na página 26.

CHANGE, I. C. Synthesis report. a report of the intergovernmental panel on climate change. contribution of working groups i. *II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2023. Citado na página 9.

CIRINO, G.; SOUZA, R.; ADAMS, D.; ARTAXO, P. The effect of atmospheric aerosol particles and clouds on net ecosystem exchange in the amazon. *Atmospheric Chemistry and Physics*, Copernicus GmbH, v. 14, n. 13, p. 6523–6543, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 9 e 30.

CRUTZEN, P. J.; RAMANATHAN, V. The parasol effect on climate. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 302, n. 5651, p. 1679–1681, 2003. Citado na página 17.

CURADO, L. F. A.; NOGUEIRA, J. de S.; SANCHES, L.; RODRIGUES, T. R.; LOBO, F. de A.; BÍUDES, M. S. Inter seasonality of the energy fluxes in brazilian savana—mato grosso—brazil. *Atmospheric and Climate Sciences*, Scientific Research Publishing, v. 2014, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 38 e 39.

CURADO, L. F. A.; PAULO, S. R. de; PAULO, I. J. C. de; MAIONCHI, D. de O.; SILVA, H. J. A. da; COSTA, R. de O.; SILVA, I. M. C. B. da; MARQUES, J. B.; LIMA, A. M. de S.; RODRIGUES, T. R. Trends and patterns of daily maximum, minimum and mean temperature in brazil from 2000 to 2020. *Climate*, v. 11, n. 8, 2023.

ISSN 2225-1154. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2225-1154/11/8/168>>. Citado na página 10.

DITLEVSEN, P.; DITLEVSEN, S. Warning of a forthcoming collapse of the atlantic meridional overturning circulation. *Nature Communications*, Nature Publishing Group UK London, v. 14, n. 1, p. 4254, 2023. Citado na página 16.

DUARTE, L. G.; ROMERA, K. S.; SABINO, M.; CURADO, L. F. A.; PALÁCIOS, R. da S.; NOGUEIRA, J. de S. Dynamics of heat fluxes by bowen and matmnxflx and noah fldas products in the pantanal of mato grosso. *Raega-O Espaço Geográfico em Análise*, v. 46, n. 3, p. 07–19, 2019. Citado na página 15.

FEINGOLD, G.; JIANG, H.; HARRINGTON, J. Y. On smoke suppression of clouds in amazonia. *Geophysical research letters*, Wiley Online Library, v. 32, n. 2, 2005. Citado na página 9.

FOLEY, J. A.; COSTA, M. H.; DELIRE, C.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. Green surprise? how terrestrial ecosystems could affect earth's climate. *Frontiers in Ecology and the Environment*, Wiley Online Library, v. 1, n. 1, p. 38–44, 2003. Citado na página 10.

FORSTER, P.; RAMASWAMY, V.; ARTAXO, P.; BERNTSEN, T.; BETTS, R.; FAHEY, D. W.; HAYWOOD, J.; LEAN, J.; LOWE, D. C.; MYHRE, G. et al. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the 4th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 16 e 38.

GLANZ, D.; ORLOB, G. *Lincoln Lake ecologic study Rep.* [S.l.], 1973. Citado na página 28.

GU, L.; FUENTES, J. D.; SHUGART, H. H.; STAEBLER, R. M.; BLACK, T. A. Responses of net ecosystem exchanges of carbon dioxide to changes in cloudiness: Results from two north american deciduous forests. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 104, n. D24, p. 31421–31434, 1999. Citado na página 31.

GUBANOVA, D.; VINOGRADOVA, A.; IORDANSKII, M.; SKOROKHOD, A. Time variations in the composition of atmospheric aerosol in moscow in spring 2020. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, Springer, v. 57, p. 297–309, 2021. Citado na página 16.

GUBANOVA, D. P.; VINOGRADOVA, A. A.; SADOVSKAYA, N. V. Brochosomes and other bioaerosols in the surface layer of the atmosphere of moscow metropolis. *Atmosphere*, MDPI, v. 14, n. 3, p. 504, 2023. Citado na página 9.

