



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

**THAIS COSTA BRUNELLI**

**INTERFERÊNCIA DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA PRECIPITAÇÃO  
SOBRE UMA REGIÃO DO CERRADO MATO-GROSSENSE**

**CUIABÁ - MT  
2024**

**THAIS COSTA BRUNELLI**

**INTERFERÊNCIA DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA PRECIPITAÇÃO  
SOBRE UMA REGIÃO DO CERRADO MATO-GROSSENSE**

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. João Basso Marques

**CUIABÁ-MT  
2024**

### Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

B894i Brunelli, Thais Costa.

Interferência dos aerossóis atmosféricos na precipitação sobre uma região do Cerrado Mato-grossense [recurso eletrônico] / Thais Costa Brunelli. -- Dados eletrônicos (1 arquivo : 105 f., il. color., pdf). -- 2024.

Orientador: João Basso Marques.

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. Precipitação. 3. Efeito Albrecht. I. Marques, João Basso, 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: INTERFERÊNCIA DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS NA PRECIPITAÇÃO SOBRE UMA REGIÃO DO CERRADO MATO-GROSSENSE**

**AUTORA: DOUTORANDA THAIS COSTA BRUNELLI**

Tese defendida e aprovada em **19 de julho de 2024**.

**COMPOSIÇÃO DA BANCA EXAMINADORA**

**1. PROF. DR. JOÃO BASSO MARQUES (Presidente da Banca / Orientador)**

INSTITUIÇÃO: Universidade Federal de Mato Grosso

**2. PROFA. DRA. IRAMAIA JORGE CABRAL (Examinadora Interna)**

INSTITUIÇÃO: Universidade Federal de Mato Grosso

**3. PROF. DR. SÉRGIO ROBERTO DE PAULO (Examinador Interno)**

INSTITUIÇÃO: Universidade Federal de Mato Grosso

**4. PROF. DR. JEFERSON DE OLIVEIRA (Examinador Externo)**

INSTITUIÇÃO: Universidade Federal de Mato Grosso

**5. PROFA. DRA. DIANA CAROLINA JESUS DE PAULA (Examinadora Externa)**

INSTITUIÇÃO: Centro Universitário de Várzea Grande

**CUIABÁ, 19/07/2024.**



Documento assinado eletronicamente por **MARCELO SACARDI BIUDES, Coordenador(a) de Programas de Pós-Graduação em Física Ambiental - IF/UFMT**, em 22/07/2024, às 09:44, 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 **SERGIO ROBERTO DE PAULO, Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 22/07/2024, às 09:52, 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 **JOÃO BASSO MARQUES, Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 22/07/2024, às 09:52, 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 **IRAMAIA JORGE CABRAL DE PAULO, Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 22/07/2024, às 13:36, 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 **Diana Carolina Jesus de Paula, Usuário Externo**, em 22/07/2024, às 14:18, 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 **JEFERSON DE OLIVEIRA, Docente da Universidade Federal de Mato Grosso**, em 25/07/2024, às 09:17, 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](http://sei.ufmt.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **7000525** e o código CRC **52E3D5FB**.

Dedico este trabalho a Maria Igenes da Costa por  
ter compartilhado a existência e me ensinado a  
resiliência do Ser.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao Prof. João Basso Marques e os integrantes do Grupo de Instrumentação do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental pela atenção, monitoramento e coleta dos dados;

Aos integrantes do Grupo de Pesquisa em Ciências Atmosféricas do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso pelas discussões científicas;

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro concedido durante toda pesquisa, processo nº 88887.496169/2020-00.

Ao Maique Ribeiro no compartilhar de vidas e por memorar a importância da existência;

Ao Theo por ser meu fontículo;

A queridíssima Mary Jane pelos anos de amizade e por tornar a vivência agradável

“A chuva *porventura* tem pai? ou quem gerou as gotas do orvalho? De que ventre procedeu o gelo? e quem gerou a geada do céu?”

- Jó, 38:28-29.

## RESUMO

BRUNELLI, Thais Costa. **Interferência dos aerossóis atmosféricos na precipitação sobre uma região do Cerrado Mato-grossense**. Cuiabá, 2024, 105f. Tese (Doutorado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

A mudança climática é um problema sério que o mundo enfrenta hoje, e os fatores que contribuem para essa mudança são diversos, sendo um deles o aerossol atmosférico. O impacto dos aerossóis na formação de nuvens e na precipitação é um aspecto crítico da pesquisa sobre mudanças climáticas. Os aerossóis podem alterar as propriedades das nuvens, afetando os padrões de chuva. Eles servem como núcleos para gotículas de nuvens, influenciando o brilho e a refletividade dessas formações. À medida que as mudanças climáticas avançam, entender essas interações torna-se vital para prever os padrões climáticos com precisão. Este estudo se concentra na análise do efeito indireto dos aerossóis no clima do município de Cuiabá, em Mato Grosso, com base na relação entre a profundidade óptica do aerossol e a precipitação. Utilizamos dados mensurados pela rede de fotômetros solares da Aerosol Robotic Network, juntamente com dados de precipitação observada no solo pela rede de estações automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia. A capacidade dos aerossóis em interagir com a radiação solar na atmosfera desencadeia processos físico-químicos importantes na manutenção do clima. Ao avaliarmos um período de 20 anos (de janeiro de 2000 a dezembro de 2020), observamos que os efeitos dos aerossóis podem levar a um ciclo hidrológico mais fraco, refletindo na redução dos índices pluviométricos regionais. A absorção da radiação solar pelos aerossóis pode aumentar a temperatura da camada limite atmosférica, levando à estabilização termodinâmica e à supressão dos processos convectivos. Dependendo da quantidade de aerossóis disponíveis na atmosfera, a radiação solar incidente na superfície pode ser bloqueada em até 15% em relação ao total incidente em uma atmosfera livre de partículas. Essa redução na proporção de radiação solar na superfície limita o processo fotossintético, impactando o fluxo de matéria e energia dos ecossistemas e reduzindo o teor de vapor d'água na atmosfera. Concluímos que uma atmosfera com elevada quantidade de aerossóis provoca alterações na pluviosidade regional e, conseqüentemente, resulta na formação de menos nuvens.

Palavras – chave: Aerossóis; Precipitação; Efeito Albrecht.

## ABSTRACT

BRUNELLI, Thais Costa. **Contributions of atmospheric aerosols to precipitation over a region of the Mato Grosso Cerrado**. Cuiabá, 2024, 105f. Thesis (Doctorate in Environmental Physics) - Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

Climate change is a serious problem that the world faces today, and the factors contributing to this change are diverse, one of which is atmospheric aerosol. The impact of aerosols on cloud formation and precipitation is a critical aspect of climate change research. Aerosols can alter the properties of clouds, affecting rainfall patterns. They act as nuclei for cloud droplets, influencing the brightness and reflectivity of these formations. As climate change progresses, understanding these interactions becomes vital for accurately predicting climate patterns. This study focuses on analyzing the indirect effects of aerosols on the climate of the municipality of Cuiabá, Mato Grosso, based on the relationship between aerosol optical depth and precipitation. We utilized data measured by the Aerosol Robotic Network's sun photometer network, along with precipitation data observed at the surface from the automatic station network of the National Institute of Meteorology. The ability of aerosols to interact with solar radiation in the atmosphere triggers important physical and chemical processes in climate maintenance. By assessing a 20-year period (from January 2000 to December 2020), we observed that the effects of aerosols can lead to a weaker hydrological cycle, reflected in reduced regional rainfall indices. The absorption of solar radiation by aerosols can increase the temperature of the atmospheric boundary layer, leading to thermodynamic stabilization and suppression of convective processes. Depending on the amount of aerosols available in the atmosphere, the solar radiation incident on the surface can be blocked by up to 15% compared to the total incident in a particle-free atmosphere. This reduction in the proportion of solar radiation at the surface limits the photosynthetic process, impacting the flow of matter and energy in ecosystems and reducing the water vapor content in the atmosphere. We conclude that an atmosphere with a high quantity of aerosols causes changes in regional precipitation and, consequently, results in the formation of fewer clouds.

Keywords: Aerosol; Precipitation; Albrecht effect.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Balanço de energia médio anual da Terra.....	20
Figura 2 – Fotômetro CIMEL - CE318A .....	27
Figura 3– Local de estudo, com a disposição dos biomas brasileiros. ....	36
Figura 4– Formação de Cerrado. ....	38
Figura 5 – Uso e ocupação do solo na área de estudo. Destaque vermelho são áreas densamente povoadas e ocupadas, enquanto em amarelo são áreas ocupadas para agricultura; áreas verdes representam presença de vegetação nativa. ....	41
Figura 6 – Fotômetro CE318A no sítio CUIABÁ–MIRANDA. A esquerda responsável técnico e a direita pesquisador responsável. ....	42
Figura 7 – Esquema dos posicionamentos e medições do CE318A, no plano principal e (b) em almucantar. ....	43
Figura 8 – Calibração do fotômetro CE318A nos laboratórios da NASA. a) Calibração do sensor de radiância direta a partir de instrumentos de referência calibrados em Mauna Loa, Hawai. b) Calibração do sensor da radiância do céu por meio de uma esfera integradora. ....	45
Figura 9 – a) Ciclo anual de profundidade óptica do aerossol (a 550 nm) para a região 5–15 ° S 50–70 ° W inferida a partir do instrumento MODIS a bordo do satélite Terra.....	49
Figura 10 – Diagrama da metodologia de pesquisa.....	51
Figura 11 – Série diária de longo prazo no período de 01 de janeiro de 2003 a 31 de dezembro de 2020. a) Média diária e desvio padrão de profundidade óptica de aerossol medidos em 500 nm – AOD (500 nm); b) acumulado diário de precipitação. ....	53
Figura 12 – Frequência de probabilidade de valores da média diária de profundidade óptica de aerossol - AOD (500 nm). ....	54
Figura 13 – Frequência de probabilidade de valores do acumulado diário de precipitação (mm) a longo prazo. ....	55
Figura 14 – Ciclo anual; a) Profundidade ótica de aerossol em 500 nm - AOD (500 nm); b) Precipitação (mm).....	57
Figura 15 – Intervalo 2003 – 2008. a) Profundidade óptica de aerossol em 500 nm. b) Precipitação em milímetros (mm). ....	60
Figura 16 – Intervalo 2009 – 2014. a) Profundidade óptica de aerossol em 500 nm. b) Precipitação em milímetros (mm). ....	60
Figura 17 – Intervalo 2015 – 2020. a) Profundidade óptica de aerossol em 500 nm. b) Precipitação em milímetros (mm). ....	61

Figura 18 – Gráfico Comparativo Precipitação acumulada (mm). Linhas climatológicas: 1931 - 1960 em vermelho; 1961 - 1990 em verde; 1981 - 2010 em azul.....	62
Figura 19 – Série de médias mensais de AOD (500 nm) e acumulado mensal de precipitação (mm), 2003 – 2020. ....	63
Figura 20 – Gráfico de dispersão entre a média de AOD (500 nm) e o acumulado de precipitação (mm) em setembro, para cada ano pesquisado. ....	64
Figura 21 – Série de longo prazo de AOD (500 nm) e precipitação (mm), com ênfase na estação do ano. ....	66

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tabela resumida de estimativas de forçante radiativa efetivo (ERF) para AR6 e comparação com os dois relatórios de avaliação anteriores do IPCC. ....	23
Tabela 2 - Relação de parâmetros mensurados pela estação meteorológica INMET A901, Cuiabá-MT. ....	47
Tabela 3 - Intervalo de ocorrência do acumulado diário de precipitação (mm) e respectivas probabilidades e número de observações. ....	55
Tabela 4 - Descrição estatística do ciclo anual de aerossóis e precipitação. ....	58

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AERONET	Aerosol Robotic Network
AOD	Profundidade Ótica do Aerossol (do inglês, Aerosol Optical Depth)
AOD <sub>TOT</sub>	Profundidade Ótica Total
BC	Carbono negro (do inglês, Black Carbon)
COV	Compostos Orgânicos Voláteis
DCP	Plataforma de coleta de dados (do inglês, Data Collection Platform)
ENSO	El Niño-Oscilação Sul (do inglês, El Niño-Southern Oscillation)
GOES	Satélites Ambientais Operacionais Geoestacionários (do inglês, Geostationary Operational Environmental Satellites)
I	Irradiância Espectral
I <sub>0</sub>	Irradiância Espectral do Topo da Atmosfera
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
mm	Milímetro
N <sub>2</sub>	Nitrogênio molecular
NaCl	Cloreto de Sódio
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NC	Núcleos de Condensação
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
NC	Núcleos de Condensação
nm	Nanômetro
NOAA	Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (do inglês, National Oceanic and Atmospheric Administration)
°	Graus
O <sub>3</sub>	Ozônio
PM	Material Particulado (do inglês, Particulate matter)
UV	Radiação Ultravioleta
V	Tensão

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
<b>1.1 Problemática</b> .....	<b>15</b>
<b>1.2 Justificativa</b> .....	<b>16</b>
<b>1.3 Objetivos</b> .....	<b>18</b>
<i>1.3.1 Objetivo Geral</i> .....	<b>18</b>
<i>1.3.2 Objetivos Específicos</i> .....	<b>18</b>
<b>2 REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	<b>20</b>
<b>2.1 Atmosfera</b> .....	<b>20</b>
<b>2.2 Aerossol</b> .....	<b>21</b>
<i>2.2.1 Aerosol Optical Depth (AOD)</i> .....	<b>26</b>
<b>2.3 Precipitação</b> .....	<b>28</b>
<b>3 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	<b>35</b>
<b>3.1 Material</b> .....	<b>35</b>
<i>3.1.1 Área de estudo</i> .....	<b>35</b>
<i>3.1.1.1 Cerrado Mato-grossense</i> .....	<b>36</b>
<i>3.1.1.2 AERosol RObotic NETwork – AERONET</i> .....	<b>40</b>
<i>3.1.1.3. Medidas do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET.</i> .....	<b>46</b>
<b>3.2 Métodos</b> .....	<b>47</b>
<i>3.2.1 Caracterizar aerossóis e precipitação.</i> .....	<b>47</b>
<i>3.2.2 Avaliar o efeito indireto dos aerossóis (efeito Albrecht) na precipitação.</i> .....	<b>47</b>
<b>4 RESULTADOS E ANÁLISE DOS RESULTADOS</b> .....	<b>52</b>
<b>4.1 Caracterização</b> .....	<b>56</b>
<i>4.1.1 Variação interanual</i> .....	<b>58</b>
<b>4.2 Efeito Albrecht</b> .....	<b>61</b>
<b>4.3 Aerossóis e a dinâmica temporal da precipitação</b> .....	<b>65</b>
<b>5 CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>68</b>
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>71</b>
<b>ANEXO A: Artigo publicado: <i>Environmental parameters and relationships with covid-19 cases in central south américa.</i></b> .....	<b>77</b>
<b>ANEXO B: Artigo publicado: <i>Characterization of Aerosols Elementary Composition Emitted by Fires in the North of the Pantanal.</i></b> .....	<b>103</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A mudança climática é um problema sério que o mundo enfrenta hoje. O papel dos aerossóis em causar mudanças climáticas não pode ser ignorado. O impacto dos aerossóis nas nuvens e nas chuvas é um dos tópicos mais importantes no estudo das mudanças climáticas. O estudo das interações entre aerossóis, nuvens e precipitação é cientificamente significativo na compreensão do mecanismo dos aerossóis em causar as mudanças climáticas.

Os aerossóis exercem um efeito indireto nas mudanças climáticas por meio da sua capacidade de influenciar os processos microfísicos de formação de nuvens. A composição e as propriedades dos aerossóis afetam a formação das gotículas de nuvens. Aerossóis atuam como núcleos de condensação (NC) ao redor dos quais as gotículas de nuvens se formam. Dependendo de sua natureza, os NC alteram as propriedades radiativas, ópticas e estruturais das nuvens, o que, por sua vez, afeta a dinâmica de formação e o processo de precipitação.

A concentração, o tamanho e as propriedades químicas dos aerossóis influenciam o processo de nucleação e coalescência e, portanto, afetam a formação, a quantidade e o tamanho das gotículas de nuvens. A presença de diferentes tipos de aerossóis pode afetar a microfísica das nuvens, incluindo a formação de cristais de gelo em nuvens de convecção intensa. Esses processos influenciam a formação de precipitação e a intensidade das tempestades.

A população de aerossóis pode influenciar os processos de coalescência, nos quais as gotículas de nuvens se fundem para formar gotas de chuva. O tamanho e a composição dos aerossóis podem afetar como as gotículas de nuvens interagem e se unem, influenciando a eficiência da formação de gotas de chuva. A eficiência de precipitação refere-se à proporção ou taxa em que as gotículas de nuvens se transformam em gotas de chuva e atingem a superfície da Terra como precipitação. É uma medida da eficácia com que o processo de condensação nas nuvens resulta na formação de chuva real. A eficiência de precipitação é um conceito importante na meteorologia e na pesquisa sobre mudanças climáticas, pois está relacionada à forma como os aerossóis, as nuvens e os processos atmosféricos interagem para influenciar os padrões de precipitação e, conseqüentemente, os recursos hídricos e os sistemas climáticos.

A eficiência de precipitação está relacionada às interações entre os aerossóis, as gotículas de nuvens e os processos atmosféricos que ocorrem durante a formação da precipitação. Fatores como a concentração e o tamanho dos aerossóis, a temperatura da nuvem, a quantidade de vapor de água disponível e a presença de núcleos de congelamento influenciam a eficiência com que as gotículas de nuvens crescem e se aglutinam para formar gotas de chuva. Uma alta eficiência de precipitação indica que muitas gotículas de nuvens se transformam em

gotas de chuva, resultando em uma precipitação mais intensa. Por outro lado, uma baixa eficiência de precipitação pode indicar que as gotículas de nuvens tiveram dificuldade em crescer e se coalescer, levando a uma formação de chuva menos eficaz.

Nos últimos anos, estudar o efeito indireto dos aerossóis no clima tornou-se um importante tópico de pesquisa. A caracterização dos aerossóis é essencial para a modelagem climática e a previsão do tempo precisa. Incorporar informações sobre as propriedades dos aerossóis regionais em modelos climáticos e de previsão do tempo ajuda a melhorar as previsões de precipitação e os resultados dos modelos globais. Os aerossóis suspensos na baixa atmosfera originam-se principalmente de partículas de poluição, partículas de sal marinho, areia, poeira do solo, bem como de fuligem.

O IPCC (Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas) destaca que os aerossóis atmosféricos têm efeitos complexos na precipitação e no clima global. Esses efeitos podem variar dependendo das propriedades dos aerossóis, da sua distribuição espacial e das interações com outros componentes do sistema climático. Os aerossóis podem ter tanto efeitos positivos (estímulo) quanto negativos (supressão) sobre a precipitação.

Aerossóis como sulfatos, nitratos e carbono negro podem atuar como NC em nuvens, aumentando o número de gotículas de água nas nuvens, mas reduzindo o tamanho médio das gotas. Isso pode resultar em nuvens mais refletivas, conhecidas como nuvens mais "brilhantes", que dispersam mais a luz solar de volta ao espaço, reduzindo a quantidade de energia solar que atinge a superfície da Terra. Essa maior quantidade de pequenas gotículas também pode inibir a coalescência e o crescimento das gotas, diminuindo a eficiência da formação de chuva. Isso pode levar a uma redução da precipitação em regiões afetadas por esses tipos de aerossóis.

Já certos tipos de aerossóis, como sais marinhos e alguns tipos de partículas orgânicas, podem ter o efeito oposto. Eles podem atuar como NC eficientes, levando à formação de gotas de maior tamanho e maior eficiência de coalescência. Isso pode resultar em nuvens mais propensas a produzir chuva, pois as gotas maiores são mais propensas a coalescer e se precipitar. No entanto, esses efeitos não são unidirecionais e podem variar dependendo das circunstâncias e da composição dos aerossóis. O entendimento desses efeitos está sujeito a pesquisas em andamento e à evolução da ciência climática.

Em resumo, dependendo das propriedades específicas dos aerossóis presentes em uma região, eles podem tanto suprimir quanto estimular a precipitação. No entanto, é importante ressaltar que as emissões de aerossóis estão interligadas com várias atividades humanas, como a queima de combustíveis fósseis e a industrialização, o que também pode ter impactos

significativos nas mudanças climáticas. O controle das emissões de aerossóis é relevante tanto para a qualidade do ar quanto para o clima global.

### 1.1 Problemática

Independentemente da origem, os aerossóis exercem influência sobre o clima regional e até mesmo sobre o sistema climático global de duas maneiras. Primeiramente, por meio dos processos de espalhamento e absorção da radiação de ondas curtas e longas, que causam um forçamento radiativo direto no sistema Terra-atmosfera (HAYWOOD; BOUCHER, 2000a). O segundo meio de influência ocorre pela capacidade dos aerossóis de comporem as nuvens, participando do processo de formação, mudança e dissipação das nuvens. Os aerossóis, quando abundantes na atmosfera, alteram as propriedades microfísicas e ópticas das gotículas de nuvens, o que afeta a eficiência da precipitação e, conseqüentemente, o tempo de vida das nuvens na atmosfera (KOREN et al., 2004). Este efeito é denominado efeito indireto dos aerossóis.

O efeito indireto dos aerossóis divide-se em dois tipos, sendo o primeiro denominado efeito do albedo da nuvem (LOHMANN; FEICHTER, 2005). Este efeito refere-se às conseqüências do aumento dos NC nas propriedades radiativas das nuvens, pois a concentração de NC é diretamente proporcional à espessura óptica da nuvem. Portanto, um aumento de aerossóis na atmosfera acarreta um aumento no albedo das nuvens. Este efeito é também conhecido como o primeiro efeito indireto, ou efeito Twomey (TWOMEY, 1977).

O segundo efeito refere-se ao tempo de vida das nuvens (LOHMANN; FEICHTER, 2005). Um aumento nos aerossóis induz uma redução no tamanho das partículas da nuvem e ajusta o conteúdo de água líquida e a espessura da nuvem, o que reduz a eficiência da precipitação, mas prolonga a vida útil da nuvem. Esse efeito é também conhecido como o segundo efeito indireto ou efeito Albrecht (ALBRECHT, 1989). Além desses efeitos indiretos, os aerossóis também têm um efeito semidireto (HANSEN; SATO; RUEDY, 1997a). Este efeito refere-se ao aquecimento da atmosfera por aerossóis absorventes, que absorvem a radiação solar. Isso aumenta a estabilidade estática da atmosfera em relação à superfície terrestre e a estratificação atmosférica, podendo resultar na evaporação de gotículas de nuvem.

Nos últimos anos, o efeito climático indireto dos aerossóis tem sido amplamente estudado na literatura (BALAKRISHNAIAH et al., 2012; HUANG et al., 2010; LIN et al., 2006; MENON et al., 2002; SHRESTHA; BARROS, 2010). Além disso, o impacto indireto dos aerossóis no clima em geral, e na precipitação em particular, também tem recebido atenção

significativa, especialmente em áreas urbanas. Nessas áreas densamente povoadas e altamente industrializadas, os aerossóis podem se originar de uma variedade de fontes, principalmente por meio de atividades antrópicas, como a queima de combustíveis fósseis.

Os aerossóis gerados pelo homem exercem um impacto incerto no clima devido aos seus constituintes complexos e variados. Jin et al. (2005) descobriram que os aerossóis têm uma influência menor na precipitação do que nas nuvens, ao analisar as variações dos aerossóis com nuvens e precipitação nas áreas urbanas de Nova York e Houston (JIN; SHEPHERD; KING, 2005). Por meio de simulações, Xue e Feingold (2006) demonstraram que os aerossóis exercem um impacto significativo na precipitação, embora muito menor do que o impacto dos processos dinâmicos de nuvens no conteúdo de água líquida e na quantidade de nuvem em certos níveis de concentração de aerossóis (XUE; FEINGOLD, 2006).

## **1.2 Justificativa**

A capacidade dos aerossóis de interagir com a radiação solar na atmosfera desencadeia processos físico-químicos importantes para a manutenção do clima. Os efeitos dos aerossóis podem levar a um ciclo hidrológico mais fraco e a uma consequente queda nos índices pluviométricos regionais. A absorção da radiação solar pelos aerossóis aumenta a temperatura da camada limite atmosférica, resultando em estabilização termodinâmica e supressão dos processos convectivos. A presença de uma atmosfera carregada de aerossóis pode resultar em uma redução de até 15% da radiação solar que atinge a superfície, em comparação com uma atmosfera livre de partículas.

A redução na proporção de radiação solar que atinge a superfície devido aos aerossóis limita o processo fotossintético, impactando o fluxo de matéria e energia nos ecossistemas, além de reduzir o teor de vapor d'água na atmosfera. Com uma atmosfera mais seca e estável, o aumento da quantidade de aerossóis resulta em menor formação de nuvens e, conseqüentemente, em alterações na pluviosidade regional. Embora a pesquisa sobre aerossóis e precipitação no Cerrado brasileiro tenha avançado nos últimos anos, ainda existem lacunas científicas que merecem mais investigação.

Uma dessas lacunas é a compreensão completa das fontes e da composição dos aerossóis na região do Cerrado. Identificar as fontes específicas de aerossóis, como queimadas, atividades agrícolas e urbanização, e caracterizar a composição química desses aerossóis são essenciais para entender como eles afetam a formação de nuvens e a precipitação.

O efeito indireto dos aerossóis ainda é pouco explorado nos biomas brasileiros, com maior ênfase e investimentos de pesquisa voltados para a Amazônia. A influência dos aerossóis na formação de nuvens e na precipitação no Cerrado ainda não está totalmente esclarecida. Mais pesquisas são necessárias para quantificar os efeitos indiretos dos aerossóis nos padrões de precipitação, considerando fatores como tipo de aerossol, concentração e interações com a vegetação local. O Cerrado possui uma vegetação diversificada e adaptada às condições climáticas específicas. Compreender como os aerossóis interagem com a vegetação do Cerrado e como essa interação pode influenciar os processos de formação de nuvens e precipitação é uma lacuna que precisa ser explorada.

Como as mudanças climáticas podem afetar o Cerrado e seus padrões de precipitação, é importante entender como essas mudanças podem interagir com as características dos aerossóis presentes na região. A pesquisa sobre a interação entre aerossóis, mudanças climáticas e precipitação é uma lacuna crítica para o Cerrado. Dessa forma, dados de longo prazo são essenciais para detectar tendências e variações nos padrões de precipitação e aerossóis. A análise de uma série temporal de dados de alta qualidade e de longo prazo no Cerrado é fundamental para avaliar as mudanças na disposição dos aerossóis na atmosfera e os impactos na precipitação ao longo do tempo.

Preencher essas lacunas científicas na pesquisa sobre aerossóis e precipitação no Cerrado brasileiro é fundamental para compreender melhor os mecanismos envolvidos e as implicações para o ecossistema, os recursos hídricos e a climatologia regional. Isso é crucial para tomar decisões informadas sobre a conservação e o manejo sustentável do Cerrado. No contexto do Cerrado, um bioma característico do Brasil, a relação entre aerossóis, precipitação e ecossistema desempenha um papel importante nos padrões climáticos e na saúde do ecossistema. O Cerrado possui uma estação chuvosa bem definida, durante a qual ocorre a maior parte da precipitação. A presença de aerossóis atmosféricos, como partículas de poeira e poluentes, pode afetar a formação de gotículas de nuvens e a precipitação. A urbanização nas áreas do Cerrado pode resultar na formação de ilhas de calor, onde a temperatura é mais alta do que nas áreas rurais circundantes. Essa diferença de temperatura pode influenciar a circulação atmosférica, afetando os padrões de vento, bem como a formação de nuvens e a precipitação.

A quantidade e a distribuição da precipitação têm um impacto direto na biodiversidade do Cerrado. A sazonalidade das chuvas influencia os ciclos de floração, frutificação e reprodução de várias espécies de plantas e animais. Mudanças nos padrões de precipitação podem afetar a disponibilidade de recursos alimentares e habitats para a vida selvagem. Os aerossóis podem influenciar a formação de precipitação no Cerrado, o que, por sua vez, afeta

os ciclos hidrológicos, os ecossistemas e a biodiversidade da região. Compreender essas interações é crucial para a gestão e a conservação desse ecossistema único.

### 1.3 Objetivos

Este estudo se concentra na análise do efeito indireto dos aerossóis na região do Cerrado, com base na profundidade óptica do aerossol (AOD) e na precipitação (mm).

#### 1.3.1 *Objetivo Geral*

Investigar a relação entre a concentração de aerossóis e os padrões de precipitação na cidade de Cuiabá - MT, localizada no bioma do Cerrado.

#### 1.3.2 *Objetivos Específicos*

Caracterizar o aerossol e a precipitação.

1. Realizar uma caracterização detalhada das propriedades dos aerossóis atmosféricos e dos eventos de precipitação em Cuiabá - MT.

Caracterizar a população de aerossóis em uma determinada região é fundamental para entender os processos que afetam a formação de precipitação, pois as características dos aerossóis podem variar significativamente de uma região para outra devido a diferentes fontes naturais e humanas. Portanto, entender a população de aerossóis em uma região específica é crucial para entender os padrões climáticos e de precipitação locais.

2. Analisar os efeitos indiretos dos aerossóis (conhecido como efeito Albrecht) na eficiência dos processos de precipitação, visando identificar possíveis alterações nos padrões de distribuição e intensidade da chuva.

O estudo do efeito Albrecht e seus impactos na precipitação contribuirá para o avanço do conhecimento científico sobre as complexas interações entre aerossóis, nuvens e clima. Isso não apenas amplia o entendimento fundamental da ciência atmosférica, mas também abre novas áreas de pesquisa, como o desenvolvimento de técnicas mais precisas para medir e modelar esses processos.

3. Avaliar como os aerossóis influenciam a dinâmica temporal dos eventos de precipitação na região de Cuiabá - MT.

Alterações na eficiência da precipitação podem levar a mudanças significativas nos padrões de distribuição e intensidade da chuva. Isso pode ter impactos diretos no ciclo hidrológico, afetando desde a disponibilidade de água até a ocorrência de eventos extremos, como secas e inundações. Compreender esses impactos é fundamental para o planejamento e gestão de recursos hídricos na região de Cuiabá - MT.

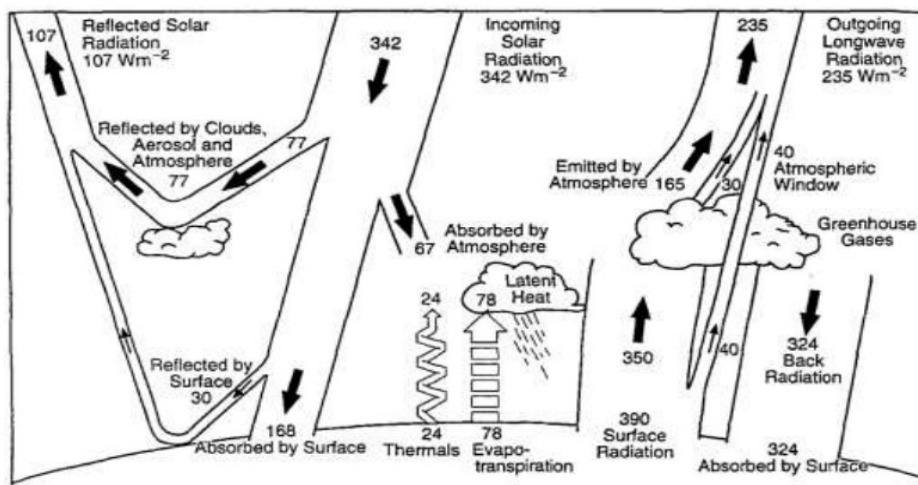
## 2 REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1 Atmosfera

A atmosfera terrestre é constituída por uma camada de gases e partículas que permanecem em suspensão devido à força da gravidade. A energia incidente no topo da atmosfera possui uma irradiância global de aproximadamente  $342 \text{ W/m}^2$ . Ao entrar no sistema climático da Terra, a radiação eletromagnética passa por diversos processos de interação com a atmosfera, influenciando tanto a quantidade quanto as características da radiação que atinge a superfície terrestre (SEINFELD; PANDIS, 2006).

Parte da radiação solar é diretamente refletida pela atmosfera e pelas nuvens, outra parte é transmitida pelas camadas internas, e uma porção é absorvida pela superfície terrestre. O planeta Terra possui uma temperatura média em torno de  $300 \text{ K}$  e emite radiação eletromagnética próxima do infravermelho térmico, cerca de  $390 \text{ W/m}^2$ , necessária para a manutenção da vida e dos movimentos atmosféricos. Parte dessa radiação é diretamente absorvida pela atmosfera, enquanto outra parte sofre o processo de espalhamento; desse total,  $235 \text{ W/m}^2$  são irradiados para o espaço. O processo de repartição da energia radiativa em quantidade e qualidade é conhecido como balanço radiativo terrestre (ver Figura 1).

Figura 1 – Balanço de energia médio anual da Terra.



Fonte: SEINFELD; PANDIS, 2006.

O balanço radiativo terrestre é dinâmico e pode ser modificado pela interação dos aerossóis tanto com a radiação solar (onda curta) quanto com a radiação emitida pela Terra (onda longa), por meio dos processos de absorção e espalhamento (HAYWOOD; BOUCHER,

2000a). Esses processos afetam o balanço energético da Terra, influenciando o clima. Compreender as interações entre aerossóis e radiação é vital para prever alterações nos padrões climáticos regionais e avaliar os impactos das atividades humanas na atmosfera e no clima.

Os processos atmosféricos referem-se às diversas interações e transformações que ocorrem na atmosfera terrestre, desempenhando um papel fundamental nos padrões climáticos e meteorológicos. A convecção ocorre quando o ar aquecido próximo à superfície da Terra se expande e se torna menos denso, fazendo com que ele se eleve. À medida que o ar sobe, ele esfria e se condensa, formando nuvens e, eventualmente, liberando precipitação. Esse processo é crucial para a formação de tempestades e para os padrões de circulação atmosférica. A condensação, por sua vez, envolve a transformação do vapor de água em gotículas líquidas quando o ar esfria o suficiente para atingir o ponto de saturação. A evaporação é o processo inverso, no qual a água líquida se transforma em vapor de água quando é aquecida. Esses processos estão intimamente ligados à formação de nuvens e à precipitação.

A circulação atmosférica é impulsionada pelo desequilíbrio térmico entre diferentes áreas da superfície terrestre. O ar quente e menos denso tende a subir, criando áreas de baixa pressão, enquanto o ar frio e mais denso tende a descer, criando áreas de alta pressão. Isso resulta em correntes de ar que influenciam os ventos e os padrões climáticos. A formação de nuvens ocorre quando o vapor de água se condensa em gotículas líquidas ou cristais de gelo ao redor dos NC. A composição, a temperatura e a umidade do ar influenciam a formação, o tipo e a altitude das nuvens (SEINFELD; PANDIS, 2006).

O ciclo da água envolve a evaporação da água da superfície terrestre, a formação de nuvens, a precipitação e o retorno da água à superfície na forma de chuva, neve ou outro tipo de precipitação. Esse processo é fundamental para a manutenção dos recursos hídricos na Terra. A interação entre a atmosfera e a superfície terrestre desempenha um papel crucial nos processos atmosféricos. A absorção de energia solar pela superfície, a evaporação da água dos oceanos e corpos d'água, a vegetação e os processos geofísicos influenciam os padrões climáticos. Esses são apenas alguns exemplos dos muitos processos que ocorrem na atmosfera terrestre. Compreender esses processos é essencial para estudar o clima, entender os impactos dos aerossóis nos padrões de precipitação regional e desenvolver estratégias de adaptação (SEINFELD; PANDIS, 2006).

## **2.2 Aerossol**

Aerossóis são partículas sólidas ou líquidas suspensas na atmosfera que podem causar impactos diretos e indiretos, tanto na sociedade quanto no meio ambiente. Eles desempenham um papel crucial na formação das nuvens, atuando como NC para a produção de gotas de água, além de influenciar a transferência de radiação solar para a biota terrestre. As partículas resultantes de eventos naturais, como poeira de desertos, sal marinho, compostos orgânicos voláteis (COV) e material particulado (MP) emitido por atividades vulcânicas, são classificadas como aerossóis naturais. Já os agregados moleculares emitidos por processos biológicos, que permanecem em suspensão na atmosfera, como pólen e bactérias, são conhecidos como aerossóis biogênicos (bioaerossóis). As partículas resultantes de atividades humanas, como a queima de biomassa, combustíveis fósseis e emissões industriais e veiculares, são classificadas como aerossóis antropogênicos (SEINFELD; PANDIS, 2006).

Os aerossóis naturais e antropogênicos exercem um enorme impacto no clima, influenciando a interação entre a biosfera e a atmosfera. Devido às suas diferentes composições estruturais, esses aerossóis apresentam efeitos distintos na interação entre a radiação solar e a atmosfera terrestre. Dependendo da composição atmosférica, os aerossóis podem causar um desequilíbrio no balanço de radiação terrestre, provocando aquecimento em algumas regiões e resfriamento em outras, o que aumenta a incerteza e o risco para atividades relacionadas ao tempo e ao clima. O material particulado em suspensão na atmosfera interage com a radiação solar, alterando a distribuição dessa radiação desde o topo da atmosfera até a superfície terrestre. A análise de parâmetros ópticos e dos efeitos radiativos do material particulado suspenso na atmosfera é necessária para estimar como os aerossóis afetam o clima (SEINFELD; PANDIS, 2006).

O balanço radiativo terrestre é influenciado pela presença de aerossóis na atmosfera, que atuam como agentes efetivos nos processos de espalhamento e absorção da radiação solar. Diversos experimentos de campo para a caracterização de aerossóis foram conduzidos nas últimas décadas, com o objetivo de explorar a relação entre os efeitos diretos e indiretos dos aerossóis e as mudanças climáticas (HANSEN; SATO; RUEDY, 1997b; HAYWOOD; BOUCHER, 2000b; KAUFMAN et al., 1998a; PENNER et al., 2010; SCHAFER et al., 2002a; SUI; SATOH; SUZUKI, 2020).

Em um clima estável, a quantidade de energia que a Terra recebe do Sol está aproximadamente em equilíbrio com a quantidade de energia que é perdida para o espaço na forma de radiação solar refletida e radiação térmica, como ilustrado na Figura 1. O equilíbrio energético do sistema climático terrestre é afetado pelo aumento de agentes climáticos na atmosfera, como gases de efeito estufa e aerossóis, que podem fazer com que o sistema ganhe

ou perca energia. Segundo o IPCC (2019), a força de um agente climático é quantificada pela sua forçante radiativa efetiva (ERF, do inglês Effective Radiative Forcing), medida em  $Wm^{-2}$ , e anteriormente era conhecida simplesmente como forçante radiativa. Uma ERF positiva promove o aquecimento, enquanto uma ERF negativa leva ao resfriamento do sistema climático terrestre (IPCC, 2019).

De 1750 a 2019, o ERF gerado pelas atividades humanas aqueceu o sistema climático terrestre, com uma média de 2.72 (intervalo de 1.96 a 3.48)  $Wm^{-2}$ . Esse aquecimento é principalmente devido ao aumento das concentrações de gases de efeito estufa na atmosfera. No entanto, parte desse aquecimento é mitigada pelo efeito de resfriamento atmosférico causado pelo aumento da concentração de aerossóis. A interação entre aerossóis e nuvens, bem como entre aerossóis e radiação, gera uma ERF de -0.84 (intervalo de -1.45 a -0.25)  $Wm^{-2}$  e -0.2 (intervalo de -0.47 a 0.04)  $Wm^{-2}$ , respectivamente (IPCC, 2019).

Os aerossóis têm efeitos distintos na atmosfera terrestre. Embora o principal efeito seja o resfriamento da superfície (com ERF negativa), dependendo das suas propriedades ópticas, os aerossóis também podem causar aquecimento da atmosfera (com ERF positiva). Aerossóis que são predominantemente espalhadores de radiação podem levar a um resfriamento da atmosfera, enquanto aqueles que são absorventes podem aquecer localmente a atmosfera, além de influenciar os processos meteorológicos locais e o clima global (IPCC, 2019). A Tabela 1 apresenta os principais agentes climáticos na atmosfera e suas respectivas estimativas globais de ERF.

Tabela 1 - Tabela resumida de estimativas de forçante radiativa efetivo (ERF) para AR6 e comparação com os dois relatórios de avaliação anteriores do IPCC.

<b>Forçante Radiativa Efetiva Média Global (<math>Wm^{-2}</math>)</b>			
	<b>AR4 (1750–2005)</b>	<b>AR5 (1750–2011)</b>	<b>AR6 (1750–2019)</b>
CO <sub>2</sub>	1.66 (1.49 a 1.83)	1.82 (1.63 a 2.01)	2.16 (1.90 a 2.41)
CH <sub>4</sub>	0.48 (0.43 a 0.53)	0.48 (0.43 a 0.53)	0.54 (0.43 a 0.65)
N <sub>2</sub> O	0.16 (0.14 a 0.18)	0.17 (0.14 a 0.20)	0.21 (0.18 a 0.24)
Espécies halogenadas	0.33 (0.30 a 0.36)	0.36 (0.32 a 0.40)	0.41 (0.33 a 0.49)
Ozônio troposférico	0.35 (0.25 a 0.65)	0.40 (0.20 a 0.60)	0.47 (0.24 a 0.71)
Ozônio estratosférico	-0.05 (-0.15 a 0.05)	-0.05 (-0.15 a 0.05)	
Vapor de água estratosférico	0.07 (0.02 a 0.1)	0.07 (0.02 a 0.12)	0.05 (0.00 a 0.10)
Interações aerossol-radiação	-0.50 (-0.90 a -0.10)	-0.45 (-0.95 a 0.05)	-0.22 (-0.47 a 0.04)
Interações aerossol-nuvem	-0.7 (-1.8 a -0.3) (todos os aerossóis)	-0.45 (-1.2 a 0.0)	-0.84 (-1.45 a -0.25)
Uso da terra	-0.2 (-0.4 a 0.0)	-0.15 (-0.25 a -0.05)	-0.20 (-0.30 a -0.10)

Albedo de superfície (negro + aerossol de carbono orgânico na neve e no gelo)	0.10 (0.00 a 0.20)	0.04 (0.02 a 0.09)	0.08 (0.00 a 0.18)
Trilhos combinados e cirros induzidos pela aviação	Não estimado	0.05 (0.02 a 0.15)	0.06 (0.02 a 0.10)
Total antropogênico	1.6 (0.6 a 2.4)	2.3 (1.1 a 3.3)	2.72 (1.96 a 3.48)
Irradiância solar	0.12 (0.06 a 0.30)	0.05 (0.0 a 0.10)	0.01 (-0.06 a 0.08)

Fonte: IPCC, 2019.

Os aerossóis podem ter vários efeitos sobre o meio ambiente da Terra. Enquanto alguns aerossóis emitidos por atividades antrópicas reduzem a quantidade de luz solar recebida na superfície da Terra e esfriam a atmosfera, outros, que são mais absorvedores de radiação, podem causar aquecimento. Entre os aerossóis carbonáceos, há partículas cuja composição elementar predominante é o carbono. Essas partículas incluem uma fração orgânica (OC – Organic Carbon), que também contém hidrogênio e oxigênio, e uma fração fortemente absorvedora de luz, o carbono elementar (EC – Elemental Carbon). O EC é também conhecido como carbono negro (BC – Black Carbon), gerado pela queima incompleta de material orgânico (GILARDONI et al., 2011).

Usualmente, o BC é modelado como uma esfera revestida, composta por um núcleo de carbono negro cercado por uma casca orgânica (REID et al., 2005). Os aerossóis carbonáceos são investigados pela sua interação com a radiação eletromagnética e são agentes climáticos que modificam diretamente o albedo da Terra, com uma ERF média global de 0.08 (0.00 a 0.18)  $W\ m^{-2}$ . Com uma ERF positiva, os aerossóis carbonáceos, em suas frações OC e BC, contribuem para o aquecimento da atmosfera. Esses efeitos podem prejudicar significativamente os ecossistemas naturais, bem como a flora e fauna, que são suscetíveis às variações de temperatura (IPCC, 2019).

As florestas tropicais desempenham um papel crucial na manutenção dos ciclos hidrológicos e no saldo global de carbono. Pesquisas sobre aerossóis realizadas em ambientes florestais apontam uma grande variabilidade sazonal na carga de material particulado na atmosfera. Durante o período seco, a concentração de aerossóis é superior em comparação com o período chuvoso, devido à menor precipitação e ao aumento dos focos de queimada (SCHAFER et al., 2008). Durante o período chuvoso a média de aerossol é  $7.12 \pm 6.53\ \mu g\ m^{-3}$ , enquanto no período seco a média fica em  $10.06 \pm 7.30\ \mu g\ m^{-3}$ , nos dias de intensa queima de biomassa a média de aerossol fica em  $61.36 \pm 63.40\ \mu g\ m^{-3}$  (PAIXÃO, 2011). O material particulado presente na atmosfera também pode afetar o ciclo hidrológico, suprimindo a precipitação (LIN et al., 2006; ROSENFELD, 1999, 2000). Pesquisas recentes buscam

correlacionar as taxas pluviométricas com determinadas espécies de aerossóis presentes na atmosfera, devido ao seu papel como NC (CHENG et al., 2017).

Nuvens formadas por aerossóis antrópicos (resultantes de atividades humanas) tendem a ser mais brancas e brilhantes do que aquelas formadas por aerossóis naturais, devido a um fenômeno conhecido como "Efeito de Albedo de Nuvem". Aerossóis antrópicos, como partículas de poluentes liberadas pela queima de combustíveis fósseis e por atividades industriais, são geralmente menores e mais numerosos do que os aerossóis naturais, como partículas de sais marinhos ou poeira do solo. Essas partículas menores têm uma alta capacidade de dispersar a luz solar incidente em várias direções.

O aumento da refletividade das nuvens devido aos aerossóis antrópicos resulta em um maior albedo de nuvem, refletindo mais radiação solar de volta ao espaço. Na Bacia Amazônica, constatou-se que a presença de fumaça contribuiu para um aumento na reflectância das nuvens, elevando-a de um valor inicial de 0.35 para 0.45 (KAUFMAN; FRASER, 1997). Simultaneamente, verificou-se uma redução no tamanho das gotículas, que diminuiu de 14  $\mu\text{m}$  para 9  $\mu\text{m}$ . Isso pode ter um efeito de resfriamento na temperatura da superfície da Terra, uma vez que menos energia solar é absorvida pela superfície (KAUFMAN; TANRÉ; BOUCHER, 2002).

Portanto, as nuvens formadas por aerossóis antrópicos podem ser mais brancas e brilhantes devido à maior dispersão da luz causada pelas partículas de aerossol menores e mais numerosas. Esse efeito pode ter implicações significativas no clima e no balanço de energia da Terra, afetando as temperaturas superficiais e os padrões climáticos em certas regiões (KAUFMAN et al., 1998b).

Entender os aerossóis e seu papel na formação de precipitação é crucial nos estudos ambientais por várias razões interconectadas, como a formação de NC, o efeito indireto dos aerossóis e sua influência na evaporação das gotículas de água. Compreender como os aerossóis afetam a formação de gotículas de nuvem e sua posterior coalescência em gotas maiores é fundamental para entender os padrões de precipitação. Isso é especialmente importante para a gestão dos recursos hídricos, previsão de inundações e secas, e para a agricultura e segurança alimentar. Em síntese, investigar os efeitos dos aerossóis na formação de precipitação regional é vital para melhorar as previsões meteorológicas, compreender os padrões climáticos, avaliar os impactos das mudanças ambientais e desenvolver estratégias de adaptação às mudanças climáticas.

### 2.2.1 Aerosol Optical Depth (AOD)

A profundidade óptica do aerossol (AOD, do termo inglês Aerosol Optical Depth) é uma variável chave para a caracterização e monitoramento de aerossóis (HOLBEN et al., 2001). A AOD é uma grandeza adimensional que representa a quantidade de partículas absorvedoras e espalhadoras presentes na atmosfera terrestre, indicando a eficiência de extinção da radiação solar por aerossóis em determinado comprimento de onda ( $\lambda$ ) (HOLBEN et al., 1998).

Altos níveis de AOD também podem afetar a microfísica das nuvens, influenciando o tamanho e a concentração das gotículas. Gotículas menores podem demorar mais para coalescer e formar gotas de chuva, retardando o início da precipitação e alterando a dinâmica natural de nucleação de nuvens. Além disso, o aumento da AOD pode afetar o albedo das nuvens, alterando sua capacidade de refletir a luz solar e modificando os balanços locais de energia (TWOMEY, 1977). Quando o AOD é alto, ocorre maior absorção e dispersão da radiação solar pelos aerossóis na atmosfera, levando a um efeito de resfriamento na superfície terrestre (PENNER et al., 2010; SUI; SATOH; SUZUKI, 2020). Isso pode dificultar o aquecimento da superfície e diminuir o gradiente de temperatura necessário para uma forte convecção e formação de nuvens, resultando potencialmente em precipitação reduzida.

Isso faz com que, além da precipitação, a AOD seja uma propriedade importante para compreender as relações entre aerossóis e a precipitação. Entender a relação entre AOD e os padrões de precipitação permite identificar regiões onde altas concentrações de aerossóis contribuem para reduzir a formação de nuvens e alterar os padrões de chuva. Esse conhecimento é essencial para a modelagem climática precisa, a previsão de condições de seca e a elaboração de estratégias para enfrentar os desafios de gestão de recursos hídricos nas áreas afetadas.

A AOD é uma medida derivada de observações diretas do Sol por fotômetros solares em superfície, como mostrado na Figura 2. Ela quantifica a quantidade de aerossóis distribuídos ao longo de uma coluna de ar, desde a superfície da Terra até o topo da atmosfera (HOLBEN et al., 1998).