HENDERSON-SELLERS, B. A new formula for latent heat of vaporization of water as a function of temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Wiley Online Library, v. 110, n. 466, p. 1186–1190, 1984. Citado na página 28.

HEUSINKVELD, B. G.; JACOBS, A.; HOLTSLAG, A.; BERKOWICZ, S. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 122, n. 1-2, p. 21–37, 2004. Citado na página 40.

HOFMANN, G. S.; CARDOSO, M. F.; ALVES, R. J.; WEBER, E. J.; BARBOSA, A. A.; TOLEDO, P. M. de; PONTUAL, F. B.; SALLES, L. d. O.; HASENACK, H.; CORDEIRO, J. L. et al. The brazilian cerrado is becoming hotter and drier. *Global Change Biology*, Wiley Online Library, v. 27, n. 17, p. 4060–4073, 2021. Citado na página 10.

HOLANDA, B. A. Absorção da radiação por aerossóis na amazônia. Universidade de São Paulo, 2015. Citado 2 vezes nas páginas 14 e 16.

HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; SLUTSKER, I. a.; TANRÉ, D.; BUIS, J.; SETZER, A.; VERMOTE, E.; REAGAN, J. A.; KAUFMAN, Y.; NAKAJIMA, T. et al. Aeronet—a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote sensing of environment*, Elsevier, v. 66, n. 1, p. 1–16, 1998. Citado 2 vezes nas páginas 24 e 26.

KOEPPEN, W.; PÉREZ, P. R. H. Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra. (*No Title*), 1948. Citado na página 23.

LEITÃO, M.; MOURA, M.; SALDANHA, T. Fc; espínola sobrinho, j.; oliveira, gm balanço de radiação sobre um solo descoberto para quatro períodos do ano. *Revista de Ciência e Tecnologia da UNIMEP. Santa Bárbara d'Oeste*, v. 8, n. 15, p. 59–65, 2000. Citado na página 10.

LIOU, K.-N. *An introduction to atmospheric radiation*. [S.l.]: Elsevier, 2002. v. 84. Citado na página 18.

MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S.; ANGELINI, L. P.; MÜTZENBERG, D. M. d. S.; NASSARDEN, D. C. S.; BILIO, R. d. S.; SILVA, T. J. A. d.; NEVES, G. A. R.; ARRUDA, P. H. Z. d.; NOGUEIRA, J. d. S. Sazonalidade do balanço de energia e evapotranspiração em área arbustiva alagável no pantanal mato-grossense. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 31, p. 82–91, 2016. Citado na página 15.

MALLET, M.; NABAT, P.; SARRA, A. G. D.; SOLMON, F.; GUTIÉRREZ, C.; MAILLER, S.; MENUT, L.; KASKAOUTIS, D.; ROWLINSON, M.; RAP, A. et al. Aerosol and tropospheric ozone direct radiative impacts. In: *Atmospheric Chemistry in the Mediterranean Region: Volume 2-From Air Pollutant Sources to Impacts*. [S.l.]: Springer, 2022. p. 373–402. Citado na página 19.

MALLET, M.; TULET, P.; SERÇA, D.; SOLMON, F.; DUBOVİK, O.; PELON, J.; PONT, V.; THOURON, O. Impact of dust aerosols on the radiative budget, surface heat fluxes, heating rate profiles and convective activity over west africa during march 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics*, Copernicus GmbH, v. 9, n. 18, p. 7143–7160, 2009. Citado na página 9.

MEYERS, T.; DALE, R. Predicting daily insolation with hourly cloud height and coverage. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 22, n. 4, p. 537–545, 1983. Citado na página 30.