Figura 2 – Fotômetro CIMEL - CE318A



Fonte: <https://www.cimel.fr/wp-content/uploads/2019/03/ce318t-photoproduit2-1024x1024.jpg>

A tensão ( $V$ ) medida por um fotômetro solar é proporcional à irradiância espectral ( $I$ ) que atinge o instrumento na superfície terrestre (EHSANI; REAGAN; ERXLEBEN, 1998). A estimativa da irradiância espectral do topo da atmosfera ( $I_0$ ) é calculada em termos da tensão medida no topo da atmosfera terrestre ( $V_0$ ). A tensão  $V_0$  é obtida por medições de um fotômetro solar localizado no meio do Oceano Pacífico, acima da camada limite marinha, no Observatório Mauna Loa, no Havaí (HOLBEN et al., 2001). A profundidade óptica total ( $AOD_{TOT}$ ) pode ser obtida usando a seguinte equação de acordo com a lei de Beer-Lambert-Bouguer:

$$V(\lambda) = V_0(\lambda) \times d^2 \times \exp [-AOD(\lambda)_{TOT} \times M] \quad (1)$$

onde  $V(\lambda)$  é a tensão de saída medida em determinado comprimento de onda  $\lambda$ ,  $d$  é a razão da média para a distância Terra – Sol real,  $AOD(\lambda)_{TOT}$  é a profundidade óptica total e  $M$  é a massa óptica do ar (EHSANI; REAGAN; ERXLEBEN, 1998; HOLBEN et al., 1998).

Outros constituintes atmosféricos podem espalhar a luz solar e devem ser considerados no cálculo da AOD. A profundidade óptica devido ao vapor de água, espalhamento de Rayleigh e outros gases-traço dependentes do comprimento de onda deve ser subtraída da profundidade óptica total para obter o componente de aerossol. A equação para determinar a profundidade óptica dos aerossóis é dada por:

$$AOD(\lambda)_{aerosol} = AOD(\lambda)_{TOT} - AOD(\lambda)_{H_2O} - AOD(\lambda)_{rayleigh} - AOD(\lambda)_{O_3} - AOD(\lambda)_{NO_2} - AOD(\lambda)_{CO_2} - AOD(\lambda)_{CH_4} \quad (2)$$

Sendo na equação 2, o termo  $AOD(\lambda)_{H_2O}$  a profundidade ótica referente ao vapor de água,  $AOD(\lambda)_{O_3}$  a profundidade óptica referente ao ozônio para o canal 670 nm,

$AOD(\lambda)_{rayleigh}$  a profundidade ótica referente ao espalhamento Rayleigh e os demais referentes ao nitrato, gás carbônico e metano. A incerteza da AOD é devida principalmente à incerteza de calibração, que varia entre 0.01 e 0.02 e depende do comprimento de onda, com erros maiores no ultravioleta (ECK et al., 1999; SCHAFER et al., 2002b, 2008).

Medidas de longo prazo realizadas em superfície pela rede AERONET para o sítio CUIABÁ-MIRANDA, no município de Cuiabá - MT, apontam uma grande variação sazonal na componente de aerossol da AOD. Entre os anos de 1993 e 1995, a média de AOD a 500 nm durante o período chuvoso foi de 0.15, enquanto no período seco a máxima registrada foi de 2.3, indicando eventos significativos de queima de biomassa (HOLBEN et al., 2001).

Registros posteriores, de 2001 a 2013, mostraram uma média de AOD a 500 nm de 0.2 durante o período chuvoso e de 3.0 durante o período seco (PALÁCIOS; SALLO; NOGUEIRA, 2015). Mais recentemente, uma análise dos valores registrados ao longo de vinte anos, entre 2001 e 2021, obteve um AOD a 500 nm médio de  $0.10 \pm 0.09$  para o período chuvoso e de  $0.39 \pm 0.48$  para o período seco (MORAIS et al., 2022).

### 2.3 Precipitação

O vapor de água presente na atmosfera pode se depositar na superfície da Terra de várias formas, um processo conhecido como precipitação. Quando parcelas de vapor de água na atmosfera se condensam, elas retornam à superfície na forma líquida, comumente chamada de chuva, ou no estado sólido, como granizo, neve ou geada.

A formação de nuvens e, conseqüentemente, a precipitação ocorre devido à elevação adiabática de parcelas de ar insaturado até que atinjam o ponto de saturação, resultando na condensação do vapor de água. O ponto de saturação é conhecido como Nível de Condensação por Levantamento (NCL), que é a altura na atmosfera onde a parcela de ar atinge uma umidade relativa de 100% (WALLACE; HOBBS, 2006).

A condensação do vapor d'água é favorecida pela presença de superfícies micrométricas na atmosfera, como os aerossóis higroscópicos, que absorvem umidade e atuam como NC. Condições de saturação são necessárias para a formação de NC, ocorrendo quando o ar contém a quantidade máxima de vapor d'água para uma determinada temperatura. Se a umidade relativa for superior a 100% (supersaturação), as moléculas de vapor d'água podem começar a se condensar ao redor das partículas de aerossol.

Para que a condensação ocorra, é necessário um grau de supersaturação, onde a umidade relativa excede o ponto de saturação. Isso fornece a energia necessária para que as moléculas de vapor d'água se juntem e formem gotículas ao redor das partículas de aerossol.

Sem a presença dos NC, o vapor de água só se condensaria em umidades relativas muito elevadas, na faixa de 200% a 400%, tornando o processo de condensação inviável na natureza. Em condições naturais, a condensação do vapor de água ocorre com uma supersaturação de cerca de 1%, devido à presença de NC. Supersaturação refere-se ao excesso de umidade relativa sobre o valor de equilíbrio de 100% (SEINFELD; PANDIS, 2006).

Um aerossol se torna um NC quando possui as características necessárias para promover a condensação das moléculas de vapor de água presentes no ar, formando gotículas líquidas, como as gotículas de nuvens. Para que um aerossol atue como NC, ele precisa atender a certos critérios, incluindo a combinação adequada de curvatura, tamanho e composição química. Além disso, o aerossol deve estar sujeito a condições de saturação e supersaturação que permitam a condensação das moléculas de vapor de água.

Partículas com uma curvatura significativa proporcionam uma maior área de superfície em relação ao seu volume, facilitando a adsorção ou condensação das moléculas de vapor de água sobre a superfície das partículas. A curvatura dos aerossóis cria sítios adicionais para que as moléculas de água se agreguem e formem gotículas. Aerossóis com um tamanho adequado são mais propensos a atuar como NC. Aerossóis com raios aerodinâmicos muito pequenos podem não ter área de superfície suficiente para uma condensação eficiente, enquanto partículas grandes podem ter dificuldade em manter a curvatura necessária para a formação de gotículas.

A composição química do aerossol pode afetar sua capacidade de atuação como NC. Por exemplo, aerossóis que contêm substâncias higroscópicas podem atrair mais moléculas de água para sua superfície, promovendo assim a formação de gotículas. Os NC são essenciais no processo de condensação, favorecendo a mudança de fase do vapor de água para a água líquida por meio da coalescência, bem como no processo de nucleação homogênea. O cloreto de sódio (NaCl) é um dos NC mais comuns, especialmente sobre o oceano e regiões costeiras (ZHANG et al., 2015). Em regiões com vegetação, os NC frequentemente originam-se de processos fotoquímicos, onde os gases emitidos pelas folhas reagem com a radiação solar e outros gases presentes na atmosfera, como o nitrogênio molecular ( $N_2$ ) e o ozônio ( $O_3$ ). Os gases emitidos pela vegetação, que são subprodutos do metabolismo secundário, incluem compostos orgânicos voláteis (COVs), como os terpenos (SEINFELD; PANDIS, 2006).

As principais características dos aerossóis que determinam sua capacidade de atuar como NC incluem o seu raio aerodinâmico seco, a solubilidade e a atividade superficial.

Aerossóis com um raio aerodinâmico maior são mais facilmente hidratados pela água, enquanto aqueles com maior solubilidade necessitam de menor supersaturação para atuar como NC (WALLACE; HOBBS, 2006). Para estimar a concentração de NC na atmosfera, considera-se a distribuição de tamanhos dos aerossóis ou o diâmetro seco de ativação (KERMINEN, 2001; SEINFELD; PANDIS, 2006). Aerossóis orgânicos secundários e sulfatos, que são solúveis em água, são os principais NC sobre superfícies vegetativas (FALKOVICH et al., 2005).

Registros de concentrações de NC no sistema terrestre indicam que as áreas continentais produzem maiores quantidades de NC do que as áreas oceânicas, com uma redução considerável com a altitude atmosférica. Na região amazônica, os aerossóis atmosféricos apresentam uma certa variabilidade ao longo do ano, com maiores concentrações durante o período seco (de 15000 a 30000 partículas  $\text{cm}^{-3}$ ) e concentrações típicas de regiões oceânicas remotas durante o período chuvoso (de 100 a 300 partículas  $\text{cm}^{-3}$ ). Os aerossóis produzidos pelas superfícies vegetativas, conhecidos como aerossóis biogênicos, são compostos de matéria orgânica, são solúveis em água e estão majoritariamente no modo grosso, dominando as emissões durante o período chuvoso. No período seco, os aerossóis são predominantemente do modo fino, devido principalmente à queima intensificada de biomassa (ARTAXO et al., 2006).

Em regiões de floresta brasileira, como na Amazônia, além dos aerossóis primários do modo grosso, as fontes específicas de aerossóis que atuam como NC são pouco conhecidas (RIZZO, 2006). Na área de estudo, os aerossóis que atuam como NC ainda não foram identificados. No entanto, no modo grosso, a principal contribuição elementar dos aerossóis é do ferro (Fe), com uma concentração elementar média de 2118.12  $\text{ng m}^{-3}$  durante o período seco e 735.7  $\text{ng m}^{-3}$  durante o período chuvoso (REBELATTO, 2005).

As nuvens se formam acima do NCL com uma supersaturação próxima a 1%, consistindo em um conjunto de gotículas de água (hidrometeoros) que podem contar por várias centenas por metro cúbico, com raios em torno de 10  $\mu\text{m}$ , associadas aos núcleos de condensação (NC). Dentro das nuvens, essa população de minúsculas gotículas de água se comporta de maneira estável, exibindo pouca tendência a se unir ou mudar de tamanho, exceto pelo crescimento geral da população. A precipitação ocorre quando as nuvens se tornam instáveis, levando à perda de sustentação atmosférica das gotículas de água. À medida que essas gotículas se agregam, elas aumentam de tamanho em detrimento de outras gotículas. A instabilidade das nuvens e a subsequente precipitação das gotículas são causadas pela colisão direta entre as gotículas ou pela interação destas com cristais de gelo (WALLACE; HOBBS, 2006).

A precipitação líquida é classificada por chuva e pode ocorrer de três formas dependendo do processo de ascensão do vapor de água, sendo a chuva convectiva, chuva frontal e chuva orográfica. A chuva convectiva ocorre pela instabilidade convectiva na atmosfera local, é produzida com o deslocamento vertical das massas de ar ascendentes, geralmente são chuvas do tipo aguaceiro e de curta duração. A chuva frontal ou ciclônica ocorre com o deslocamento vertical a larga escala de massa de ar ascendente, geralmente ocasionada por sistemas de baixa pressão como depressões, são chuvas de longa duração e baixa intensidade. A chuva orográfica é decorrente da ascensão da massa de ar úmida na presença de desnível da superfície, como cadeias de montanha (AYOADE, 1996).

A precipitação, fenômeno essencial para o ciclo hidrológico e o clima global, ocorre através de processos físicos distintos nas nuvens. Esses processos podem ser classificados em três fases principais: fase quente, fase fria e fase mista. Cada uma dessas fases possui características específicas, sendo influenciada por fatores como a concentração de núcleos de condensação de nuvens e os aerossóis (WALLACE; HOBBS, 2006).

A fase quente da precipitação ocorre em nuvens com temperaturas acima de  $0^{\circ}\text{C}$ , sendo comum em regiões tropicais e subtropicais. Este processo envolve a condensação e coalescência pela formação de pequenas gotículas de água ao redor de NC, resultante da saturação do vapor de água, além da colisão e fusão de gotículas de água, facilitadas por movimentos turbulentos e correntes de ar dentro da nuvem. As gotículas crescem até se tornarem suficientemente pesadas para superar as correntes ascendentes e precipitar como chuva. Em ambientes com baixa concentração de NC (limpos), as gotículas crescem mais rapidamente, aumentando a eficiência da precipitação. Em contraste, em ambientes com alta concentração de NC (sujos), a eficiência da coalescência é reduzida, suprimindo a precipitação quente (WALLACE; HOBBS, 2006; FLETCHER, Neville H. et al., 2011).

A fase fria da precipitação ocorre em nuvens que contêm cristais de gelo, normalmente a temperaturas abaixo de  $0^{\circ}\text{C}$ . Esse processo é predominante em regiões de latitudes médias e altas, bem como em nuvens convectivas que se estendem até altitudes elevadas. A fase fria da precipitação envolve vários processos físicos detalhados, que contribuem para a formação e queda de precipitação. A nucleação de gelo é o processo inicial em que cristais de gelo se formam a partir do vapor de água na atmosfera. Isso ocorre ao redor de núcleos de gelo, que são aerossóis atmosféricos que facilitam a formação de cristais em temperaturas abaixo de  $0^{\circ}\text{C}$ . Após a formação inicial, os cristais de gelo crescem através da deposição de vapor de água diretamente sobre eles. Esse processo é impulsionado pela diferença na pressão de vapor entre o gelo e a água líquida (WALLACE; HOBBS, 2006; FLETCHER, Neville H. et al., 2011).

Como a pressão de vapor sobre a superfície do gelo é menor que sobre a superfície da água líquida, o vapor de água se deposita mais facilmente nos cristais de gelo, promovendo seu crescimento. Isso resulta na redução da quantidade de vapor de água na nuvem e na formação de cristais de gelo maiores. Os cristais de gelo podem colidir e se unir, formando flocos de neve maiores. Esse processo é conhecido como agregação e é comum em temperaturas próximas de 0°C, onde a superfície dos cristais de gelo é levemente úmida, facilitando a adesão. *Riming* ocorre quando cristais de gelo colidem com gotículas de água super-resfriada. As gotículas congelam instantaneamente ao entrar em contato com os cristais de gelo, aumentando a massa e o tamanho dos cristais. Isso pode levar à formação de partículas maiores como *graupel* (neve granulada) ou até granizo (FLETCHER, Neville H. et al., 2011).

À medida que os cristais de gelo e as partículas resultantes de agregação e *riming* caem através da atmosfera, podem encontrar camadas de ar mais quente, acima de 0°C, onde ocorre a fusão. Quando os cristais de gelo derretem, eles se transformam em gotas de chuva. Esse processo é comum em nuvens estratiformes que se estendem verticalmente, onde a base da nuvem está em temperaturas mais quentes e o topo em temperaturas mais frias.

A fase fria da precipitação é crucial para a formação de diversos tipos de precipitação, como neve, granizo e chuva. Este processo contribui significativamente para a distribuição global da água e para os padrões climáticos. Além disso, a presença de cristais de gelo nas nuvens desempenha um papel vital na dinâmica e microfísica das nuvens, influenciando a quantidade e a intensidade da precipitação. A fase fria da precipitação envolve processos complexos de nucleação, crescimento e transformação de cristais de gelo. Esses processos são influenciados por fatores atmosféricos como temperatura, pressão de vapor e concentração de aerossóis (FLETCHER, Neville H. et al., 2011).

Os aerossóis atmosféricos têm um impacto significativo na fase fria da precipitação. Altas concentrações de aerossóis podem aumentar a nucleação de cristais de gelo, promovendo o crescimento de partículas maiores e aumentando a eficiência da precipitação fria. No entanto, em ambientes altamente poluídos, a presença excessiva de aerossóis pode alterar a dinâmica das nuvens, potencialmente suprimindo a precipitação (ROSENFELD et al., 2008).

A fase mista da precipitação ocorre em nuvens que contêm tanto gotículas de água líquida super-resfriada quanto cristais de gelo, geralmente em temperaturas entre -40°C e 0°C. Esse processo é comum em nuvens convectivas profundas, especialmente em latitudes médias e tropicais, onde a variabilidade térmica permite a coexistência das duas fases (FLETCHER, Neville H. et al., 2011). Em temperaturas entre -40°C e 0°C, gotículas de água super-resfriada coexistem com cristais de gelo dentro das nuvens. A água super-resfriada permanece líquida

apesar das temperaturas abaixo de 0°C devido à ausência de núcleos de gelo suficientes para iniciar a nucleação. Essa coexistência é essencial para os processos de crescimento dos cristais de gelo e para a eficiência da precipitação na fase mista.

O efeito Bergeron-Findeisen é um mecanismo crucial na fase mista, promovendo o crescimento rápido dos cristais de gelo, que se tornam suficientemente grandes para precipitar. *Riming* ou “engramento” ocorre quando cristais de gelo colidem com gotículas de água super-resfriada. As gotículas congelam instantaneamente ao entrar em contato com os cristais de gelo, aumentando a massa e o tamanho dos cristais. Esse processo pode levar à formação de *graupel* (neve granulada) ou granizo, contribuindo para a diversidade de tipos de precipitação observada em nuvens de fase mista (SCHWARZENBOECK, Alfons et al., 2001).

Agregação refere-se ao processo em que cristais de gelo colidem e se unem para formar flocos de neve maiores. Esse processo é facilitado por temperaturas próximas a 0°C, onde a superfície dos cristais é levemente úmida, permitindo a adesão. A agregação aumenta o tamanho das partículas de gelo, facilitando sua queda como precipitação sólida, como neve ou granizo. A presença simultânea de fases líquidas e sólidas resulta em interações complexas dentro das nuvens. Esses processos podem incluir o crescimento secundário de cristais de gelo e a variabilidade nas taxas de *riming* e agregação. As interações complexas na fase mista aumentam a variabilidade dos tipos de precipitação e influenciam a quantidade de precipitação que atinge a superfície (PRUPPACHER; KLETT, 2010).

A fase mista da precipitação é fundamental para a formação de diversos tipos de precipitação, incluindo neve, granizo e chuva. Este processo desempenha um papel vital na dinâmica e microfísica das nuvens, influenciando a quantidade e a intensidade da precipitação. A fase mista também é crucial para o transporte vertical de calor e umidade na atmosfera, afetando os padrões climáticos regionais e globais (WALLACE; HOBBS, 2006).

Os aerossóis atmosféricos desempenham um papel significativo na fase mista da precipitação. Altas concentrações de aerossóis podem aumentar a quantidade de gotículas de água super-resfriada, promovendo processos como o efeito Bergeron-Findeisen e *riming*. Em ambientes sujos, a presença de aerossóis pode alterar a dinâmica das nuvens, potencialmente aumentando a eficiência da precipitação mista. Em ambientes limpos, a eficiência desses processos pode ser reduzida devido à menor quantidade de núcleos de gelo e gotículas super-resfriadas (SCHWARZENBOECK, Alfons et al., 2001).

A compreensão detalhada das fases de precipitação é fundamental para o estudo dos processos atmosféricos e para a modelagem climática precisa. As características específicas de cada fase e suas influências por fatores externos, como a concentração de aerossóis, são

essenciais para desvendar os mecanismos complexos que regem o ciclo hidrológico e o clima global (ROSENFELD et al., 2008).

As chuvas têm uma importância significativa no ciclo hidrológico com grande impacto no bem-estar humano. Aproximadamente 75% da energia que alimenta a circulação do vento atmosférico se origina do calor latente liberado como resultado da precipitação que ocorre nas regiões tropicais (KUMMEROW et al., 2000). Estas regiões experimentam altas temperaturas e altos níveis de umidade, criando condições propícias a chuvas frequentes e substanciais. A análise dos processos de formação de precipitação, como condensação, coalescência e nucleação de gotículas de água, permite avaliar as variáveis que afetam a quantidade e a distribuição da precipitação em diferentes regiões. Uma compreensão aprofundada dos processos que influenciam a precipitação é essencial para determinar os padrões de disponibilidade de água, bem como para identificar as condições meteorológicas que podem levar a eventos de seca (PRUPPACHER; KLETT, 2010).

Ao compreender as condições atmosféricas que levam a padrões de precipitação anômalos, é melhorado a capacidade de prever e monitorar eventos de seca, permitindo uma resposta mais eficaz e proativa para minimizar os impactos socioeconômicos e ambientais. O conhecimento aprofundado dos processos de formação de precipitação é essencial para uma compreensão holística dos eventos de seca. Ele fornece as bases científicas necessárias para abordar os desafios relacionados à disponibilidade de água e às consequências das mudanças climáticas, contribuindo para a formulação de estratégias de adaptação e mitigação dos impactos das secas.

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Material

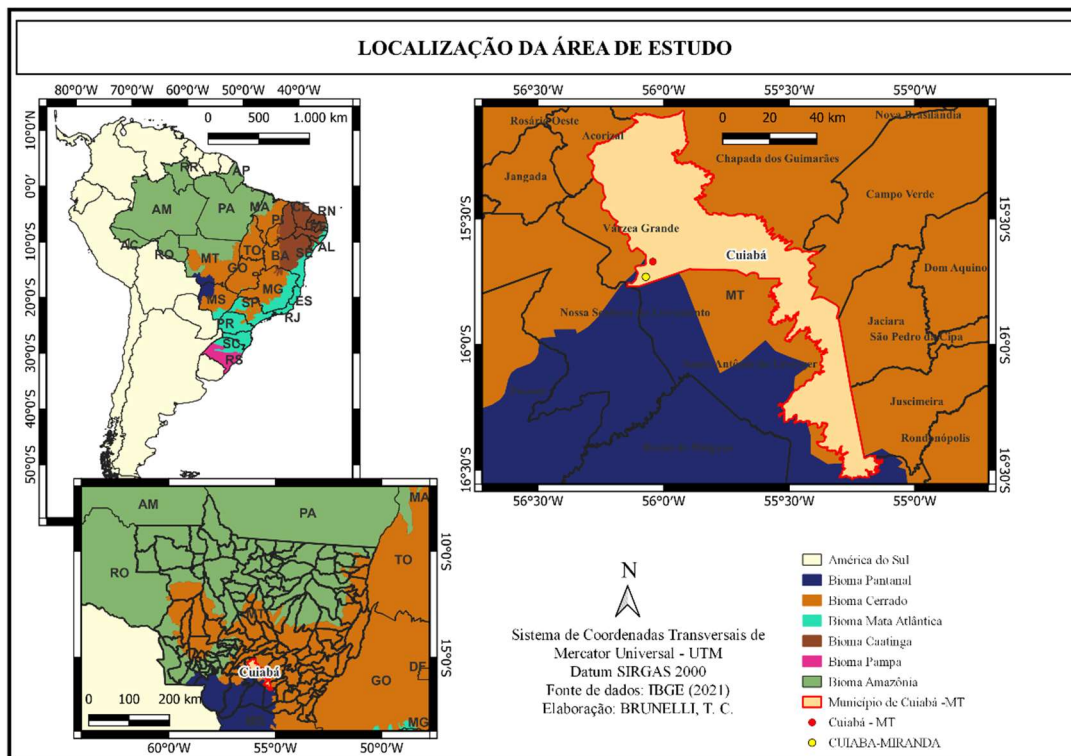
##### 3.1.1 Área de estudo

A presente pesquisa foi conduzida utilizando dados das redes de monitoramento atmosférico AERONET e INMET. As duas redes operam a uma distância de 19 km uma da outra no município de Cuiabá - Mato Grosso, na região do bioma Cerrado, conforme ilustrado na Figura 3.

A Figura 3 apresenta um mapa da América do Sul, destacando a localização da área de estudo. Os diferentes biomas brasileiros são representados por uma variedade de cores, cada uma indicando um bioma específico: azul para o Pantanal, laranja para o Cerrado, turquesa para a Mata Atlântica, marrom para a Caatinga e verde para a Amazônia. O perímetro do município de Cuiabá - MT é demarcado por uma linha vermelha e preenchido com a cor amarela.

Os pontos de amostra de dados são indicados por círculos sólidos: o círculo vermelho marca a localização da estação automática do INMET, e o círculo amarelo representa o sítio CUIABÁ – MIRANDA da rede de monitoramento AERONET. Os mapas na Figura 3 incluem barras de escala para ajudar na compreensão das relações espaciais entre os pontos de coleta de dados e o contexto circundante. Uma seta indicando o Norte está presente para auxiliar na orientação do mapa e na compreensão do contexto geográfico da área de estudo.

Figura 3– Local de estudo, com a disposição dos biomas brasileiros.



Fonte: Autor, 2023.

### 3.1.1.1 Cerrado Mato-grossense

A primeira classificação quantitativa do clima mundial foi desenvolvida pelo cientista alemão Wladimir Köppen (1846-1940) em 1900. Embora outras classificações tenham surgido ao longo do tempo, como a contribuição de Geiger em 1954, a fórmula de Köppen-Geiger continua sendo a mais amplamente aceita e frequentemente utilizada em estudos climáticos.

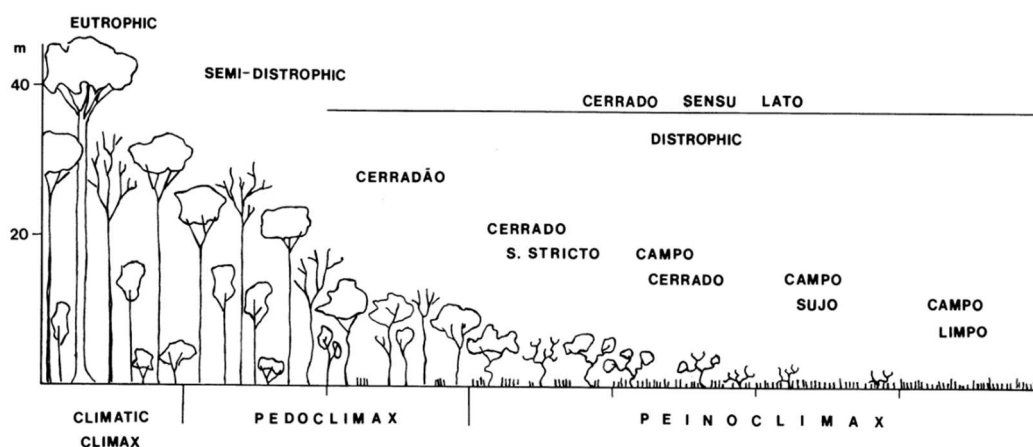
A fórmula de Köppen-Geiger classifica as áreas do globo terrestre com base na fisiologia vegetal, em dados globais mensais de longo prazo sobre temperatura do ar e precipitação. Como resultado, são atribuídas três letras para classificar o clima de uma região, cada uma representando um fator específico. O clima terrestre é dividido em cinco zonas principais: equatorial (A), árida (B), temperada quente (C), de neve (D) e polar (E). A segunda letra da classificação refere-se ao regime de precipitação, com categorias como desértico (W), estepe (S), totalmente úmido (f), verão seco (s), inverno seco (w) e monção (m). A terceira letra classifica o regime de temperatura média global, com categorias como árido quente (h), árido frio (k), verão quente (a), verão morno (b), verão fresco (c), extremamente continental (d), geada polar (F) e tundra polar (T) (KOTTEK et al., 2006).

Segundo a classificação climática de Köppen-Geiger, a região possui clima do tipo "Aw", caracterizado como uma savana equatorial com inverno seco, onde a precipitação é inferior a 60 mm. A savana é o segundo tipo de clima mais comum em termos de área terrestre, cobrindo cerca de 11.5% do planeta, ficando atrás apenas das áreas de deserto, que ocupam 14.2% (PEEL; FINLAYSON; MCMAHON, 2007). O bioma Cerrado, com uma área de 2039386.0 km<sup>2</sup>, é o segundo maior bioma da América do Sul. Dessa área, 0.41% está localizada no Paraguai, 0.29% na Bolívia, e 99.30% no Brasil, onde cobre 24% do território nacional (SAWYER et al., 2017).

O bioma Cerrado no Brasil é caracterizado por uma diversidade de formações vegetativas, que variam desde as típicas savanas arborizadas até áreas de transição com outros ecossistemas, conhecidas como ecótonos. As formações incluem campos limpos, marcados por vegetação rasteira e espaçada, até cerradões densos, onde árvores altas e esparsas criam um ambiente mais fechado. Além disso, existem campos úmidos e veredas, que se destacam pela vegetação adaptada a solos encharcados. Essa variedade de formações vegetativas no Cerrado contribui para sua rica biodiversidade e para os ecossistemas únicos encontrados nesse bioma.

Entre os fatores que determinam a predominância da vegetação no Cerrado, a seca anual, que ocorre de maio a setembro, é o principal, seguida pela ocorrência de fogo e pela distrofia do solo. O Cerrado apresenta três categorias principais de vegetação: florestas, savanas e campos. As extensas áreas de formações intermediárias configuram um gradiente de espécies arbóreas, que vai desde cerradões até campos sujos e campos limpos com estratos de vegetação rasteira (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2005). Caracterizadas pela variação na fertilidade do solo e pela frequência de incêndios, as savanas presentes na região do Cerrado Mato-grossense são separadas das florestas tropicais da Amazônia e das savanas tropicais úmidas do Pantanal por zonas de transição conhecidas como ecótonos. A Figura 4 apresenta as zonas de ecoclina que compõem o Cerrado. Entende-se por ecoclina as zonas de gradientes ecológicos heterogêneos que são ambientalmente mais estáveis do que os ecótonos (GOLDAMMER, 1990).

Figura 4— Formação de Cerrado.



Fonte: GOLDAMMER, 1990

As características morfológicas do Cerrado possuem grande importância ecológica e ambiental. Além disso, muitos grupos tradicionais da cultura brasileira habitam os cerradões, campos sujos e matões. Comunidades como quilombolas, indígenas, ribeirinhos, raizeiras e sementeiras dependem do Cerrado para sua subsistência, extraindo recursos naturais desse bioma. Essas comunidades, com suas ricas tradições históricas e culturais, desempenham um papel crucial na manutenção e preservação da biodiversidade do Cerrado brasileiro (SAWYER et al., 2017).

Muitas das características do Cerrado podem ser observadas em curtas distâncias ao atravessar seus diferentes tipos de vegetação. A área coberta pelo Cerrado é um micromosaico de diversas formações vegetativas. Esse padrão de distribuição é principalmente influenciado pela variação dos tipos de solo e pelos efeitos do fogo (GOLDAMMER, 1990).

As áreas mais abertas do Cerrado são frequentemente utilizadas por pecuaristas como pastagens naturais. No entanto, a capacidade de suporte dessas pastagens é bastante limitada, o que exige o uso de extensas áreas. Durante a estação seca, o gado enfrenta escassez de alimentos verdes e palatáveis, resultando em uma acentuada perda de peso e na redução da produção de leite (SAWYER et al., 2017).

A queima do Cerrado na segunda metade da estação seca (agosto-setembro) é a prática de manejo mais econômica adotada pelos pecuaristas. Poucos dias ou semanas após a queima, a vegetação rebrota, fornecendo ao gado ração verde, rica em proteínas, celulose e sais minerais. Essa prática é a principal causa de incêndios nas regiões do Cerrado (PIVELLO et al., 2021).

Em Mato Grosso, a expansão de áreas voltadas à produção agrícola avança sobre o Cerrado com a introdução de monoculturas. Na safra 2019/2020, 1117.9 mil hectares de área

foram plantados com algodão; 3.5 mil hectares para feijão comum-cores (com rendimento de 7 mil toneladas); 6.3 mil hectares plantado de feijão-caupi; 39.4 mil hectares de plantio de milho; 151.7 mil hectares para a rizicultura (arroz), sendo uma extensão de área plantada 25.1% superior em relação à área de cultivo na temporada anterior. Com um aumento de 0.8% de área plantada, em comparação a safra 2018/19, o cultivo de soja atingiu 1000.3 mil hectares. O plantio de algodão ocupou cerca de 1117.9 mil hectares, representa 93% de toda a produção nacional de fibra de algodão (COMPANHIA NACIONAL DE ABASTECIMENTO, 2020).

Para o feijão o rendimento médio estimado, até o momento, é de 2000 kg/ha, valores conquistados por técnicas de irrigação. Irrigando no outono/inverno, é possível obter duas safras por ano. Assim, grandes áreas do Cerrado são desmatadas e queimadas no final da estação seca (agosto-setembro) para trazer essas novas áreas agrícolas, sendo a segunda grande causa de queimadas no Cerrado atualmente (PIVELLO et al., 2021).

A média anual das emissões brutas de carbono resultantes da expansão das terras agrícolas no bioma Cerrado foi de aproximadamente 16.28 teragramas de carbono por ano (Tg C ano<sup>-1</sup>) durante o período de 2003 a 2013. Entre essas emissões, cerca de 29% foram atribuídas à conversão de áreas de florestas em terras agrícolas (NOOJIPADY et al., 2017). No estado do Mato Grosso, a emissão mais significativa de carbono foi registrada no ano de 2006, totalizando cerca de  $4.84 \pm 1.72$  Tg C ano<sup>-1</sup>, seguida por  $3.18 \pm 1.12$  Tg C ano<sup>-1</sup> em 2005 (NOOJIPADY et al., 2017).

As emissões de carbono podem ter origem em diversas fontes, como o desmatamento, práticas agrícolas, alterações no uso da terra e outros fatores. No contexto do bioma Cerrado, transformações substanciais no uso da terra têm ocorrido devido à expansão da agricultura e ao avanço da urbanização (PIVELLO et al., 2021). Essas mudanças podem contribuir para a liberação de carbono, principalmente devido ao desmatamento associado à conversão de áreas florestais em terras agrícolas.

A queima anual de biomassa associada à conversão do Cerrado em pastagens, bem como sua manutenção contínua, desempenha um papel significativo na introdução de poluentes na atmosfera no Brasil (NOOJIPADY et al., 2017). A liberação de partículas de aerossol, gases de efeito estufa adicionais e gases residuais é crucial, pois esses componentes têm um impacto profundo no comportamento e na microfísica das nuvens, além de influenciar a capacidade da vegetação de absorver carbono (BUSTAMANTE et al., 2012). Além disso, a quantidade de precipitação e a presença de aerossóis atmosféricos são fatores relevantes que afetam as taxas de emissão e os processos de interação entre a vegetação, o solo e a atmosfera (BUSTAMANTE et al., 2016).

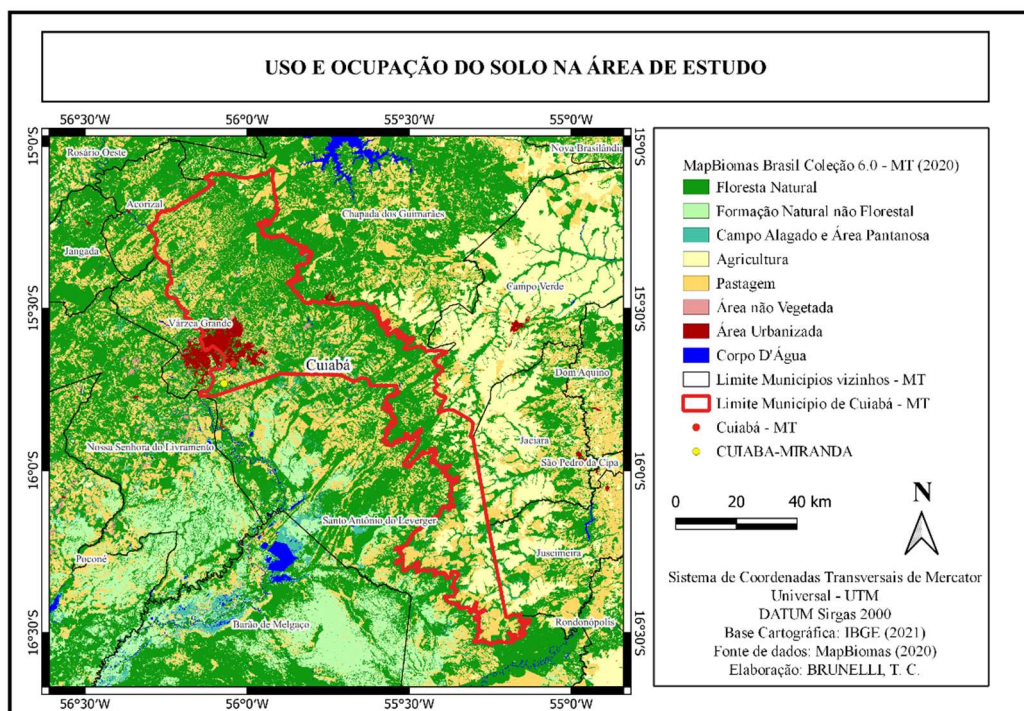
### 3.1.1.2 *AErosol RObotic NETwork – AERONET*

Utilizamos os dados da versão 3.0, qualidade 1.5, do fotômetro solar instalado no sítio CUIABÁ-MIRANDA, pertencente à *AErosol RObotic NETwork – AERONET*. O fotômetro é mantido pela National Aeronautics and Space Administration – NASA e pela Universidade de São Paulo – USP, em cooperação com a UFMT. O sítio CUIABÁ-MIRANDA está localizado a 56.07086° Oeste e 15.73091° Sul, com 210 metros de elevação, a 14 km da capital do estado de Mato Grosso, Cuiabá.

A Figura 5 apresenta o mapa do uso e ocupação do solo da área de estudo, gerado pelos dados da Coleção 6.0 do Projeto de Mapeamento Anual da Cobertura e Uso do Solo do Brasil, cobrindo o período de 1985 a 2020 (SOUZA et al., 2020). Na Figura 5, é possível observar as áreas ocupadas por formações florestais, savânicas, manguezais e restingas arborizadas, classificadas como Floresta Natural e destacadas pela cor verde escuro médio (#129912). As áreas de Formação Natural não Florestal são destacadas pela cor verde bucólico (#BBFCAC) e incluem formações campestres, Apicum, afloramentos rochosos e outras formações não florestais. Áreas pantanosas e campos alagados são representados pela cor verde água (#45C2A5), enquanto os Corpos D'Água são indicados pela cor azul (#0000FF). As regiões densamente povoadas, classificadas como Área Urbanizada, são mostradas na cor carmim escuro (#AA0000), e as áreas ocupadas por Agricultura, Pastagem e áreas não vegetadas são destacadas nas cores amarelo claro (#FFFFB2), amarelo (#FFD966) e rosa (#EA9999), respectivamente.

Os limites com os municípios vizinhos ao município de Cuiabá – MT estão demarcados pelas linhas pretas, enquanto o perímetro do município de Cuiabá – MT é destacado por uma linha vermelha. Os círculos vermelho e amarelo indicam a localização dos sítios amostrais, conforme descrito anteriormente. A região próxima aos sítios amostrais, tanto para aerossóis quanto para precipitação, é caracterizada por áreas densamente povoadas, zonas de pastagem e áreas de vegetação nativa, como mostrado na Figura 5.

Figura 5 – Uso e ocupação do solo na área de estudo. Destaque vermelho são áreas densamente povoadas e ocupadas, enquanto em amarelo são áreas ocupadas para agricultura; áreas verdes representam presença de vegetação nativa.



Fonte: Autor, 2023.

O fotômetro está em operação e instalado em uma área de campo na Fazenda Miranda desde março de 2001. O equipamento e sua instalação estão ilustrados na Figura 6, onde é possível observar o fotômetro montado sobre uma plataforma. A série de medidas de aerossóis disponíveis para este sítio abrange o período de 2001 a 2020 e é realizada pelo fotômetro da CIMEL Electronique modelo 318A (CE318A). O CE318A é alimentado por um sistema de energia solar e realiza as medições automaticamente com a ajuda de um robô que orienta o equipamento em direção ao Sol e ao céu. O fotômetro possui um sistema óptico (colimador/radiômetro/termistor) que mede a radiância do Sol direto, da região próxima ao disco solar (auréola) e do céu.

Figura 6 – Fotômetro CE318A no sítio CUIABÁ–MIRANDA. A esquerda responsável técnico e a direita pesquisador responsável.



O CE318A possui um campo de visão total de aproximadamente  $1.2^\circ$  e conta com dois tubos colimadores de 33 cm. Um dos tubos é projetado para rejeitar a luz difusa refletida pelas paredes do instrumento (colimador/céu), enquanto o outro é destinado à rejeição da radiação da auréola a  $3^\circ$  do Sol (colimador/Sol-auréola) (HOLBEN et al., 1998).

Os colimadores são protegidos por uma janela de quartzo, que permite a observação com um detector de silício otimizado para radiação ultravioleta (UV), oferecendo uma relação sinal-ruído adequada para medições espectrais entre 300 nm e 1020 nm. O sensor de radiância espectral direta possui oito canais de medição, com medidas realizadas nos comprimentos de onda de 1020, 940, 870, 670, 500, 440, 380 e 340 nm. Por sua vez, o sensor de radiância espectral difusa é composto por quatro canais de medição, que avaliam os comprimentos de onda de 1020, 870, 670 e 440 nm.

Os filtros empregados no fotômetro são filtros de interferência com uma largura de banda passante de 2 nm para os canais na região do ultravioleta (340 e 380 nm), enquanto para os demais canais a largura de banda é de 10 nm (ECK et al., 1998; HOLBEN et al., 1998). A contaminação das janelas ópticas é prevenida por um sensor de umidade instalado no cabeçote do fotômetro, que detecta a presença de chuva e aciona o fechamento do sistema óptico quando necessário. Além disso, o fotômetro monitora constantemente a temperatura do sistema com um termistor, a fim de compensar possíveis variações nas medições e ajustar os dados conforme necessário.

Com um campo visual estreito, o fotômetro realiza medidas espectrais utilizando um sistema de rastreamento solar que direciona o detector para as áreas a serem medidas. Este

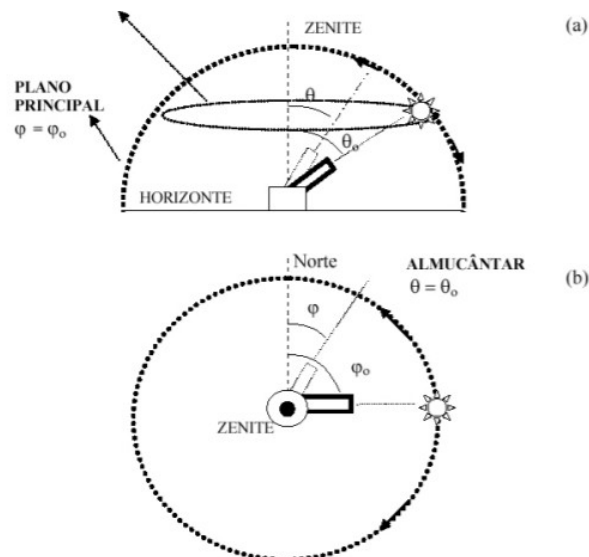
processo é auxiliado por um robô, que executa sequências programadas de duas medidas básicas: uma direta ao Sol e outra direta ao céu. As medidas diretas ao Sol são realizadas com o sensor de radiância apontado para o astro, enquanto as medidas diretas ao céu são feitas em duas sequências de observação (no almucântar e no plano principal) com uma precisão de  $0.05^\circ$ , conforme mostrado na Figura 7 (YAMASOE, 1999).

As observações em almucântar consistem em uma série de medidas realizadas no plano horizontal, como ilustrado na Figura 7 b), onde o ângulo de elevação de observação ( $\theta$ ) é igual ao ângulo de elevação solar ( $\theta_0$ ). O fotômetro e o plano horizontal de medidas formam um cone cujo ângulo azimutal ( $\varphi$ ) varia em relação à posição do Sol, cobrindo toda a gama de  $0^\circ$  a  $360^\circ$  (CASTANHO, 2005).

Um microprocessador calcula a posição do Sol com base no tempo, latitude e longitude, ajustando o sensor para direcioná-lo com uma precisão de aproximadamente  $0.01^\circ$  do Sol. Antes de cada sequência programada de medidas, o rastreamento da posição do Sol é feito de forma precisa com um detector de quatro quadrantes. Após completar as medidas de rotina, o fotômetro retorna à posição estacionária e aguarda a próxima sequência de medição, que ocorre a cada quinze minutos (HOLBEN et al., 1998).

As observações em almucântar consistem em uma série de medidas realizadas no plano horizontal, conforme pode ser visto na Figura 7 b), onde o ângulo de elevação de observação ( $\theta$ ) é igual ao ângulo de elevação solar ( $\theta_0$ ). A disposição do fotômetro e o plano horizontal de medidas dispõem em um formato cônico cujo ângulo azimutal ( $\varphi$ ) varia em relação à posição do sol, abrangendo toda a gama de  $0^\circ$  a  $360^\circ$  (CASTANHO, 2005).

Figura 7 – Esquema dos posicionamentos e medições do CE318A, no plano principal e (b) em almucantar.



Fonte: CASTANHO, 2005.

Os dados são transferidos a cada hora e podem ser baixados por meio de um programa para uma plataforma de coleta de dados (DCP - *Data Collection Platform*), que geralmente utiliza o sistema de telemetria por satélite geoestacionário (GOES - *Geostationary Operational Environmental Satellites*). As informações coletadas pelo GOES são enviadas para a central de controle da NASA, onde são processadas e disponibilizadas na rede da AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

Anualmente, o CE318A é calibrado nos laboratórios da NASA, que utiliza fotômetros de referência da AERONET. Esses fotômetros são enviados a cada 3 meses ao Observatório de Mauna Loa (Havai, a uma altitude de 3400 m) para recalibração utilizando a técnica *Langley Plot*. A técnica *Langley Plot* envolve a elaboração de gráficos *Langley* no Observatório de Mauna Loa da Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (NOAA, sigla em inglês para *National Oceanic and Atmospheric Administration*), e é empregada para determinar a voltagem extraterrestre espectral ( $V_{0\lambda}$ ) desses instrumentos desde 1993 (ECK et al., 1998; HOLBEN et al., 1998; NAKAJIMA et al., 1996).

A alta altitude do Observatório de Mauna Loa e o isolamento das principais fontes locais e regionais de aerossóis proporcionam um regime de aerossóis e irradiância muito estável nas manhãs. O gráfico de *Langley* é gerado a partir do logaritmo dos valores digitais da resposta espectral adquirida da esfera integradora no Centro de Voos Espaciais Goddard da NASA, obtido durante esses períodos e plotado em relação à massa de ar óptica, que varia entre 5 e 2. A interceptação no gráfico representa o coeficiente de calibração, enquanto a inclinação indica a espessura óptica. Se a carga de aerossóis for constante, os pontos no gráfico serão alinhados em uma linha reta (SHAW, 1983; TOLEDANO et al., 2018).

Para a calibração dos fotômetros de campo, os equipamentos são posicionados em uma plataforma junto a outros fotômetros de referência, conforme ilustrado na Figura 8 a). Apenas as medições realizadas com menos de 40 segundos de duração são consideradas para este processo (ROSÁRIO, 2006). Utilizando a técnica *Langley Plot*, é extraída uma constante de calibração do fotômetro, e os valores médios e o desvio padrão são calculados em vários períodos. Se o desvio padrão da constante for superior a 1%, o valor é rejeitado. A constante de calibração reflete a incerteza combinada da atmosfera, do instrumento e da repetibilidade do procedimento de calibração (HOLBEN et al., 1998).

O processo de calibração do sensor de radiância difusa (de céu) é realizado com o auxílio de uma esfera integradora de 2 metros de diâmetro, equipada com 20 lâmpadas. A

Figura 8 b) mostra uma fotografia desse processo de calibração. Com o sensor devidamente alinhado à esfera, as medições nos quatro canais são feitas e integradas com a radiância da esfera, cuja precisão é de  $\pm 5\%$ . A precisão da calibração do sensor de radiância difusa depende da calibração da esfera integradora, bem como do tamanho e do método de calibração (YAMASOE, 1999).

Durante o processo de calibração do fotômetro, os filtros de transmissão são avaliados. Para o CE318A, é esperado que os filtros apresentem uma degradação de 1 a 5% nos primeiros dois anos de operação (HOLBEN et al., 1998). A cada dois anos, os filtros são substituídos no instrumento, e o monitoramento da degradação é realizado pela rede AERONET. No caso do fotômetro utilizado neste trabalho, a última calibração foi realizada no inverno de 2021.

Figura 8 – Calibração do fotômetro CE318A nos laboratórios da NASA. a) Calibração do sensor de radiância direta a partir de instrumentos de referência calibrados em Mauna Loa, Hawai. b) Calibração do sensor da radiância do céu por meio de uma esfera integradora.



Fonte: ROSÁRIO, 2006

Os dados são categorizados em três níveis de processamento sendo nível 1.0, nível 1.5 e nível 2.0, cada nível segue um protocolo que garante a qualidade dos dados. O nível 1.0 disponibiliza as medidas básicas, são dados gerados pela conversão direta do sinal de tensão em irradiância e as propriedades óticas são calculadas, porém, a calibração final pode não ter sido executada, e não possuem filtros nos dados para a contaminação de nuvens. No nível 1.5 os dados contaminados pela presença de nuvens são excluídos de forma automática (*cloud-screen*) pelo algoritmo desenvolvido por Smirnov (SMIRNOV et al., 2000), mas tal como no nível 1.0 a calibração final pode não ter ocorrido. Os dados de nível 2.0 (*quality assured*) possuem garantido a calibração do fotômetro anterior e posterior a exposição em campo, além

de ter assegurado a remoção de dados contaminados por nuvens de forma automática (HOLBEN et al., 2006).

### *3.1.1.3 Medidas do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET.*

O Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) foi fundado pelo Decreto 7.672, assinado pelo presidente Nilo Peçanha em 18 de novembro de 1909, inicialmente com o nome de Diretoria de Meteorologia e Astronomia, vinculada ao Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio. Ao longo de sua trajetória, o Instituto passou por diversas denominações até se tornar o Instituto Nacional de Meteorologia, conforme estabelecido pela Lei 8.490, de 19 de novembro de 1992. Atualmente, o INMET é um órgão da administração direta do Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento.

Por meio do monitoramento, análise e previsão do tempo e clima, o INMET conta com o Sistema de Coleta e Distribuição de Dados Meteorológicos. Este sistema abrange a medição de variáveis como temperatura, umidade relativa do ar, direção e velocidade do vento, pressão atmosférica e precipitação. O INMET possui estações de sondagem de ar superior (radiossondas), estações meteorológicas de superfície operadas manualmente e a maior rede de estações automáticas da América do Sul. A rede de estações meteorológicas automáticas utiliza tecnologia de ponta e os dados coletados são disseminados de forma democrática e gratuita, em tempo real, na página <https://portal.inmet.gov.br>.

Utilizamos dados da estação automática A901, localizada em Cuiabá - Mato Grosso (56.06° Oeste, 15.56° Sul, 241.56 metros de elevação), inaugurada em 07/12/2002. A Tabela 2 descreve os parâmetros medidos pela estação meteorológica, que está a 19 km em linha reta do sítio de medidas de aerossóis CUIABÁ-MIRANDA. Os dados são coletados a cada meia hora e estão disponíveis com esse intervalo de medição. Entre os parâmetros listados na Tabela 2, a precipitação (chuva) será o foco deste trabalho. Assim, com os dados de precipitação da rede INMET, o acumulado diário de precipitação (mm/dia) será calculado para compor a base de dados deste estudo.