MORAIS, F. G.; FRANCO, M. A.; PALÁCIOS, R.; MACHADO, L. A.; RIZZO, L. V.; BARBOSA, H. M.; JORGE, F.; SCHAFER, J. S.; HOLBEN, B. N.; LANDULFO, E. et al. Relationship between land use and spatial variability of atmospheric brown carbon and black carbon aerosols in amazonia. *Atmosphere*, MDPI, v. 13, n. 8, p. 1328, 2022. Citado na página 34.

MURTHY, B.; LATHA, R.; KUMAR, M.; MAHANTI, N. Effect of aerosols on evapo-transpiration. *Atmospheric Environment*, Elsevier, v. 89, p. 109–118, 2014. Citado na página 9.

NABAT, P.; KANJI, Z. A.; MALLET, M.; DENJEAN, C.; SOLMON, F. Aerosol-cloud interactions and impact on regional climate. In: *Atmospheric Chemistry in the Mediterranean Region: Volume 2-From Air Pollutant Sources to Impacts*. [S.l.]: Springer, 2022. p. 403–425. Citado na página 9.

NOVAIS, J. W. Z.; SANCHES, L.; SILVA, L. B. d.; MACHADO, N. G.; AQUINO, A. M.; JUNIOR, O. B. P. Albedo do solo abaixo do dossel em área de *vochysia* divergens pohl no norte do pantanal. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 31, p. 157–166, 2016. Citado na página 24.

NUSSENZVEIG, H. M. *Curso de física básica: Eletromagnetismo (vol. 3)*. [S.l.]: Editora Blucher, 2015. v. 3. Citado 4 vezes nas páginas 12, 14, 18 e 19.

ORTEGA-FARIAS, S. O.; CUENCA, R. H.; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 81, n. 1-2, p. 131–143, 1996. Citado na página 29.

PALÁCIOS, R. da S.; ROMERA, K. S.; CURADO, L. F. A.; BANGA, N. M.; ROTHMUND, L. D.; SALLO, F. da S.; MORAIS, D.; SANTOS, A. C. A.; MORAES, T. J.; MORAIS, F. G. et al. Long term analysis of optical and radiative properties of aerosols in the amazon basin. *Aerosol and Air Quality Research*, Taiwan Association for Aerosol Research, v. 20, n. 1, p. 139–154, 2020. Citado na página 34.

PALÁCIOS, R. da S.; SALLO, F. da S.; NOGUEIRA, J. de S. Variability of aerosol optical depth over cerrado of mato grosso, brazil. *Environment and Ecology Research*, v. 4, p. 99–105, 2016. Citado na página 34.

PEREIRA, O. A. et al. Estimativas do balanço de energia e fluxo de carbono por diferentes métodos em floresta de transição no sudoeste da amazônia. Universidade Federal de Mato Grosso, 2013. Citado na página 39.

PEREZ, P.; CASTELLVI, F.; IBANEZ, M.; ROSELL, J. Assessment of reliability of bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 97, n. 3, p. 141–150, 1999. Citado 2 vezes nas páginas 15 e 29.

PROCÓPIO, A. S.; NETTO, P. E. A. Forçante radiativa direta dos aerossóis na região amazônica devido à queima de biomassa. 2005. Citado na página 21.

RODRIGUES, S.; CIRINO, G.; MOREIRA, D.; PALÁCIOS, R.; NOGUEIRA, J.; VITORINO, M. I.; VOURLITIS, G. Enhanced net co₂ exchange of a semi-deciduous forest in the southern amazon due to diffuse radiation from biomass burning. *EGUsphere*, Copernicus Publications Göttingen, Germany, v. 2023, p. 1–33, 2023. Citado 3 vezes nas páginas 30, 38 e 40.

RODRIGUES, T. R. et al. Análise de parâmetros biofísicos que controlam o fluxo de calor latente em área de cerrado campo sujo. Universidade Federal de Mato Grosso, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 24.