Tabela 2 - Relação de parâmetros mensurados pela estação meteorológica INMET A901, Cuiabá-MT.

Parâmetro	Sigla	Unidade de Medida
Umidade Relativa <sub>instantânea</sub>	UR	%
Umidade Relativa <sub>máxima</sub>	UR <sub>máx</sub>	%
Umidade Relativa <sub>mínima</sub>	UR <sub>min</sub>	%
Temperatura do ar <sub>instantânea</sub>	T <sub>inst</sub>	°C
Temperatura do ar <sub>máxima</sub>	T <sub>máx</sub>	°C
Temperatura do ar <sub>mínima</sub>	T <sub>min</sub>	°C
Pressão do ar <sub>instantânea</sub>	P <sub>inst</sub>	hPa
Pressão do ar <sub>máxima</sub>	P <sub>máx</sub>	hPa
Pressão do ar <sub>mínima</sub>	P <sub>min</sub>	hPa
Vento <sub>direção</sub>	V <sub>direção</sub>	°
Vento <sub>velocidade</sub>	V <sub>velocidade</sub>	ms <sup>-1</sup>
Vento <sub>rajada</sub>	V <sub>rajada</sub>	
Radiação	R <sub>g</sub>	KJm <sup>-2</sup>
Precipitação	chuva	mm

### 3.2 Métodos

#### 3.2.1 Caracterizar aerossóis e precipitação.

Visamos diagnosticar as condições de aerossol no Cerrado, buscando a média de longo prazo para o período de 2000 a 2020 e comparando as variações sazonais. Para isso, utilizaremos a AOD (Profundidade Óptica de Aerossol) como propriedade ótica para caracterizar os aerossóis na atmosfera regional. As medidas de AOD, aferidas a cada 15 minutos, serão agrupadas em médias diárias para compor a base de dados e permitir a caracterização típica anual dos aerossóis na região.

Com as médias diárias de AOD ao longo de 20 anos, será realizada uma análise estatística, incluindo a aplicação de *boxplots* mensais para obter o ciclo médio mensal e, posteriormente, caracterizar os aerossóis em um ano típico da região. O comprimento de onda de 500 nm será utilizado para o cálculo da AOD, que é fornecido pela AERONET com uma precisão de aproximadamente 0.015.

Além da AOD, a precipitação será caracterizada para obter o ciclo anual por meio de três passos metodológicos. Primeiro, calcularemos o acumulado diário de precipitação (mm/dia) para o período de 2000 a 2020. Em seguida, a partir dos dados diários, determinaremos o acumulado mensal de precipitação (mm/mês). Por fim, utilizando os acumulados mensais, obteremos o ciclo anual de precipitação. Esses passos permitirão uma análise detalhada das variações na precipitação ao longo dos anos.

#### 3.2.2 Avaliar o efeito indireto dos aerossóis (efeito Albrecht) na precipitação.

O desenvolvimento de pesquisas ambientais voltadas para explorar os aerossóis atmosféricos nos distintos e únicos biomas brasileiros ainda é limitado, especialmente quando comparado à profundidade e diversidade desses biomas. Enquanto as pesquisas no bioma Amazônia estão consolidadas e bem desenvolvidas, em outros biomas de importância semelhante, como o Cerrado, o desenvolvimento de estudos aprofundados ainda é escasso. São poucas as pesquisas focadas em aerossóis no Cerrado. Neste contexto, buscamos aplicar a metodologia do trabalho de Coelho (2012) ao Cerrado, pois a caracterização climatológica revelou um comportamento semelhante na profundidade ótica de aerossol em seu ciclo anual médio, com a máxima de AOD registrada no mês de setembro, assim como ocorre no bioma Amazônia.

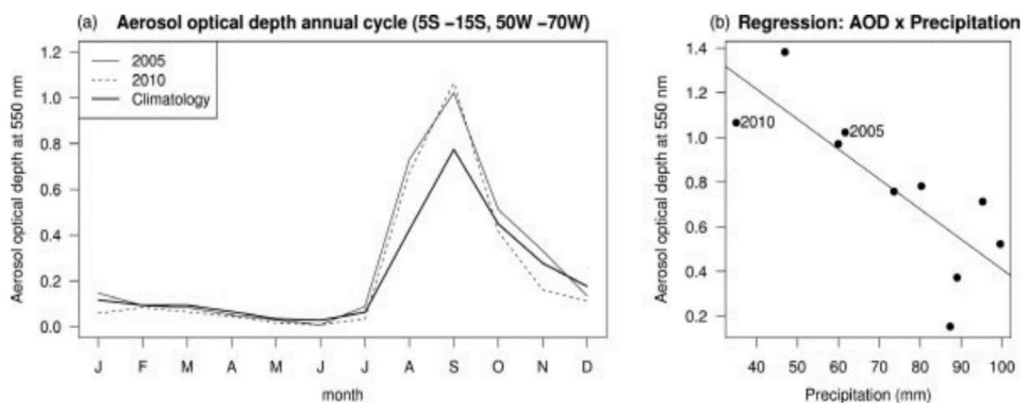
O estudo conduzido no bioma Amazônia investigou as possíveis conexões entre os níveis dos rios em Manaus e a temperatura da superfície do mar em áreas distantes de centros urbanos, como regiões isoladas e remotas. Foram analisadas as condições oceânicas e atmosféricas de grande escala para identificar os mecanismos subjacentes às ocorrências de seca, especialmente durante a estação seca. Observou-se que as secas registradas na Amazônia foram predominantemente resultantes de padrões de circulação atmosférica em larga escala, influenciados por anomalias na temperatura da superfície dos oceanos em regiões tropicais, como o Pacífico equatorial e o Atlântico Norte tropical. O estudo identificou que as condições de seca observadas de julho a setembro nos anos de 1998, 2005 e 2010 impactaram diretamente a disponibilidade de água nos meses de outubro, novembro e dezembro desses anos (COELHO et al., 2012).

De forma secundária, os autores discutiram o possível efeito dos aerossóis na inibição do processo de formação de nuvens e na eficiência da precipitação, como um mecanismo adicional na interação entre aerossóis e nuvens. Eles inferiram que o aumento significativo na AOD contribuiu para os padrões de seca observados em 2005 e 2010 (COELHO et al., 2012). Para avaliar essa hipótese, os autores analisaram a série histórica da AOD (550 nm), medida por sensoriamento remoto pelo instrumento MODIS a bordo do satélite Terra, e da precipitação do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), entre 2001 e 2010.

A Figura 9 apresenta parte dos resultados do estudo conduzido no bioma Amazônia, que analisou a relação entre aerossóis e precipitação. Os autores buscaram identificar os anos em que a média mensal de setembro (o mês com o máximo climatológico de AOD) foi excedida, conforme mostrado na Figura 9 (a). A relação entre precipitação e aerossóis foi ilustrada por um gráfico de dispersão, que correlaciona a média de AOD (550 nm) para setembro com o acumulado total de precipitação para o mesmo mês, ao longo de dez anos, conforme exibido na

Figura 9 (b). Os resultados indicam que os aerossóis resultantes da queima de biomassa contribuíram para os déficits de chuva observados nos eventos de seca de 2005 e 2010 durante essa estação seca (COELHO et al., 2012).

Figura 9 – a) Ciclo anual de profundidade óptica do aerossol (a 550 nm) para a região 5–15 ° S 50–70 ° W inferida a partir do instrumento MODIS a bordo do satélite Terra.



Fonte: COELHO et al., 2012

O estudo conclui com uma avaliação das previsões sazonais de precipitação para as estações secas entre julho e setembro dos anos 1998, 2005 e 2010, geradas pelo sistema de previsão sazonal do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Este sistema demonstrou a capacidade de antecipar situações de seca com até um mês de antecedência nos três eventos analisados. A análise revelou que as conexões entre os aerossóis provenientes da queima de biomassa e o potencial déficit de precipitação oferecem uma habilidade significativa para ajudar tanto as autoridades governamentais quanto a população local na formulação de estratégias para mitigar os efeitos das secas regionais. Quando a AOD média está acima da esperada pela climatologia, pode-se antecipar um atraso ou déficit na precipitação durante o período úmido.

Para alcançar o propósito deste estudo, empregamos a abordagem secundária utilizada em pesquisas anteriores realizadas em florestas tropicais (COELHO et al., 2012), com o objetivo de avaliar a conexão entre aerossóis e precipitação em ambientes de Cerrado. Após determinar a climatologia normal para os aerossóis e a precipitação, examinaremos o impacto dos aerossóis sobre a precipitação, analisando a relação entre a média da AOD e o total mensal de chuva na região de estudo durante o período de máxima de AOD identificado na climatologia.

Através desta metodologia, espera-se compreender e mensurar a relação entre aerossóis e precipitação. Almejamos identificar padrões e tendências nos dados, bem como avaliar a força

e direção da associação entre essas variáveis, utilizando o método estatístico da regressão linear. A regressão linear será aplicada para encontrar a relação entre as variáveis em condições de seca, considerando a precipitação como variável independente e a AOD como variável dependente, com o objetivo de identificar o efeito Albrecht.

O efeito Albrecht propõe que uma atmosfera com maior concentração de aerossóis tende a gerar gotas de chuva menores em vez de gotas maiores, o que afeta a eficiência da precipitação (ALBRECHT, 1989). Isso ocorre porque uma maior quantidade de NC resulta em um elevado número de gotículas de chuva menores. Em contraste, em uma atmosfera com menor presença de aerossóis, há uma quantidade reduzida de NC, resultando na formação de um menor número de gotas, porém de tamanho maior (ALBRECHT, 1989).

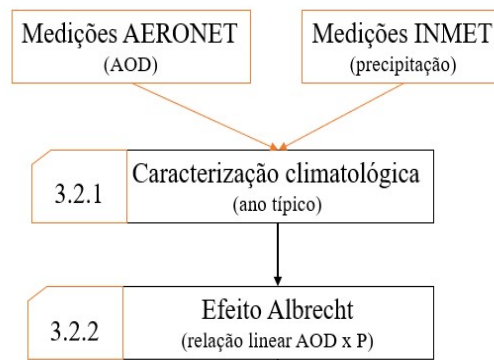
A eficiência da precipitação refere-se à proporção da umidade atmosférica que se transforma em precipitação (chuva ou neve) em relação à quantidade total de umidade disponível (SUI; LI; YANG, 2007). Em outras palavras, é uma medida que avalia quão eficazmente a umidade atmosférica é convertida em chuva ou neve. Esse conceito está relacionado ao processo de condensação do vapor de água presente na atmosfera em gotas de água ou cristais de gelo, que formam as nuvens e, eventualmente, a precipitação.

A eficiência da precipitação é influenciada por diversos fatores, incluindo a quantidade e tipo de aerossóis na atmosfera, a temperatura, a umidade relativa, a presença de NC e os mecanismos de resfriamento que promovem a condensação e a formação de gotículas ou cristais. Uma alta eficiência de precipitação indica que uma grande porção da umidade disponível está sendo transformada em chuva ou neve, enquanto uma baixa eficiência sugere que parte da umidade permanece na atmosfera sem se condensar e precipitar (SUI; SATOH; SUZUKI, 2020).

A discussão do impacto dos aerossóis na precipitação foi iniciada com as projeções de desenvolvimento de nuvens convectivas rasas, como propõe Albrecht no desenvolvimento de nuvens marinhas. Rosenfeld et al. (2008) propuseram a hipótese de “revigoração convectiva” ao avaliarem o impacto dos aerossóis no desenvolvimento de nuvens convectivas profundas (ROSENFELD et al., 2008).

Embora não haja dados específicos sobre o tamanho das gotas de chuva ou o raio efetivo das gotículas de nuvem, e apenas o total volumétrico de água líquida retornada à superfície terrestre esteja disponível, pretendemos explorar a relação entre essa quantidade e a precipitação ao longo do período de seca. O objetivo é entender melhor a força e a direção dessa relação. A Figura 10 apresenta um esboço gráfico dos passos metodológicos adotados neste trabalho.

Figura 10 – Diagrama da metodologia de pesquisa.



Fonte: Autor, 2023.

## 4 RESULTADOS E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Nesta seção, serão apresentados e discutidos os principais resultados. Os dados de profundidade óptica de aerossol (AOD) a 500 nm, da versão 3.0 com qualidade 1.5 da rede AERONET, e os dados de precipitação (mm) da rede INMET foram analisados após a rejeição de *outliers*. Foram considerados *outliers* os valores inferiores a zero, que foram desconsiderados por representar valores errôneos. Entre os anos de 2000 e 2020, estavam disponíveis 69628 medidas de AOD (500 nm), das quais 0.77% foram identificadas como outliers. Assim, as análises deste trabalho foram realizadas com 69090 medidas de AOD (500 nm) e 166541 medidas de precipitação (mm).

O intervalo de vinte anos (2000 – 2020) foi selecionado para a análise dos dados das bases correspondentes. No entanto, as informações de AOD a 500 nm começaram a ser registradas na plataforma de dados a partir de 22 de março de 2001. Assim, não há dados de AOD disponíveis para o ano de 2000 na rede AERONET. Embora o sítio 'CUIABA-MIRANDA' tenha iniciado suas operações em 4 de abril de 1994, o início dos dados de AOD no nível 1.5 está registrado a partir de 2001 ([https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/data\\_display\\_aod\\_v3?site=CUIABA-MIRANDA&nachal=2&level=1](https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/data_display_aod_v3?site=CUIABA-MIRANDA&nachal=2&level=1)).

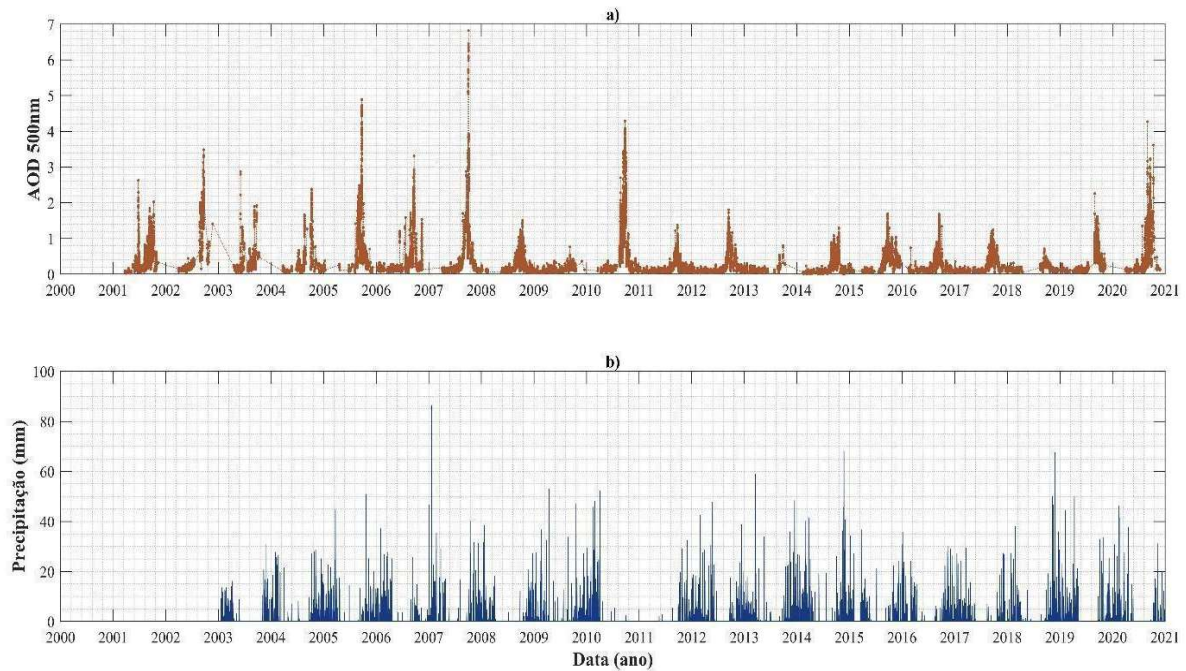
No que diz respeito aos dados de precipitação fornecidos pela rede INMET, o conjunto de dados começa em 21 de dezembro de 2002. No entanto, esses dados não são contínuos, apresentando lacunas até 17 de janeiro de 2003. Após esse ponto, os registros de precipitação tornam-se contínuos por períodos consideráveis. Entre os anos de 2010 e 2011, observam-se dois intervalos significativos de dados ausentes: de 5 de outubro de 2010 a 19 de maio de 2011 e de 22 de agosto de 2011 a 23 de setembro de 2011. Não se sabe o motivo exato para a ausência desses dados nos registros disponibilizados pela base de dados da rede INMET.

Utilizamos médias diárias para AOD (500 nm) e acumulado diário para precipitação (mm) com o objetivo de obter uma representação climatológica dessas variáveis ao longo de um ano típico. A escolha por médias diárias para o AOD (500 nm) e acumulados diários para a precipitação (mm/dia) foi feita para lidar com as flutuações diurnas e noturnas, especialmente considerando que o AOD está fortemente associado à radiação solar na superfície. Além disso, como os períodos de coleta de dados das variáveis são diferentes, calcular uma média diária para a AOD e utilizar acumulados diários para a precipitação ajuda a reduzir essas discrepâncias, resultando em períodos equivalentes e simultâneos para as variáveis.

O comportamento médio diário ao longo do período de estudo, bem como o desvio padrão, estão apresentados na Figura 11. Ao longo da série, os valores médios diários de AOD

(500 nm) variam de 0 a 7, com uma predominância sazonal que mostra mínimos no primeiro semestre e máximos no segundo semestre do ano. A maior média diária de AOD (500 nm) foi registrada em 2007, seguida pelos anos de 2005, 2010 e 2020.

Figura 11 – Série diária de longo prazo no período de 01 de janeiro de 2003 a 31 de dezembro de 2020. a) Média diária e desvio padrão de profundidade óptica de aerossol medidos em 500 nm – AOD (500 nm); b) acumulado diário de precipitação.



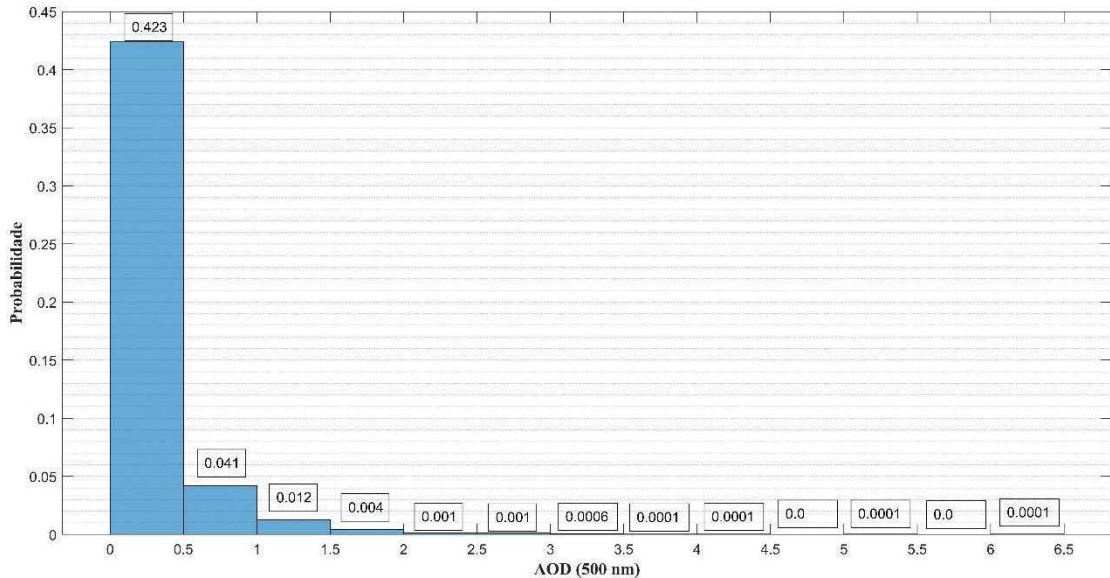
Fonte: Autor, 2023.

As medidas da AERONET estão disponíveis desde o início da operação do fotômetro, em 2001, mas as medidas de precipitação pela rede INMET só começaram a ser registradas a partir de 2003. Portanto, os principais resultados discutidos neste trabalho referem-se à equivalência temporal da operação conjunta dessas redes na área de estudo, como exibido na Figura 11.

Os histogramas de frequência de probabilidade para os valores médios diários de AOD (500 nm) e para os valores acumulados diários de precipitação (mm) são apresentados nas Figuras 12 e 13, respectivamente. A maior probabilidade de ocorrência das médias diárias de AOD (500 nm) ao longo do período de análise está entre 0 e 0.5, com uma probabilidade de 0.423. Este intervalo é típico de áreas remotas, onde a carga de aerossóis na atmosfera é baixa devido ao impacto mínimo das atividades humanas e antropogênicas. Em contraste, o intervalo de 0.5 a 1.0 tem uma probabilidade de ocorrência de 0.041 e sugere uma atmosfera com uma carga mais elevada de aerossóis. Valores mais próximos de 1.0 indicam uma maior presença de

aerossóis, possivelmente oriundos da queima de biomassa ou de eventos de queima nas proximidades do local de medição (SEINFELD; PANDIS, 2006; HOLBEN et al., 2001).

Figura 12 – Frequência de probabilidade de valores da média diária de profundidade óptica de aerossol - AOD (500 nm).

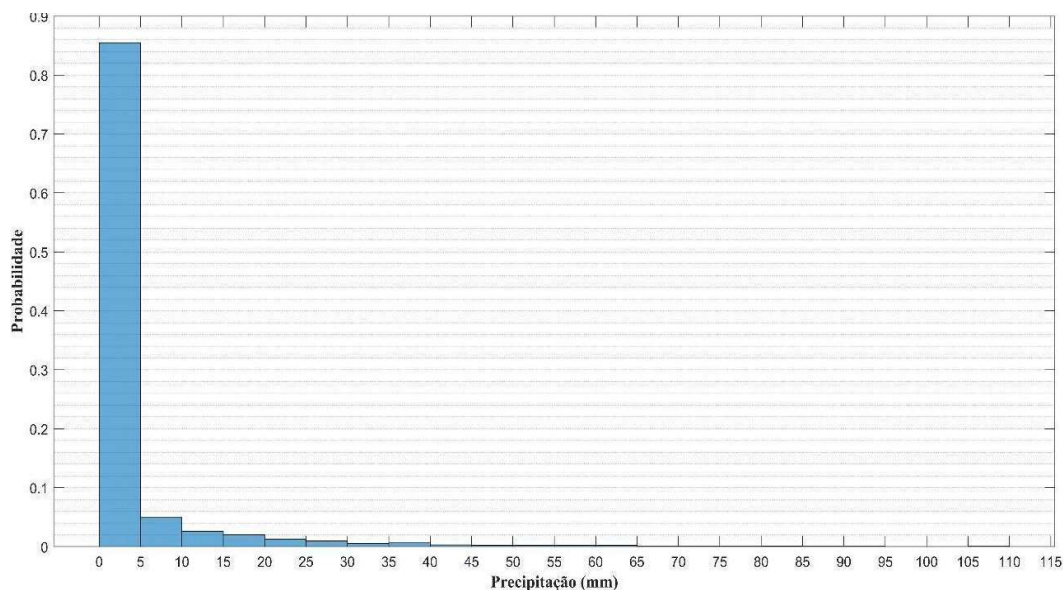


Fonte: Autor, 2023.

A análise da Figura 12 indica que a ocorrência mais frequente está associada a medições típicas de regiões remotas, com AOD (500 nm) variando entre 0 e 0.5, onde a probabilidade de baixa carga de aerossóis na atmosfera é de 0.423. Entretanto, as medições de AOD (500 nm) no intervalo de 0.5 a 1.0 também demonstram uma ocorrência considerável de queimadas ou transporte de aerossóis, representando a segunda maior probabilidade, com 0.041. Esse padrão sugere uma variação na composição atmosférica local, influenciada principalmente pelo transporte sazonal de aerossóis originados da queima de biomassa (ARTAXO et al., 2006; ECK et al., 1999; HOLBEN et al., 1998; PAIXÃO, 2011).

O intervalo de maior probabilidade é característico de regiões remotas, onde a carga de aerossóis na atmosfera é baixa. No entanto, ocorrências de valores superiores a 0.5 até 1.0 indicam a influência de aerossóis provenientes da queima de biomassa (HOLBEN et al., 2001; PAIXÃO, 2011; SEINFELD; PANDIS, 2006; SMIRNOV et al., 2002).

Figura 13 – Frequência de probabilidade de valores do acumulado diário de precipitação (mm) a longo prazo.



Fonte: Autor, 2023.

As probabilidades de ocorrência, tanto da precipitação quanto do AOD, refletem o padrão característico das medições, oferecendo uma representação do que pode ser antecipado em relação a essas variáveis na região em estudo. Isso proporciona uma compreensão mais clara e abrangente do comportamento das variáveis ao longo do tempo. A ocorrência do acumulado diário de precipitação entre 0 e 5 mm é a mais esperada a longo prazo, com uma probabilidade de 0.85 e um total de 5622 observações. Para o intervalo de volume de precipitação diária entre 5 e 10 mm, houve 324 medidas, conforme apresentado na Figura 13. A Tabela 3 exibe os intervalos de ocorrência do volume diário de precipitação com suas respectivas probabilidades e a quantidade de observações em cada intervalo.