- RODRIGUES, T. R.; VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. d. A.; OLIVEIRA, R. G. de; NOGUEIRA, J. d. S. Seasonal variation in energy balance and canopy conductance for a tropical savanna ecosystem of south central mato grosso, brazil. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, Wiley Online Library, v. 119, n. 1, p. 1–13, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 15 e 38.
- ROMERA, K. S.; MUSIS, C. R. D.; PALÁCIOS, R. da S.; CURADO, L. F. A.; NOGUEIRA, J. de S.; MARQUES, J. B.; COSTA, R. de O.; BRUNELLI, T. C.; DUARTE, L. G. Variabilidade interanual das propriedades óticas de aerossóis em biomas distintos na amazônia legal. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 25, 2019. Citado na página 34.
- SABINO, M.; SILVA, J. B. d.; COSTA, R. d. O.; DUARTE, L. G.; SOUZA, A. P. d. Parâmetros biofísicos e índices de extremos de temperatura do ar na transição cerrado-amazônia. *Sociedade & Natureza*, SciELO Brasil, v. 32, p. 490–500, 2022. Citado na página 24.
- SCHAFER, J.; ECK, T.; HOLBEN, B.; ARTAXO, P.; DUARTE, A. Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in amazonia from long-term aeronet monitoring (1993–1995 and 1999–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 113, n. D4, 2008. Citado na página 27.
- SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. From air pollution to climate change. *Atmospheric chemistry and physics*, John Wiley & Sons New York, v. 1326, 1998. Citado 3 vezes nas páginas 9, 17 e 20.
- SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2016. Citado 3 vezes nas páginas 12, 14 e 20.
- SENA, E. T. *Variabilidade espacial e temporal da forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas e os efeitos da mudança de uso do solo na Amazônia*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2013. Citado na página 25.
- SENA, E. T.; ARTAXO, P.; CORREIA, A. L. Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use change in amazonia. *Atmospheric Chemistry and Physics*, Copernicus GmbH, v. 13, n. 3, p. 1261–1275, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 10 e 17.
- SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R. *Meteorologia agrícola*. 1999. Citado 3 vezes nas páginas 13, 17 e 30.
- STEINER, A. L.; MERMELSTEIN, D.; CHENG, S. J.; TWINE, T. E.; OLIPHANT, A. Observed impact of atmospheric aerosols on the surface energy budget. *Earth Interactions*, v. 17, n. 14, p. 1–22, 2013. Citado 3 vezes nas páginas 9, 38 e 40.
- STULL, R. B. *An introduction to boundary layer meteorology*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1988. v. 13. Citado na página 21.
- TANG, H.; DUBAYAH, R. Light-driven growth in amazon evergreen forests explained by seasonal variations of vertical canopy structure. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, National Acad Sciences, v. 114, n. 10, p. 2640–2644, 2017. Citado na página 40.

University of Manchester. *Aerosol Research Activities*. 2023. <<http://www.cas.manchester.ac.uk/resactivities/aerosol/>>. Citado na página 17.

VERMA, S. B.; ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L. Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapor under advective conditions. *Journal of Applied Meteorology (1962-1982)*, JSTOR, p. 330–338, 1978. Citado na página 28.

WILSON, K. B.; BALDOCCHI, D. D. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in north america. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 100, n. 1, p. 1–18, 2000. Citado na página 16.

ZHANG, M.; YU, G.-R.; ZHANG, L.-M.; SUN, X.-M.; WEN, X.-F.; HAN, S.-J.; YAN, J.-H. Impact of cloudiness on net ecosystem exchange of carbon dioxide in different types of forest ecosystems in china. *Biogeosciences*, Copernicus Publications Göttingen, Germany, v. 7, n. 2, p. 711–722, 2010. Citado 2 vezes nas páginas 31 e 38.

ZHOU, H.; YUE, X.; LEI, Y.; TIAN, C.; MA, Y.; CAO, Y. Aerosol radiative and climatic effects on ecosystem productivity and evapotranspiration. *Current Opinion in Environmental Science & Health*, Elsevier, v. 19, p. 100218, 2021. Citado na página 40.