Tabela 3 - Intervalo de ocorrência do acumulado diário de precipitação (mm) e respectivas probabilidades e número de observações.

<b>Acumulado diário (mm)</b>	<b>Probabilidade</b>	<b>Observações (N)</b>
[0.0 – 5.0]	0.855	5622
[5.0 – 10]	0.049	324
[10 – 15]	0.025	169
[15 – 20]	0.020	132
[20 – 25]	0.012	82

[25 – 30]	0.009	64
[30 – 35]	0.005	37
[35 – 40]	0.006	41
[40 – 45]	0.0031	21
[45 – 50]	0.0024	16
[50 – 55]	0.0022	15
[55 – 60]	0.0024	16
[60 – 65]	0.0022	15
[65 – 70]	0.0004	3
[70 – 75]	0.0004	3
[75 – 80]	0.0003	2
[80 – 85]	0.0006	4
[85 – 90]	0.0003	2
[90 – 95]	0.0004	3
[95 – 100]	0.0001	1
[100 – 105]	0.0001	1
[105 – 110]	0.0003	3

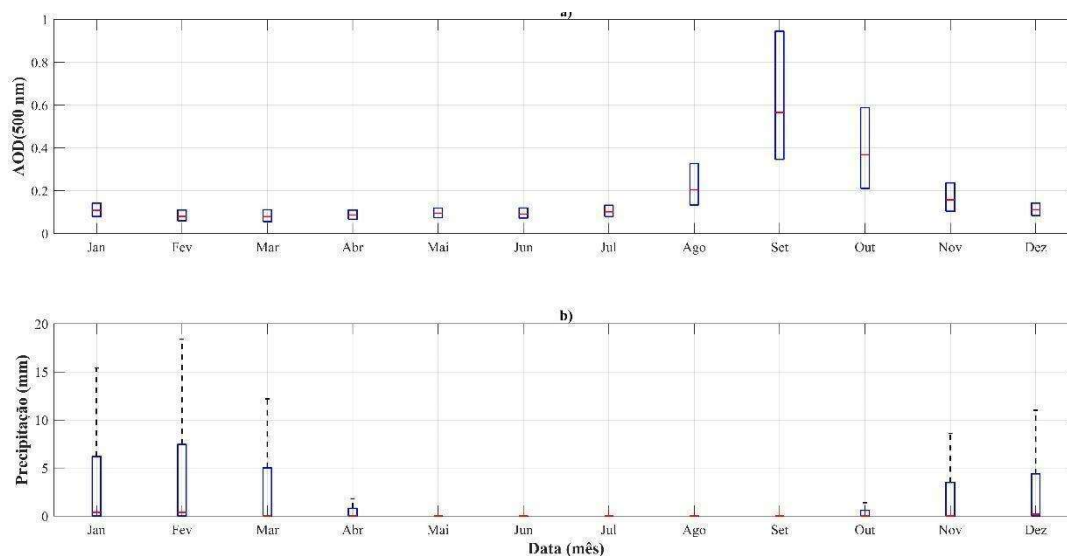
---

#### 4.1 Caracterização

O *boxplot* da Figura 14 apresenta o ciclo médio mensal de aerossóis e de precipitação, revelando um comportamento sazonal característico. Devido à proximidade do instrumento de medição com áreas de queimadas e à influência do transporte de aerossóis gerados por essas queimadas, observa-se que o período de seca coincide com um aumento da AOD (500 nm). Em agosto, a média da AOD (500 nm) é de  $0.3049 \pm 0.5984$ , elevando-se para  $0.7495 \pm 0.5931$  em setembro. Para os meses de outubro, novembro e dezembro, as médias são de  $0.5005 \pm 0.1407$ ,  $0.1920 \pm 0.0726$  e  $0.1291 \pm 0.0410$ , respectivamente.

Nesse contexto, a atmosfera e o solo secos intensificam a frequência de incêndios florestais, resultando na liberação de produtos que ficam suspensos na atmosfera e são transportados por correntes de ar para outras regiões. Esses eventos refletem a grande variabilidade nas médias mensais para agosto e setembro. Os principais parâmetros da estatística descritiva foram calculados mensalmente com o objetivo de entender e resumir o conjunto de dados, e estão dispostos na Tabela 4.

Figura 14 – Ciclo anual; a) Profundidade ótica de aerossol em 500 nm - AOD (500 nm); b) Precipitação (mm).



Fonte: Autor, 2023.

Neste estudo, no contexto dos aerossóis, o desvio padrão nos dados mensais reflete as flutuações nas emissões e no transporte atmosférico dos aerossóis. Embora, na estatística descritiva, o desvio padrão seja comumente empregado para avaliar a magnitude da incerteza relacionada aos valores do conjunto de dados em relação à média, aqui ele é utilizado para destacar as variações nas fontes e no movimento dos aerossóis na atmosfera.

Em um ano típico, como o apresentado na Figura 14 a), a AOD (500 nm) se mantém abaixo de 0.2 de janeiro a julho, elevando-se em agosto e atingindo sua maior amplitude em setembro. Em outubro e novembro, os valores diminuem em comparação aos registrados em setembro, restabelecendo-se abaixo de 0.2 em dezembro. À medida que a estação transita para o período úmido, a precipitação torna-se predominante, contribuindo para a limpeza dos aerossóis na atmosfera por meio do processo de deposição úmida. A média mensal e o desvio padrão da AOD (500 nm) são de  $0.1146 \pm 0.0410$  em janeiro,  $0.0881 \pm 0.0356$  em fevereiro,  $0.0850 \pm 0.0396$  em março,  $0.0935 \pm 0.0372$  em abril,  $0.0988 \pm 0.1004$  em maio,  $0.1083 \pm 0.0689$  em junho e  $0.1171 \pm 0.3085$  em julho. Esses dados indicam uma atmosfera com carga de aerossol reduzida durante os meses do período chuvoso. Esse fenômeno é coerente com os padrões sazonais de alterações nas características atmosféricas, nos quais as variações climáticas afetam diretamente a concentração e a distribuição de aerossóis na região em estudo (PALÁCIOS; SALLO; NOGUEIRA, 2015; MORAIS et al., 2022).

No ciclo médio anual da precipitação (em mm), apresentado na seção b) da Figura 14, são perceptíveis dois períodos característicos: um com incidência e relativa amplitude de

precipitação, e outro com longa ausência de ocorrência. O período com incidência de precipitação será considerado o período chuvoso, compreendendo os meses de janeiro, fevereiro, março, abril, novembro e dezembro. Por outro lado, chamaremos de período seco o intervalo em que a ocorrência de precipitação se aproxima de zero, que inclui os meses de maio, junho, julho, agosto, setembro e outubro (Tabela 4).

Tabela 4 - Descrição estatística do ciclo anual de aerossóis e precipitação.

Mês	AOD (500 nm)			Precipitação (mm)		
	Média	Desvio padrão	Variância	Média	Desvio padrão	Variância
Jan	0.1146	0.0410	0.0026	5.6813	11.9864	143.6740
Fev	0.0881	0.0356	0.0016	6.5705	13.0393	170.0258
Mar	0.0850	0.0396	0.0012	5.2759	11.6377	135.4382
Abr	0.0935	0.0372	0.0015	3.1277	9.1028	82.8623
Mai	0.0988	0.1004	0.0013	1.3075	6.5792	43.2865
Jun	0.1083	0.0689	0.0100	0.4033	2.9484	8.6936
Jul	0.1171	0.3085	0.0047	0.3351	2.6062	6.7925
Ago	0.3049	0.5984	0.0951	0.4207	3.6836	13.569
Set	0.7495	0.5931	0.3581	0.9111	4.41344	19.4785
Out	0.5005	0.1407	0.3518	3.2641	10.0066	100.1332
Nov	0.1920	0.0726	0.0198	5.3885	12.7655	162.9589
Dez	0.1291	0.0410	0.0052	5.2344	11.2057	125.5680

#### 4.1.1 Variação interanual

O ciclo anual de aerossóis e de precipitação foi obtido por meio da estatística descritiva mensal (Tabela 4), juntamente com o *boxplot* mensal (Figura 14), que apresenta a média diária de AOD (500 nm) e o acumulado diário de precipitação (mm). Com base nessa caracterização, é possível estabelecer comparações com as ocorrências dinâmicas de cada ano. As Figuras 15,

16 e 17 buscam apresentar o comportamento médio anual dos anos analisados. O padrão do ciclo anual, tanto para a AOD (500 nm) quanto para a precipitação (mm/mês), é caracterizado por uma variação sazonal distinta entre os períodos de seca e de chuva. Durante o período seco, observamos valores máximos e grande amplitude de AOD (500 nm), enquanto o comportamento da precipitação (mm) é inverso nesse período, apresentando variações e valores mínimos, especialmente nos meses de junho e julho.

Durante o período seco, especialmente nos meses de agosto, setembro e outubro, a atmosfera apresenta uma alta carga de aerossóis, com a AOD (500 nm) atingindo valores próximos ou superiores a 1.0. Na parte visível do espectro eletromagnético, quando a profundidade óptica dos aerossóis se aproxima de 1.0, isso indica a presença de plumas de incêndios florestais, sugerindo que o equipamento está localizado próximo a fontes intensas de emissões de partículas (SEINFELD; PANDIS, 2006).

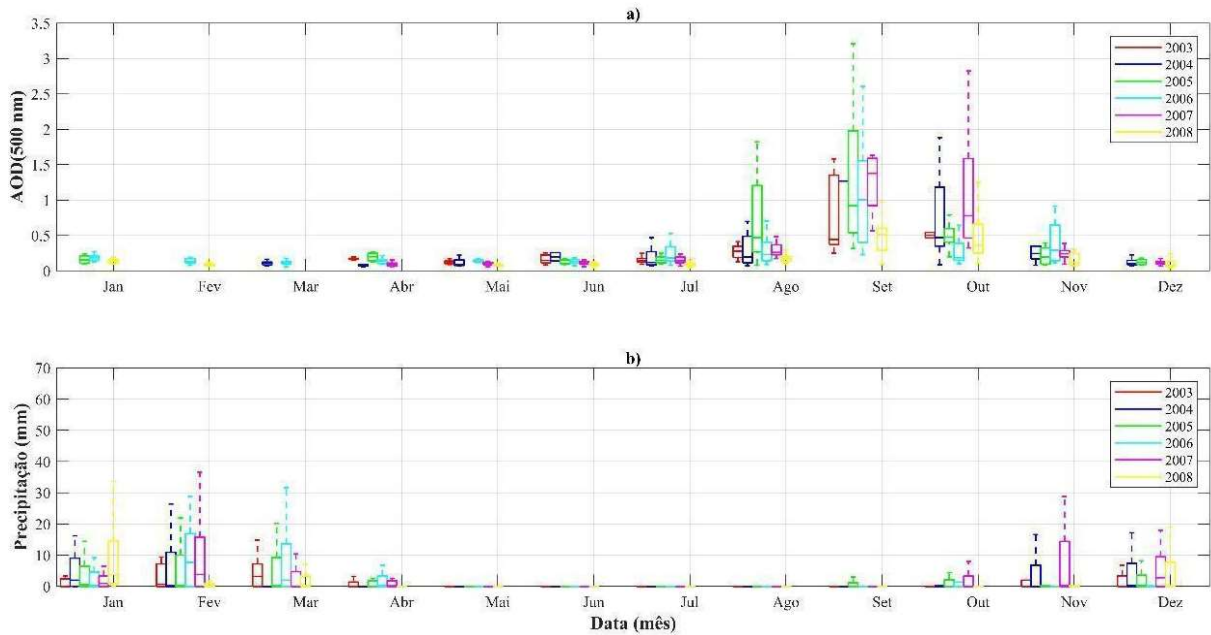
No intervalo de 2003 a 2008 (Figura 15 a), a maior média diária de AOD (500 nm) durante o período seco foi registrada em agosto de 2005, com um valor de 1.82, e em setembro do mesmo ano, atingindo 4.43. Em outubro, a maior média diária foi observada em 2007, com AOD (500 nm) de 6.2. Ao analisar o intervalo de 2009 a 2014 (Figura 16 a), notamos que a média diária de AOD (500 nm) atingiu valores máximos principalmente em 2010, com registros de 1.56 em agosto, 3.63 em setembro e 1.93 em outubro. Entre 2015 e 2020 (Figura 17 a), a carga máxima de aerossóis durante agosto foi registrada em 2019, com um valor de 0.89, enquanto setembro e outubro de 2020 apresentaram as maiores médias diárias, com AOD (500 nm) de 2.79 e 2.95, respectivamente.

Durante o período chuvoso, a quantidade de aerossóis na coluna atmosférica sobre o Cerrado varia predominantemente entre 0 e 0.5. De janeiro a abril, ao longo dos anos de 2003 a 2020, essa relação se estabelece em torno de 0.1 a 0.2, valores que são semelhantes aos monitorados em áreas remotas e intocadas, que possuem baixa carga de aerossóis na atmosfera, como é o caso das regiões oceânicas e grandes florestas, onde a AOD é aproximadamente 0.05 (SEINFELD; PANDIS, 2006). No entanto, mesmo nessas regiões, ocorrem eventos que elevam os valores de AOD, como a poluição atmosférica resultante do transporte de aerossóis a longa distância (PALÁCIOS; SALLO; NOGUEIRA, 2015; MORAIS et al., 2022).

Em novembro e dezembro de 2006 (Figura 15 a)) e 2015 (Figura 17 a)), observamos um aumento na carga de aerossóis em relação ao esperado para o período chuvoso. Em novembro de 2006, a média diária de AOD (500 nm) atingiu uma máxima de 0.91, enquanto em novembro de 2015, o valor máximo foi de 0.87, e em dezembro, 0.40, indicando o transporte de aerossóis provenientes de incêndios florestais durante o período chuvoso. Em contrapartida,

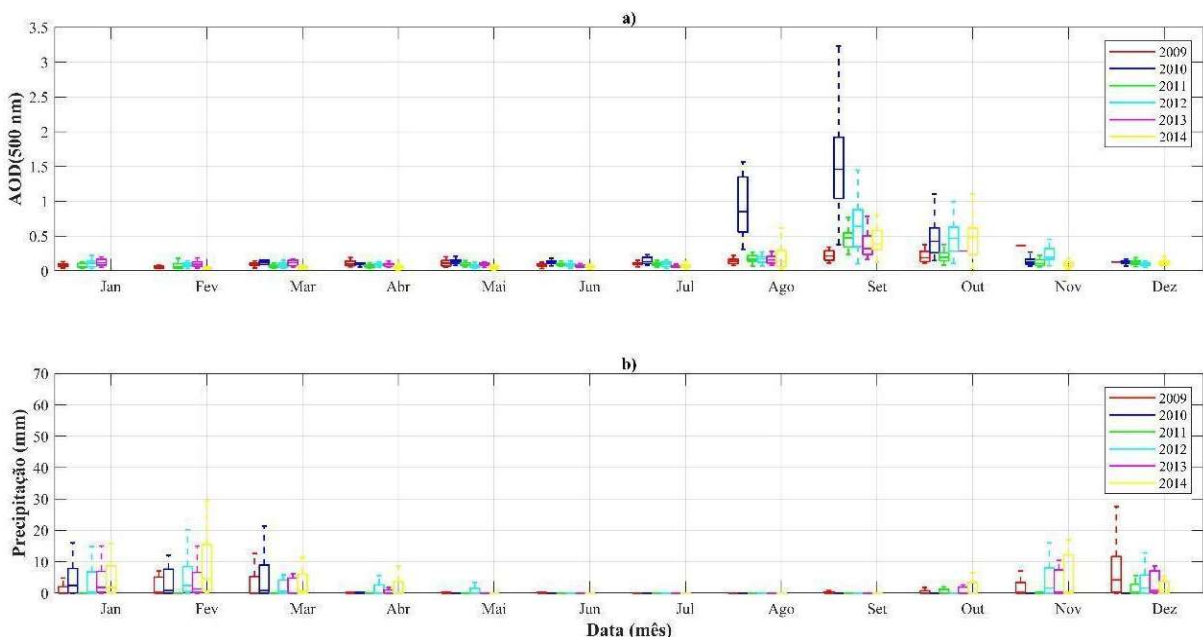
a precipitação (mm) (Figura 15 b)) apresentou um comportamento inferior em relação a outros anos. O máximo acumulado diário em novembro e dezembro de 2006 foi de 9 mm e 8.8 mm, respectivamente; já em 2015, os máximos acumulados diários foram de 53.6 mm e 43.8 mm em novembro e dezembro (Figura 17 b)).

Figura 15 – Intervalo 2003 – 2008. a) Profundidade óptica de aerossol em 500 nm. b) Precipitação em milímetros (mm).



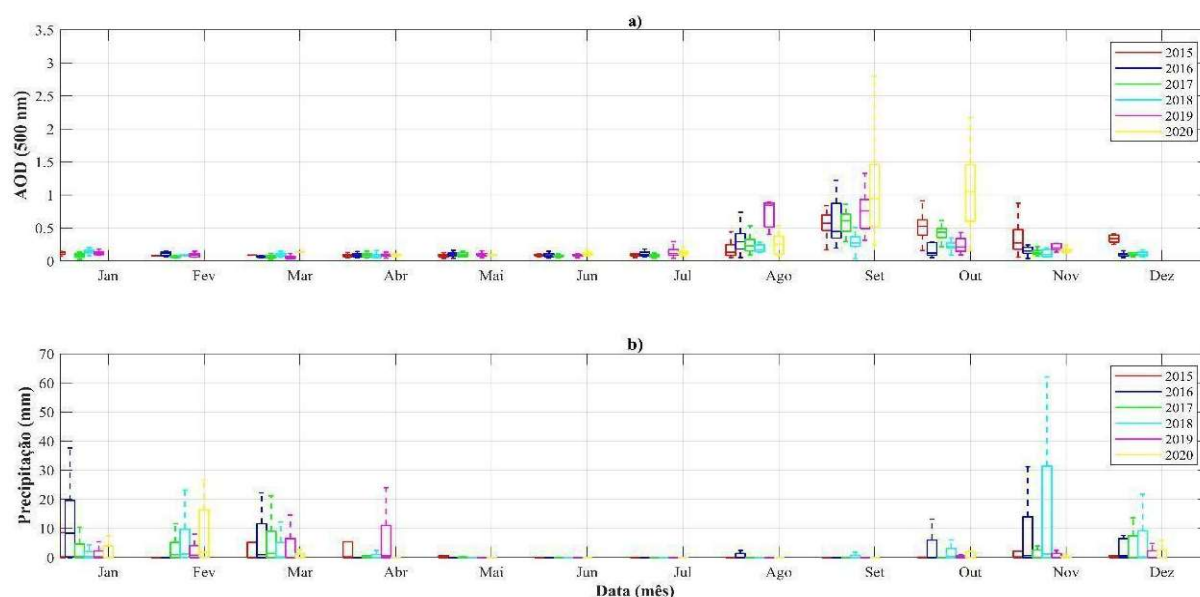
Fonte: Autor, 2023.

Figura 16 – Intervalo 2009 – 2014. a) Profundidade óptica de aerossol em 500 nm. b) Precipitação em milímetros (mm).



Fonte: Autor, 2023.

Figura 17 – Intervalo 2015 – 2020. a) Profundidade óptica de aerossol em 500 nm. b) Precipitação em milímetros (mm).



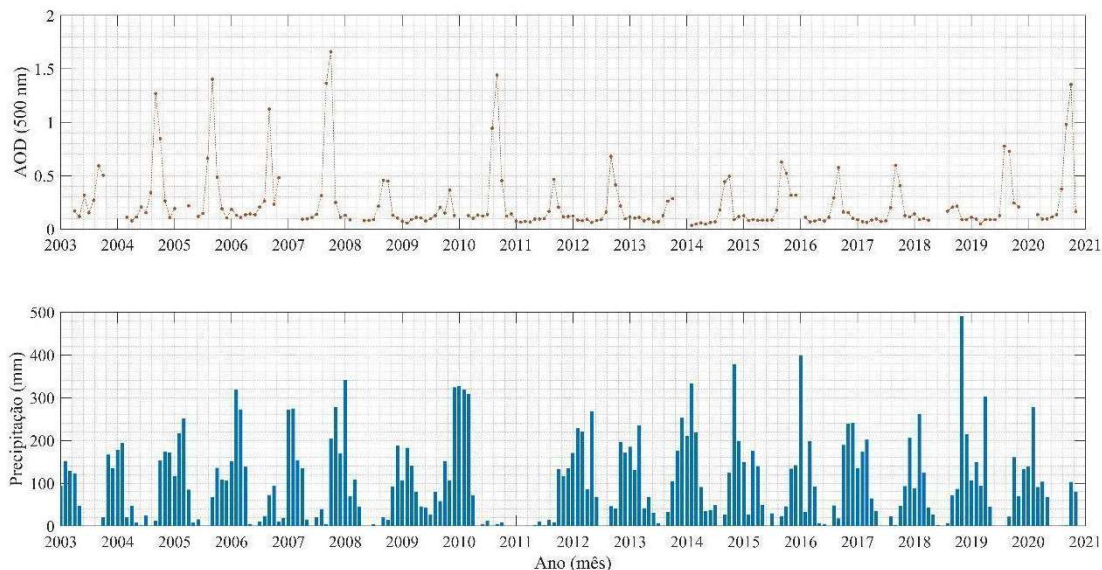
Fonte: Autor, 2023.

## 4.2 Efeito Albrecht

De acordo com a teoria convencional sobre os efeitos indiretos dos aerossóis, a concentração de aerossóis apresenta uma correlação negativa com o raio efetivo das nuvens (o primeiro efeito indireto), enquanto o raio efetivo das nuvens é positivamente correlacionado com a precipitação (o segundo efeito indireto) (CHENG et al., 2017). O raio efetivo da nuvem refere-se à distância média entre o centro de uma partícula de NC e sua borda, funcionando como uma medida do tamanho das partículas de nuvem, com valores maiores indicando partículas de tamanho superior.

Neste estudo, as medições do raio efetivo das nuvens não serão abordadas diretamente devido à sua ausência no local de estudo. No entanto, para fins de discussão, esse parâmetro será utilizado na análise da relação entre aerossóis e precipitação. Buscamos apresentar as relações existentes entre aerossóis e precipitação no período investigado; assim, a Figura 18 apresenta a média mensal das medidas de aerossol, bem como o acumulado mensal de precipitação em milímetros (mm).

Figura 18 – Gráfico Comparativo Precipitação acumulada (mm). Linhas climatológicas: 1931 - 1960 em vermelho; 1961 - 1990 em verde; 1981 - 2010 em azul.

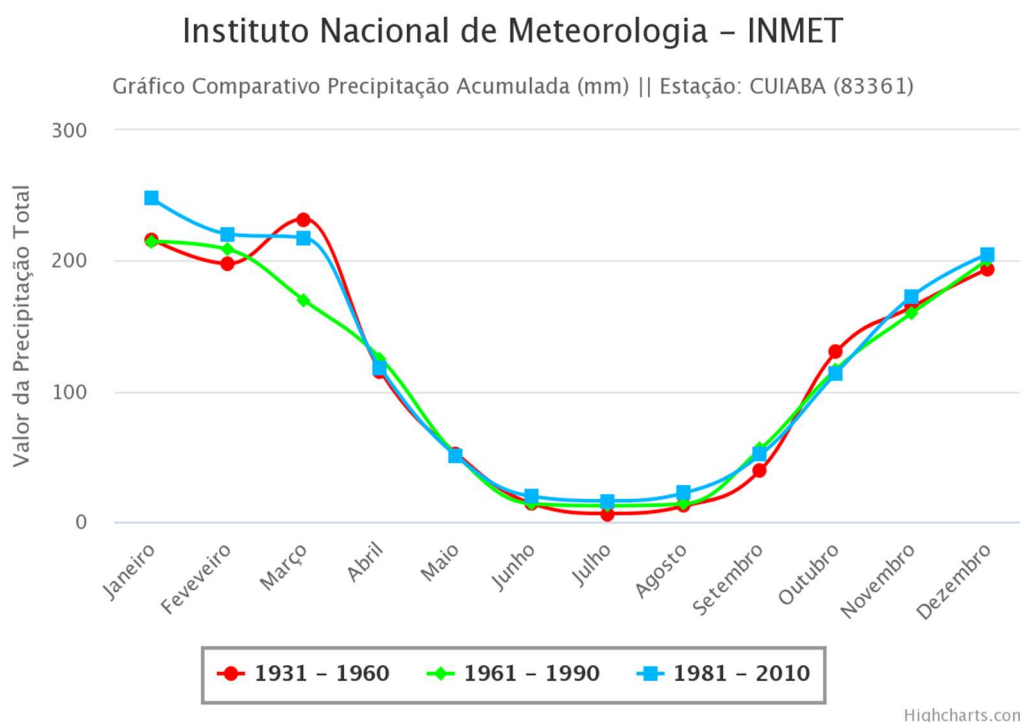


Fonte: Autor, 2023

A caracterização anual foi apresentada na seção 4.1, com uma descrição estatística na Tabela 4. Para efeito comparativo do AOD (500 nm), discutimos a média mensal apresentada na Tabela 4 em relação ao que é encontrado na Figura 18. Em relação à precipitação, buscamos um contraste entre o acumulado mensal disposto na Figura 19 e o total mensal climatológico (1981 – 2010) de precipitação acumulada (mm) registrada em uma estação convencional, cujos valores e gráficos estão disponíveis na rede INMET.

Observamos que, entre janeiro de 2003 e dezembro de 2020, as maiores médias mensais de AOD (500 nm) foram registradas durante o período seco. A maior média encontrada de AOD (500 nm) foi de 1.661 em outubro de 2007, o que representa 232% acima da média geral do mês de outubro (Tabela 4). Para o mês de setembro, a média mensal de AOD (500 nm) é de 0.7495, mas em setembro de 2010 esse valor esteve 92% acima, atingindo 1.442. Nos anos de 2005 e 2007, as médias mensais de AOD (500 nm) para setembro foram de 1.402 e 1.364, respectivamente, o que corresponde a 87% e 82% acima da média geral. Em outubro de 2020, a média mensal de AOD (500 nm) foi de 1.353, representando 170% superior à média geral para outubro, que é de 0.5005.

Figura 19 – Série de médias mensais de AOD (500 nm) e acumulado mensal de precipitação (mm), 2003 – 2020.



Fonte: <https://clima.inmet.gov.br/GraficosClimatologicos/DF/83377>.

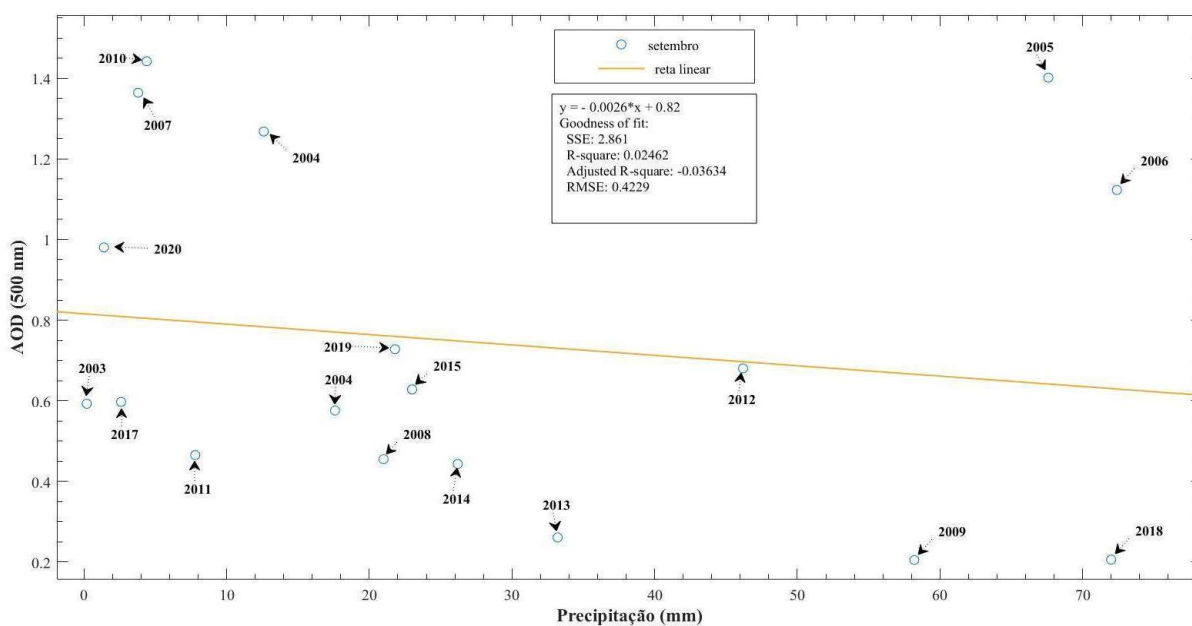
Os valores encontrados para a profundidade óptica de aerossol em 500 nm são elevados em comparação com a climatologia de longo prazo. Esse aumento é indicativo de práticas antrópicas, como as emissões de aerossóis provenientes de incêndios florestais, especialmente durante o período seco.

Nessas condições de máxima de AOD (500 nm), o acumulado mensal de precipitação em outubro de 2007 foi de 204.6 mm, representando um aumento de 79% em relação à média climatológica para o mês. Para setembro, a climatologia indica um total mensal de precipitação de 5.3 mm. No entanto, ao comparar com os dados de 2010, 2005 e 2007, observou-se que os acumulados foram de 4.4 mm, 67.6 mm e 3.8 mm, respectivamente. Isso resulta em um déficit de 92% em 2010 e de 93% em 2007, enquanto 2005 apresentou um acumulado 32% acima da climatologia. Para outubro, a expectativa climatológica é de 114 mm, e em 2020 foi registrado um acumulado de 103.2 mm, resultando em um déficit de 9% em relação à média de 1981 a 2010 (Figura 19).

Conforme exposto na seção de métodos, o efeito indireto dos aerossóis pode ser avaliado pelo impacto secundário na precipitação, analisando a relação entre a média mensal de AOD (500 nm) e o acumulado mensal de precipitação (mm). A Figura 20 apresenta o modelo de

dispersão entre essas variáveis durante o mês de maior concentração de aerossóis na atmosfera regional, setembro. Observa-se uma correlação negativa entre a média mensal de AOD (500 nm) e o acumulado mensal de precipitação (mm) nesse mês, conforme ilustrado na Figura 20.

Figura 20 – Gráfico de dispersão entre a média de AOD (500 nm) e o acumulado de precipitação (mm) em setembro, para cada ano pesquisado.



Fonte: Autor, 2023.

Ressaltamos que os efeitos indiretos dos aerossóis atmosféricos sobre a precipitação são promovidos por processos físicos e dinâmicos que envolvem a interação entre aerossóis, formação de nuvens e precipitação. Assim, conforme evidenciado na Figura 20, à medida que a quantidade de aerossóis na atmosfera aumenta, observamos reduções significativas no acumulado de precipitação. O impacto dos aerossóis sobre a precipitação na área de estudo foi notável nos anos de 2004, 2005, 2006, 2007, 2010 e 2020, em que o aumento da variável AOD (500 nm) foi acompanhado por uma diminuição na precipitação (mm).

Os aerossóis gerados pela queima de biomassa atuam como núcleos de condensação de nuvens, que, por meio do processo de coalescência, crescem na atmosfera e formam gotículas de nuvem (LIN et al., 2006). No entanto, mesmo em condições de saturação atmosférica, um excesso de núcleos de condensação pode suprimir a precipitação. Isso ocorre porque as gotículas de nuvem formadas em uma atmosfera densa e carregada de aerossóis competem pela disponibilidade de moléculas de água. Assim, as gotas geradas sob alta carga de aerossóis, como no máximo registrado de AOD (500 nm), tendem a ser menores e mais leves do que o necessário para resultar em precipitação. Portanto, em condições poluídas, as nuvens formam gotas de

tamanho reduzido (quando comparadas às condições de uma atmosfera limpa), resultando na ausência de precipitação (KOREN et al., 2004). A observação direta desse efeito não será possível neste trabalho, pois não dispomos de um conjunto de dados relacionado ao tamanho das gotículas de nuvens. Dessa forma, fundamentamos nossa interpretação dos resultados obtidos nesse efeito por meio de uma análise discursiva secundária.

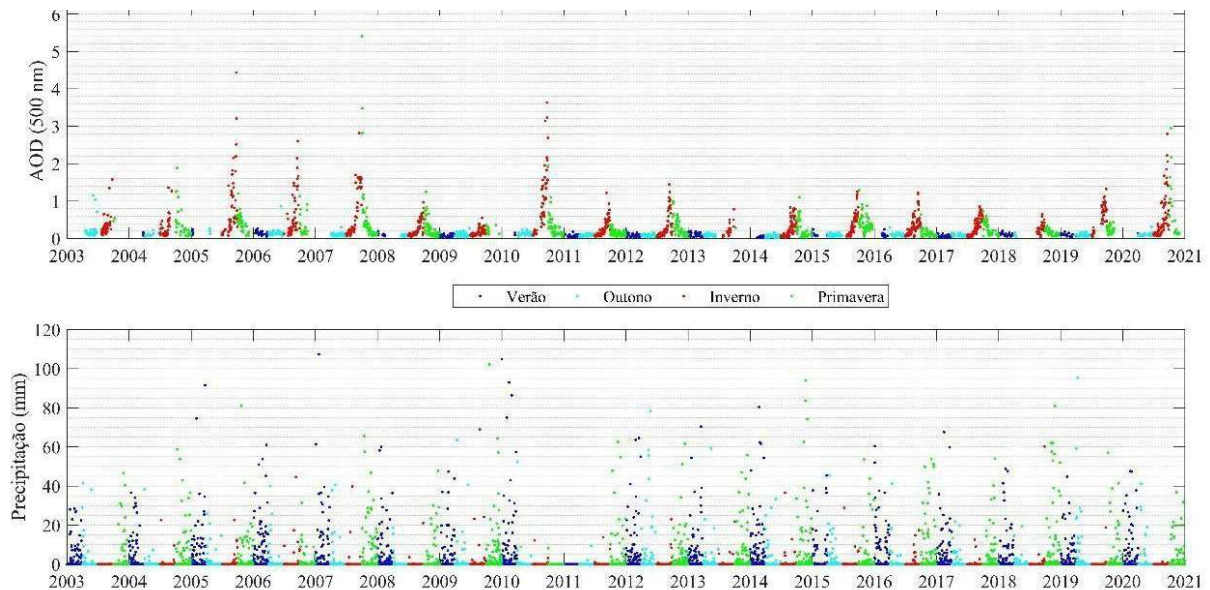
Em ambientes com alta concentração de núcleos de condensação de nuvens (ambientes sujos), as gotículas de nuvem tendem a ser menores e mais uniformemente distribuídas. Em contrapartida, em ambientes com baixa concentração de aerossóis (ambientes limpos), as gotículas são maiores e mais amplamente distribuídas (ROSENFELD e LENSKEY, 1998; ROSENFELD, 1999; ROSENFELD, 2000; ROSENFELD et al., 2001; ROSENFELD e WOODLEY, 2000; ANDREAE et al., 2004; YUAN et al., 2008). O processo de chuva quente é suprimido em ambientes poluídos devido à menor eficiência na coalescência das gotículas.

Em contraste, em ambientes limpos, esse processo é aprimorado pela maior eficiência da coalescência (ALBRECHT, 1989; ROSENFELD, 1999; ROSENFELD, 2000; ROSENFELD e WOODLEY, 2000; ROSENFELD e ULBRICH, 2003; ANDREAE et al., 2004; LIN et al., 2006; GIVATI e ROSENFELD, 2004; LI et al., 2011a). Essas observações destacam a influência significativa que os aerossóis podem ter na microfísica das nuvens, nos processos de precipitação e na dinâmica dos sistemas de nuvens. Compreender essas diferenças é crucial para aprimorar modelos climáticos e prever com maior precisão o impacto dos aerossóis no clima e no ciclo hidrológico.

### **4.3 Aerossóis e a dinâmica temporal da precipitação**

Buscamos nesta seção analisar as ocorrências de precipitação e suas possíveis relações com os aerossóis, considerando a dinâmica temporal em distintos períodos. Os períodos selecionados correspondem às estações do ano: verão (janeiro, fevereiro e março), outono (abril, maio e junho), inverno (julho, agosto e setembro) e primavera (outubro, novembro e dezembro). Na primeira análise, organizamos a série temporal das variáveis AOD (500 nm) e precipitação (mm), destacando as estações do ano. Na Figura 21, essa categorização é clara: os pontos em azul escuro representam os dados do verão, os pontos em azul claro (ciano) correspondem ao outono, enquanto os dados das estações de inverno e primavera são indicados pelos pontos vermelhos e verdes, respectivamente

Figura 21 – Série de longo prazo de AOD (500 nm) e precipitação (mm), com ênfase na estação do ano.



Fonte: Autor, 2023.

O período chuvoso ocorre durante a primavera e o verão, apresentando registros de precipitação máxima, o que contrasta com o comportamento da AOD (500 nm). A AOD (500 nm) registra seus picos no inverno, seguido por diminuições na primavera e estabilização no verão e no outono. Esse padrão contrastante entre as variáveis AOD (500 nm) e precipitação (mm) ressalta a influência potencial dos aerossóis na variação sazonal da precipitação na região estudada. Os aerossóis, compostos por finas partículas sólidas ou líquidas suspensas na atmosfera, podem impactar o clima local ao interagir com a radiação solar, alterando a microfísica das nuvens e influenciando os padrões de circulação atmosférica (SAROJINI et al., 2016).

Durante a primavera e o verão, observa-se um aumento na precipitação; no entanto, a alta concentração de aerossóis pode dificultar a coalescência das gotículas de nuvens, atrasando a formação de gotas de chuva maiores e reduzindo a eficiência do processo de precipitação. Além disso, o aumento da estabilidade atmosférica associado aos aerossóis pode suprimir as atividades convectivas ao longo da primavera, resultando em uma diminuição da precipitação, especialmente no verão, quando as chuvas se tornam constantes na região estudada (RISSER, Mark D. et al., 2024).

No inverno, os altos níveis de AOD (500 nm) contribuem para o aumento dos núcleos de condensação de nuvens (NC), o que, teoricamente, poderia intensificar a formação de nuvens (LI, Zhanqing et al., 2011). No entanto, as condições meteorológicas de baixa umidade relativa

durante essa estação resultam em uma taxa de precipitação insignificante, o que mantém elevados níveis de AOD (500 nm) devido à falta de deposição úmida e às substanciais emissões de aerossóis antropogênicos observadas.

A diminuição subsequente da AOD (500 nm) durante a primavera pode indicar uma alteração nas concentrações de aerossóis, potencialmente afetando a nucleação, o crescimento das nuvens e a precipitação. A estabilidade da AOD (500 nm) no verão e no outono sugere que outros fatores, como temperatura, umidade e padrões atmosféricos em grande escala, tornam-se influências mais significativas na variabilidade da precipitação durante essas estações.

Em resumo, a complexa interação entre os aerossóis e os padrões sazonais de precipitação na área de estudo ressalta a necessidade de pesquisas aprofundadas para desvendar os mecanismos intrincados que regem essas relações e suas implicações para o sistema climático regional.

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Concluimos que o aumento significativo de aerossóis na atmosfera de uma região do Cerrado em Mato Grosso, ultrapassando a média mensal climatológica, impacta substancialmente o volume mensal de precipitação. Esse efeito é evidenciado pelo efeito Albrecht, que se caracteriza pelo aumento dos núcleos de condensação, resultando em uma maior quantidade de pequenas gotas de nuvem. Esse fenômeno foi observado nos anos de 2004, 2005, 2006, 2007, 2010 e 2020.

A análise realizada demonstra que a interação entre aerossóis e precipitação exibe um padrão sazonal significativo na região do Cerrado estudada. Nos períodos de primavera e verão, observa-se maior precipitação, enquanto o inverno registra níveis elevados de AOD (500 nm). A relação inversa entre AOD (500 nm) e precipitação sugere que os aerossóis desempenham um papel crucial na modulação da formação de nuvens e da precipitação na região em questão. Durante o inverno, os altos níveis de aerossóis dificultam a coalescência das gotículas de nuvem, atrasando a formação de gotas de chuva maiores e reduzindo a eficiência da precipitação.

A estabilidade da AOD (500 nm) durante o verão e outono sugere que fatores meteorológicos adicionais, como temperatura e padrões atmosféricos de grande escala, podem ser mais determinantes para a variabilidade da precipitação nessas estações. A complexa interação entre aerossóis e padrões de precipitação sazonais destaca a necessidade de investigações mais aprofundadas para compreender os mecanismos subjacentes e suas implicações no clima regional. Essa compreensão é vital para melhorar as previsões climáticas e desenvolver estratégias de mitigação e adaptação às mudanças climáticas. Para avançar na compreensão das interações entre aerossóis atmosféricos e precipitação, é fundamental realizar uma série de investigações abrangentes que complementem esta análise de longo prazo de AOD e precipitação.

O estudo dos efeitos indiretos dos aerossóis no clima, especialmente a interação entre aerossóis e nuvens, continua a ser uma área de intensa pesquisa e debate científico. Muitas questões fundamentais ainda precisam de respostas robustas, particularmente em relação à influência das concentrações aumentadas de núcleos de condensação de nuvens no clima global. Essa incerteza representa uma das maiores barreiras para previsões precisas sobre as mudanças climáticas globais.

Para abordar essas questões, é essencial integrar o conhecimento dos mecanismos microfísicos das nuvens com os aspectos dinâmicos da atmosfera. Sem um avanço significativo

na compreensão da microfísica das nuvens e de suas interações com os aerossóis, será difícil responder a perguntas críticas sobre as possíveis alterações no ciclo hidrológico. Assim, aprofundar a compreensão dos padrões espaciais e temporais das nuvens é fundamental, o que só pode ser alcançado por meio de estudos integrados que considerem tanto a microfísica quanto a dinâmica das nuvens.

Trabalhos futuros devem se concentrar em desenvolver e aprimorar modelos climáticos que integrem dados detalhados sobre aerossóis e precipitação. Esses modelos têm o potencial de simular cenários futuros, oferecendo previsões sobre como variações nas concentrações de aerossóis podem impactar o clima e a precipitação em níveis regional e global. Além disso, as simulações podem ajudar a prever os efeitos de diferentes níveis de emissões de aerossóis, fornecendo insights valiosos para a formulação de políticas de controle de emissões.

A investigação contínua é necessária para compreender como diferentes tipos e concentrações de aerossóis afetam a formação e as propriedades das nuvens, incluindo o tamanho das gotículas e a eficiência da precipitação. Experimentos controlados que replicam condições atmosféricas variadas são essenciais para identificar os mecanismos microfísicos específicos envolvidos na relação entre aerossóis, nuvens e precipitação.

Estudos específicos sobre as fontes de aerossóis, tanto naturais quanto antropogênicas, em diferentes regiões, como o Cerrado, são cruciais. Esse conhecimento é fundamental para desenvolver estratégias de mitigação eficazes. Análises detalhadas sobre como atividades humanas, como agricultura e poluição industrial, contribuem para as concentrações de aerossóis podem ajudar a identificar quais atividades têm maior impacto e como elas podem ser gerenciadas para reduzir a emissão de aerossóis.

Além disso, explorar como os aerossóis influenciam os padrões de circulação atmosférica e, conseqüentemente, a distribuição da precipitação é fundamental. A interação entre aerossóis e dinâmica atmosférica é complexa e essencial para compreender as mudanças climáticas regionais. Pesquisas sobre o impacto dos aerossóis no balanço de radiação solar, na estabilidade atmosférica e na formação de nuvens devem incluir tanto estudos de campo quanto modelagem numérica.

Campanhas de campo intensivas durante diferentes estações do ano, coletando dados simultâneos de aerossóis, nuvens e precipitação, são necessárias para fornecer informações abrangentes sobre essas interações. O uso de aeronaves equipadas com sensores especializados, além de dados de satélites, permite monitorar aerossóis e precipitação em escalas regionais e globais, oferecendo uma visão detalhada das condições atmosféricas.

O avanço no entendimento dos efeitos dos aerossóis no clima e na precipitação requer uma abordagem multifacetada que combine estudos experimentais, modelagem numérica e observações em campo. Este esforço colaborativo é essencial para desvendar os complexos mecanismos que regem o ciclo hidrológico e o clima global, contribuindo para previsões climáticas mais precisas e para o desenvolvimento de estratégias de mitigação e adaptação às mudanças climáticas.

## REFERÊNCIAS

- ALBRECHT, B. A. Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. **Science**, v. 245, n. 4923, p. 1227–1230, 15 set. 1989.
- ARTAXO, P. et al. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 168–189, 2006.
- AYOADE, J. O. **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. 4ª edição ed. [s.l.] Bertrand Brasil, 1996.
- BALAKRISHNAIAH, G. et al. Spatio-temporal variations in aerosol optical and cloud parameters over Southern India retrieved from MODIS satellite data. **Atmospheric Environment**, v. 47, p. 435–445, fev. 2012.
- BUSTAMANTE, M. M. C. et al. Estimating greenhouse gas emissions from cattle raising in Brazil. **Climatic Change**, v. 115, n. 3–4, p. 559–577, 17 dez. 2012.
- BUSTAMANTE, M. M. C. et al. Toward an integrated monitoring framework to assess the effects of tropical forest degradation and recovery on carbon stocks and biodiversity. **Global Change Biology**, v. 22, n. 1, p. 92–109, jan. 2016.
- CASTANHO, A. D. DE A. “**Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para a obtenção de espessura óptica via satélite sobre São Paulo**”. São Paulo: Universidade de São Paulo, 18 abr. 2005.
- CHENG, F. et al. Analysis of aerosol-cloud-precipitation interactions based on MODIS data. **Advances in Space Research**, v. 59, n. 1, p. 63–73, 2017.
- COELHO, C. A. S. et al. Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. **Meteorological Applications**, v. 19, n. 2, p. 237–255, 2012.
- COMPANHIA NACIONAL DE ABASTECIMENTO. Acompanhamento da safra brasileira grãos, v.7 Safra 2019/20 - Quarto levantamento. **Série Histórica das Safras**, v. 7, n. 4, p. 104, 2020.
- ECK, T. F. et al. Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single scattering albedo for biomass burning aerosols in Amazonia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 31865–31878, 27 dez. 1998.
- ECK, T. F. et al. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 104, n. D24, p. 31333–31349, 27 dez. 1999.
- EHSANI, A. R.; REAGAN, J. A.; ERXLEBEN, W. H. Design and Performance Analysis of an Automated 10-Channel Solar Radiometer Instrument. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, n. 3, p. 697–707, jun. 1998.

FALKOVICH, A. H. et al. Low molecular weight organic acids in aerosol particles from Rondônia, Brazil, during the biomass-burning, transition and wet periods. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 5, n. 3, p. 781–797, 10 mar. 2005.

FLETCHER, Neville H. et al. **The physics of rainclouds**. Cambridge University Press, 2011.  
GILARDONI, S. et al. Sources of carbonaceous aerosol in the Amazon basin. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 6, p. 2747–2764, 24 mar. 2011.

GOLDAMMER, J. G. **Fire in the Tropical Biota**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1990. v. 84

HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R. Radiative forcing and climate response. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 102, n. D6, p. 6831–6864, 27 mar. 1997a.

HANSEN, J.; SATO, M.; RUEDY, R. Radiative forcing and climate response. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 102, n. D6, p. 6831–6864, 27 mar. 1997b.

HAYWOOD, J.; BOUCHER, O. **Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review**. **Reviews of Geophysics**, 2000a.

HAYWOOD, J.; BOUCHER, O. **Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review**. **Reviews of Geophysics**, 2000b. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/1999RG000078?src=getftr>>

HOLBEN, B. N. et al. AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. **Remote Sensing of Environment**, v. 66, n. 1, p. 1–16, out. 1998.

HOLBEN, B. N. et al. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D11, p. 12067–12097, 16 jun. 2001.

HOLBEN, B. N. et al. **Aeronet's Version 2.0 quality assurance criteria**. (S.-C. Tsay et al., Eds.) **Remote Sensing of the Atmosphere and Clouds**. **Anais...** 1 dez. 2006.

HUANG, J. et al. Dust aerosol effect on semi-arid climate over Northwest China detected from A-Train satellite measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 14, 2010.

IPCC. **Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems**. Cambridge, UK and New York, NY,: Cambridge University Press, 2019.

JIN, M.; SHEPHERD, J. M.; KING, M. D. Urban aerosols and their variations with clouds and rainfall: A case study for New York and Houston. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 110, n. 10, p. 1–12, 2005.

KAUFMAN, Y. J. et al. Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) experiment. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 31783–31808, 27 dez. 1998a.

KAUFMAN, Y. J.; FRASER, R. S. The Effect of Smoke Particles on Clouds and Climate Forcing. **Science**, v. 277, n. 5332, p. 1636–1639, 12 set. 1997.

KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; BOUCHER, O. A satellite view of aerosols in the climate system. **Nature**, v. 419, n. 6903, p. 215–223, set. 2002.

KERMINEN, V.-M. Relative roles of secondary sulfate and organics in atmospheric cloud condensation nuclei production. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D15, p. 17321–17333, 16 ago. 2001.

KOREN, I. et al. Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1342–1345, 2004.

KOTTEK, M. et al. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 15, n. 3, p. 259–263, 10 jul. 2006.

KRAVITZ, Ben et al. First simulations of designing stratospheric sulfate aerosol geoengineering to meet multiple simultaneous climate objectives. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 23, p. 12,616–12,634, 2017.

KUMMEROW, C. et al. The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 1965–1982, dez. 2000.  
LI, Zhanqing et al. Long-term impacts of aerosols on the vertical development of clouds and precipitation. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 12, p. 888–894, 2011.

LIN, J. C. et al. Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitations and clouds in the Amazon Basin: A satellite-based empirical study. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 111, n. 19, p. D19204, 12 out. 2006.

LOHMANN, U.; FEICHTER, J. Global indirect aerosol effects: A review. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 5, n. 3, p. 715–737, 3 mar. 2005.

MENON, S. et al. Climate Effects of Black Carbon Aerosols in China and India. **Science**, v. 297, n. 5590, p. 2250–2253, 27 set. 2002.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, M. **Cerrado: Ecologia, Biodiversidade e Conservação**. Brasília/DF: [s.n.]. v. 6

MORAIS, F. G. et al. Relationship between Land Use and Spatial Variability of Atmospheric Brown Carbon and Black Carbon Aerosols in Amazonia. **Atmosphere**, v. 13, n. 8, p. 1328, 21 ago. 2022.

NAKAJIMA, T. et al. Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. **Applied Optics**, v. 35, n. 15, p. 2672, 20 maio 1996.

NOOJIPADY, P. et al. Forest carbon emissions from cropland expansion in the Brazilian Cerrado biome. **Environmental Research Letters**, v. 12, n. 2, p. 025004, 1 fev. 2017.

PAIXÃO, M. M. DE A. **“Propriedades ópticas de aerossóis naturais e de queimadas da Amazônia”**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 29 jul. 2011.

PALÁCIOS, R. D. S.; SALLO, F. D. S.; NOGUEIRA, J. D. S. Caracterização sazonal e interanual da profundidade ótica de aerossóis em região de transição Pantanal - Cerrado no estado de Mato Grosso, Brasil. **Holos Environment**, v. 15, n. 1, p. 92–99, 21 maio 2015.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 5, p. 1633–1644, 11 out. 2007.

PENNER, J. E. et al. Short-lived uncertainty? **Nature Geoscience**, v. 3, n. 9, p. 587–588, 1 set. 2010.

PIVELLO, V. R. et al. Understanding Brazil's catastrophic fires: Causes, consequences and policy needed to prevent future tragedies. **Perspectives in Ecology and Conservation**, v. 19, n. 3, p. 233–255, jul. 2021.

PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D. **Microphysics of Clouds and Precipitation**. Richard D. ed. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010. v. 18

REBELATTO, A. L. “**Determinação de Índices Quantitativos de Material Particulado Inalavel nos Periodos secos e Úmidos na Cidade de Cuiabá**”. [s.l.] Universidade Federal de Mato Grosso, 2005.

REID, J. S. et al. A review of biomass burning emissions part III: intensive optical properties of biomass burning particles. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 5, n. 3, p. 827–849, 14 mar. 2005.

RISSE, Mark D. et al. Anthropogenic aerosols mask increases in US rainfall by greenhouse gases. **Nature Communications**, v. 15, n. 1, p. 1318, 2024.

RIZZO, L. V. “**Os fluxos turbulentos de partículas e de compostos orgânicos voláteis, e a distribuição vertical de aerossóis na baixa troposfera da Amazônia**”. São Paulo: Universidade de São Paulo, 12 dez. 2006.

ROSÁRIO, N. M. É. **Comparação de profundidades ópticas espectrais do aerossol obtidas para São Paulo a partir de um Multifilter Rotating Shadowband Radiometer e do fotômetro solar da AERONET Comparação de profundidades ópticas espectrais do aerossol obtidas para São Paulo a**. [s.l.] Universidade de São Paulo., 2006.

ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 20, p. 3105–3108, 15 out. 1999.

ROSENFELD, D. Suppression of Rain and Snow by Urban and Industrial Air Pollution. **Science**, v. 287, n. 5459, p. 1793–1796, 10 mar. 2000.

ROSENFELD, D. et al. Flood or Drought: How Do Aerosols Affect Precipitation? **Science**, v. 321, n. 5894, p. 1309–1313, 5 set. 2008.

SAROJINI, Beena Balan; STOTT, Peter A.; BLACK, Emily. Detection and attribution of human influence on regional precipitation. **Nature Climate Change**, v. 6, n. 7, p. 669-675, 2016.

SAWYER, DONALD. (ISPN). et al. **Perfil do Ecossistema Hotspot de Biodiversidade do Cerrado**. [s.l.] fevereiro, 2017.

SCHAFER, J. S. et al. Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8074, 2002a.

SCHAFER, J. S. et al. Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8074, 2002b.

SCHAFER, J. S. et al. Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in Amazônia from long-term AERONET monitoring (1993–1995 and 1999–2006). **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D4, p. D04204, 21 fev. 2008.

SCHWARZENBOECK, Alfons et al. Impact of the Bergeron–Findeisen process on the release of aerosol particles during the evolution of cloud ice. **Atmospheric research**, v. 58, n. 4, p. 295-313, 2001.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate change**. 2nd ed ed. [s.l.] John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, 2006.

SHAW, G. E. Sun Photometry. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 64, n. 1, p. 4–10, jan. 1983.

SHRESTHA, P.; BARROS, A. P. Joint spatial variability of aerosol, clouds and rainfall in the Himalayas from satellite data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 17, p. 8305–8317, 6 set. 2010.

SMIRNOV, A. et al. Cloud-Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database. **Remote Sensing of Environment**, v. 73, n. 3, p. 337–349, set. 2000.

SMIRNOV, A. et al. Optical Properties of Atmospheric Aerosol in Maritime Environments. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 3, p. 501–523, fev. 2002.

SOUZA, C. M. et al. Reconstructing Three Decades of Land Use and Land Cover Changes in Brazilian Biomes with Landsat Archive and Earth Engine. **Remote Sensing**, v. 12, n. 17, p. 2735, 25 ago. 2020.

SUI, C.-H.; LI, X.; YANG, M.-J. On the Definition of Precipitation Efficiency. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 12, p. 4506–4513, 1 dez. 2007.

SUI, C.-H.; SATOH, M.; SUZUKI, K. Precipitation Efficiency and its Role in Cloud-Radiative Feedbacks to Climate Variability. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 98, n. 2, p. 261–282, 2020.

TOLEDANO, C. et al. Assessment of Sun photometer Langley calibration at the high-elevation sites Mauna Loa and Izaña. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 19, p. 14555–14567, 11 out. 2018.

TWOMEY, S. The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 7, p. 1149–1152, jul. 1977.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey: Second Edition**. [s.l.] Elsevier, 2006.

XUE, H.; FEINGOLD, G. Large-Eddy Simulations of Trade Wind Cumuli: Investigation of Aerosol Indirect Effects. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, n. 6, p. 1605–1622, 1 jun. 2006.

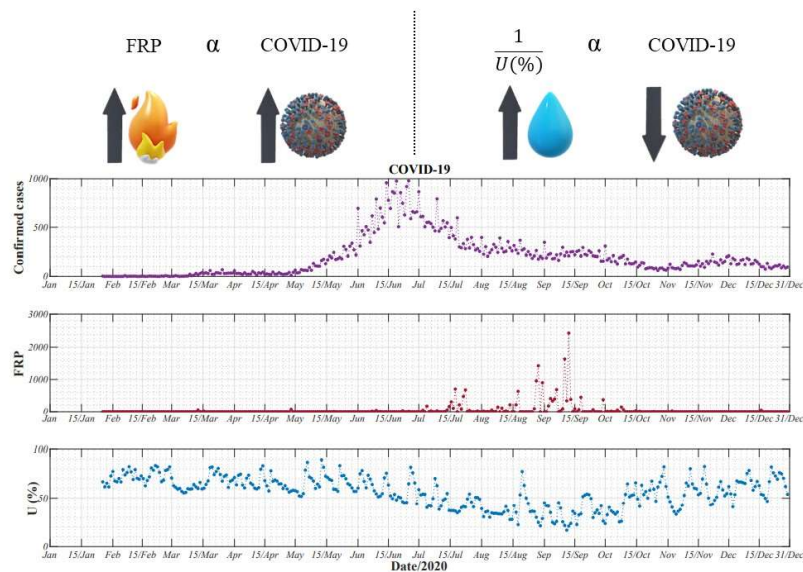
YAMASOE, M. A. **Estudo de Propriedades Ópticas de Partículas de Aerossóis a partir de uma Rede de Radiômetros**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 16 nov. 1999.

ZHANG, R. et al. Formation of Urban Fine Particulate Matter. **Chemical Reviews**, v. 115, n. 10, p. 3803–3855, 27 maio 2015.

**ANEXO A: Artigo publicado:** *Environmental parameters and relationships with covid-19 cases in central south américa.*

<https://doi.org/10.21577/0100-4042.20170786>

### Graphical Abstract



**We investigated the correlation between COVID-19 and environmental parameters in central South America. Fire radiative power (FRP) influence the daily cases COVID-19.**

**The relative humidity of the air, (U%), mitigated the COVID-19.**

### ENVIRONMENTAL PARAMETERS AND RELATIONSHIPS WITH COVID-19 CASES IN CENTRAL SOUTH AMERICA

**Brunelli Thais Costa<sup>a\*</sup>, Paiva Sophia<sup>a</sup>, Siqueira Angélica Yara<sup>a</sup>, Santana Cleyton Elizeu<sup>a</sup>, Curvo Luís Otávio<sup>a</sup>, Marques João Basso<sup>a</sup>, Rodrigues Thiago Rangel<sup>b</sup>**

<sup>a</sup> Federal University of Mato Grosso, Boa Esperança, 78060900 - Cuiabá, MT - Brazil

<sup>b</sup> Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso do Sul, MS 79070-900, Brazil

---

\* Email address: [thais12@fisica.ufmt.br](mailto:thais12@fisica.ufmt.br)

## ENVIRONMENTAL PARAMETERS AND RELATIONSHIPS WITH COVID-19 CASES IN CENTRAL SOUTH AMERICA

This work aims to evaluate the possible relations between the confirmed daily cases of COVID-19 and the environmental parameters for the Cuiabá-Várzea Grande conurbation in the state of Mato Grosso, Brazil. The data sets used to cover the rainy-dry periods, from January to December 2020, were achieved from a database of government institutions, and processed through the Spearman correlation test. Our results showed that atmospheric pressure and fire radiative power has a significant positive correlation, suggesting that these parameters favor the transmission of COVID-19. On the other hand, the relative humidity of the air and the total column of water vapor showed a significant negative correlation with the number of confirmed daily cases of COVID-19, which indicates that the water vapor present in the atmosphere acts in the regulation of virus transmission. Thus, taking into account the results obtained, there is a need for collaborative policies and measures among the three spheres of executive power in Brazil, to act in the surveillance of fire cases, which can favor the transmission of COVID-19. In addition, prevention and protection measures aimed at reducing the spread of coronavirus continue to be indispensable.

Keywords: Coronavirus; Environmental parameters; Aerosol; Water vapor; Fire.

## INTRODUCTION

Pandemic events have already occurred in history, such as the bubonic plague crisis, triggered in the middle ages by *the bacterium Yersinia pestis*, or the Spanish flu crisis, which occurred in the early twentieth century, caused by an influenza virus.<sup>1</sup> Recently, at the end of 2019, a wave of cases of acute respiratory syndrome that have begun in Wuhan city, China, and a few months, a pandemic reached Eurasia, Oceania, Africa, and America.<sup>2,3</sup> Considering the severity of the disease, research centers, technological institutes, and governments around the world have joined forces to study and understand the causes, means of contagion, and transmission between people and animals infected by the previously unknown Coronavirus.<sup>4-6</sup> Diseases of pathogenic characteristics, caused by viruses of the family *Coronaviridae*, when associated with other diseases have a lethality rate of 36 %.<sup>7</sup> In March 2020, the World Health Organization (WHO) categorized the new disease as Severe Acute Respiratory Syndrome by Coronavirus - SARS-Cov-2 (COVID-19). Since then, we have experienced a new global pandemic that affects the health sectors with political, economic, and environmental consequences.<sup>8</sup>

In an attempt to understand the dynamics of transmission and the permanence of the COVID-19 virus on different surfaces, the work of Van Doremalen opened new possibilities to the scientific community and guided how to mitigate the destructive effects caused by the respective respiratory disease. This work was relevant to lead the decisions because until then, there were no studies that related the transmission and time of activity of SARS-Cov-2 in aerosols and its consequences. Studies relating to atmospheric physics and parasitic biology typify some factors that can affect the survival of airborne pathogens, the bioaerosols. Was analyzed the process of activity and half-life of both SARS-CoV-2 and SARS-1 on five transmission surfaces, among them, the aerosols. The results showed that the SARS-CoV-2 (COVID-19), when in a state of suspension, in the form of an aerosol, has a time of activity and permanence of up to 3 h, it is a time of viral activity sufficient for aerial infection between hosts.<sup>9</sup>

Is indispensable that society and decision-makers know the factors that influence and are associated with the spreading and infection by COVID-19 in urban centers. As it is a disease that started in the Northern Hemisphere (HN), many initial studies considered that the countries of the Southern Hemisphere (HS) would be exempted from the process of pronounced transmission, as experienced in the HN, due to the different climatic conditions between the hemispheres.<sup>10</sup> The temperature and relative humidity of the air contributed to the cases of

COVID-19 in China and the USA, where the transmission was accentuated with the record of low temperatures and humidity of the air and suppressed with the increase of these environmental parameters.<sup>5</sup> As they are short-term emergency analyses, the climatic seasonality of environmental parameters concerning the transmission of the virus between hosts was not performed but considered. Researches that aims to enhance the studies of a range of environmental parameters that may be related to transmission, contributes to reduce uncertainties about which environmental characteristics may favor the dissemination and contagion among inhabitants of urban centers.<sup>11</sup> Presciently, the WHO judgment that we would be living a global pandemic and that the COVID-19 virus could be airborne was important for the development of biodefense strategies and their application in public health.<sup>12</sup>

The first official record of COVID-19 in South America occurred in Brazil on February 26, 2020, whose infectious process was imported. Until March 7, the confirmations of COVID-19 were imported and isolated cases, but the increase from 7 to 13 cases in 24 h, confirmed the community transmission in the national territory.<sup>13</sup> Brazil ended the year 2020 as the third-largest contagion center of COVID-19 in the world, with 7716405 confirmed cases and 195725 deaths, behind only the United States of America (USA) and India.<sup>14</sup>

In the region central-west of Brazil, the state of Mato Grosso accumulates at the end of December 2020, 179501 confirmed cases of COVID-19 at a lethality rate of 2.48 % and totals 4272 deaths, according to epidemiological panel n°. 298 of the State Department of Health of Mato Grosso. The highest lethality rates in the state occur in the municipalities of Cuiabá and Várzea Grande, with 2.88 % and 4.50 %, respectively, totaling 1742 deaths.<sup>15</sup> The social distancing has been pointed out since the beginning of the COVID-19 pandemic as one of the fundamental issues in the mitigation of effective reproduction of the virus in urban centers. Nevertheless, the environmental conditions should be regarded in the evaluation of COVID-19 contagion and dissemination. Research so far developed establishing correlations between the incidence of COVID-19 and the characteristics of the environment pointed that, depending on the place of study and the period of analysis, different environmental parameters were significant.<sup>2,5,16</sup>

In addition to demographic density, environmental characteristics and regional climate seasonality can determine the evolution of the pandemic as well as limit the reproduction rate of the virus. The spatial variation of environmental parameters throughout the year can influence the evolutionary dynamics of COVID-19 cases and studies on the subject may reduce

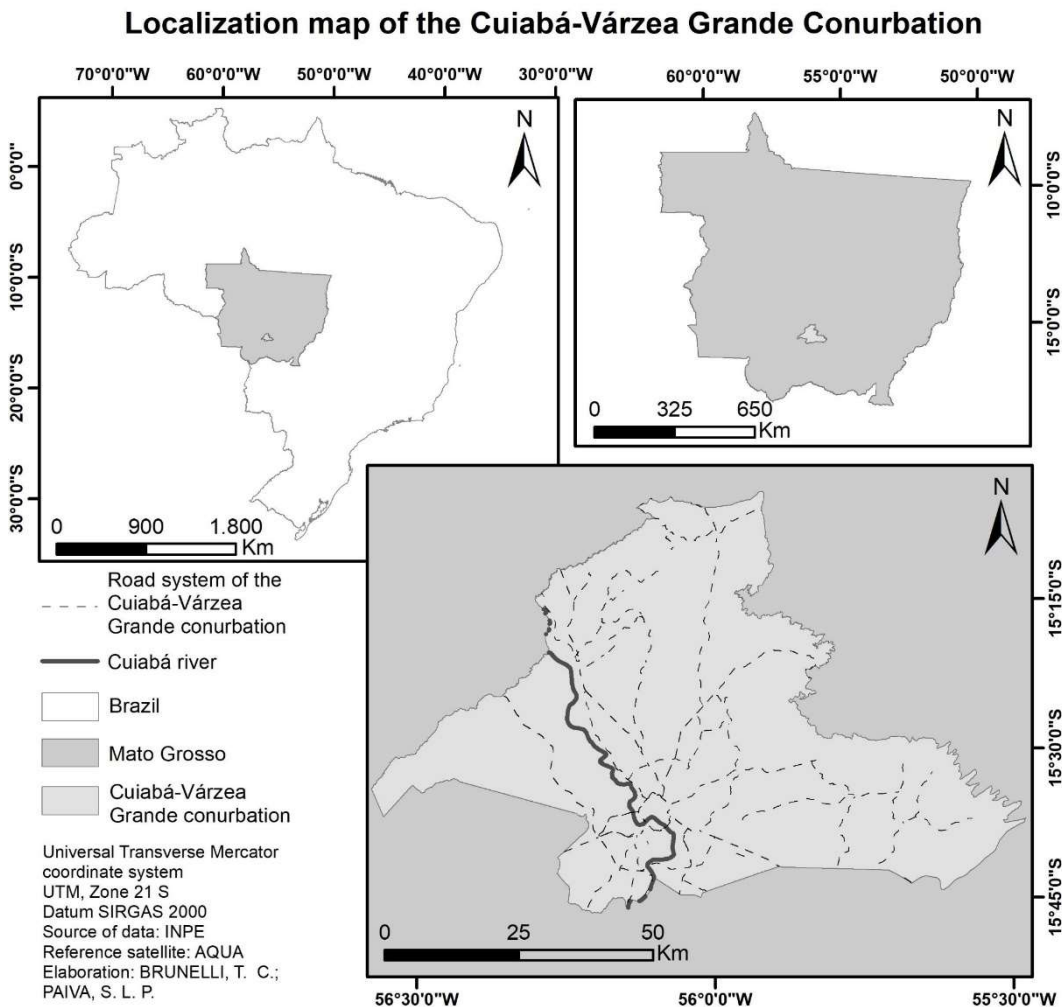
uncertainties.<sup>17</sup> Thus, this study aims to investigate the relationship between the confirmed daily cases of COVID-19 and the environmental parameters in central South America.

## MATERIAL AND METHODS

### Area of study

The Conurbation Cuiabá – Várzea Grande is formed by the two municipalities with the highest demographic density in the state of Mato Grosso. Cuiabá, the state capital, and the adjacent municipality, Várzea Grande, have 4,209,107 km<sup>2</sup> of territorial extension and about 905,650 inhabitants.<sup>18</sup> The territory is located in the geodesic center of South America, Figure 1. The definition of Cuiabá - Várzea Grande conurbation as an area of study takes into account the social dynamics existing among its inhabitants.

With a warm tropical climate, winter dry season, and summer rains, the region has a climate classification type "Aw" according to the climatic classification of Köppen.<sup>19,20</sup>



**Figure 1.** Map of the Cuiabá – Várzea Grande conurbation

### Database

In this study, environmental parameters such as temperature, precipitation, humidity, wind speed, solar radiation, active fire focus, and aerosols (gases and suspended particles), as well as the number of confirmed cases of COVID-19 were investigated to understand the relationship between the environment and the number of confirmed cases of COVID-19 in the Cuiabá – Várzea Grande conurbation, Mato Grosso.

The cases confirmed daily of COVID-19 in the Cuiabá – Várzea Grande conurbation was extracted from the platform of the Mato Grosso State Department of Health, SES - MT, managed by the Health Surveillance Secretariat (SVS) of the Ministry of Health.<sup>21</sup> The atmospheric air composition over the city of Cuiabá was evaluated by the parameters measured by the CIMEL photometer of NASA's monitoring network, AERONET, in the CUIABÁ-MIRANDA region.<sup>22</sup> The set of measurements used was the Sun Direct Version 3.0 algorithm and processing level 1.5, with dates such as total ozone column, nitrogen dioxide, water vapor, total aerosol at 500 nm, fine and coarse mode portion aerosol available between January and October 2020.

Data from fire radiative power (FRP), detected by AQUA-NASA reference satellites and managed by the National Institute of Space Research (INPE), were also used.<sup>23</sup> The microclimate of the region during the period of study was analyzed by the behavior of temperature, humidity, wind, radiation, and precipitation (rain), parameters measured by the National Institute of Meteorology (INMET) in the automatic station CUIABA (A901).<sup>24</sup> Table 1 describes the main parameters related to this study.

**Table 1.** Summary of the parameters analyzed.

Parameters	Data source	Acronym	Unit of measure	Measurement uncertainty
Cases of Severe Acute Respiratory Syndrome by Coronavirus	SES - MT <sup>21</sup>	COVID-19	persons	none
Total ozone column	AERONET <sup>22</sup>	O <sub>3</sub>	DU <sup>a</sup>	±0.01
Total column of nitrogen dioxide	AERONET <sup>22</sup>	NO <sub>2</sub>	DU <sup>a</sup>	±0.01

Total Mode of the Aerosol Optical Depth at 500 nm	AERONET <sup>22</sup>	AOD <sub>total</sub>	none	±0.01
Fine Mode Aerosol Optical Depth at 500 nm	AERONET <sup>22</sup>	AOD <sub>fine</sub>	none	±0.01
Coarse Mode Aerosol Optical Depth at 500 nm	AERONET <sup>22</sup>	AOD <sub>coarse</sub>	none	±0.01
Total column of water vapor	AERONET <sup>22</sup>	H <sub>2</sub> O <sub>vapor</sub>	g cm <sup>-2</sup>	±12%
Instant temperature	INMET <sup>24</sup>	T <sub>ins</sub>	°C	± 0.2 C
Maximum temperature	INMET <sup>24</sup>	T <sub>max</sub>	°C	± 0.2 C
Minimum temperature	INMET <sup>24</sup>	T <sub>min</sub>	°C	± 0.2 C
Instant air relative humidity	INMET <sup>24</sup>	U <sub>ins</sub>	%	± 2 % (0 ... 90 %) ± 3 % (90 ... 100 %)
Maximum relative air humidity	INMET <sup>24</sup>	U <sub>max</sub>	%	± 2 % (0 ... 90 %) ± 3 % (90 ... 100 %)
Minimum air relative humidity	INMET <sup>24</sup>	U <sub>min</sub>	%	± 2 % (0 ... 90 %) ± 3 % (90 ... 100 %)
Instant atmospheric pressure	INMET <sup>24</sup>	P <sub>ins</sub>	hPa	± 0.3
Maximum atmospheric pressure	INMET <sup>24</sup>	P <sub>max</sub>	hPa	± 0.3
Minimum atmospheric pressure	INMET <sup>24</sup>	P <sub>min</sub>	hPa	± 0.3
Wind speed	INMET <sup>24</sup>	V	ms <sup>-1</sup>	± 0.2 %
Global radiation incidente	INMET <sup>24</sup>	R <sub>g</sub>	KJ m <sup>-2</sup>	± 2 % (-10 °C to +40 °C)
Precipitation	INMET <sup>24</sup>	P	mm	± 2 % (0 to 250 mm h <sup>-1</sup> ) ± 3 %

				(250 to 500 mm h <sup>-1</sup> )
Fire radiative power	INPE <sup>23</sup>	FRP	W	± 400 m

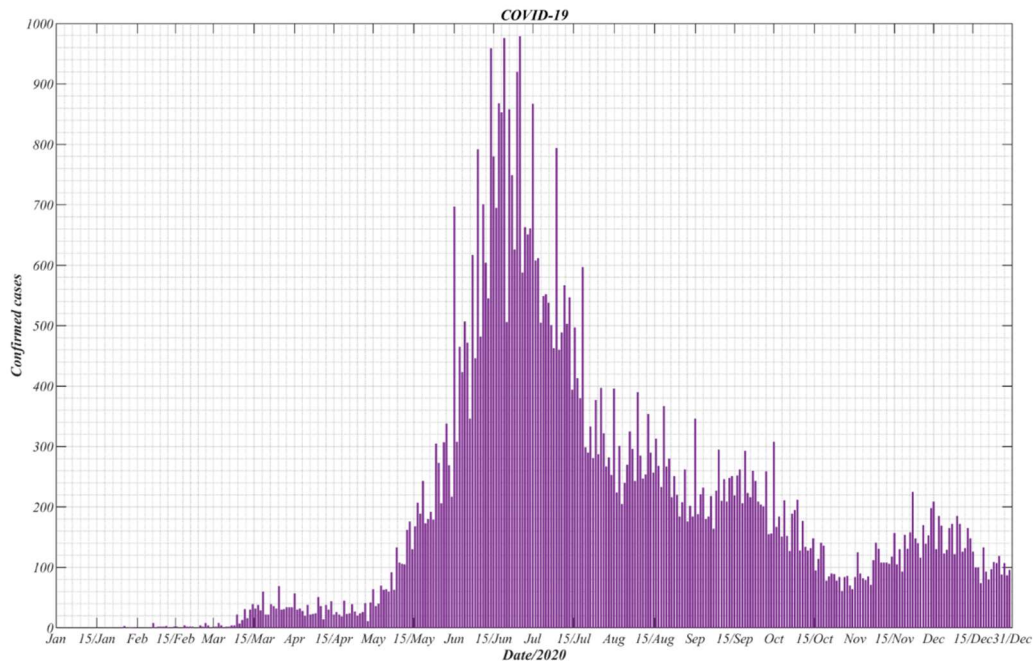
<sup>a</sup>Total ozone column that is measured in Dobson units – DU (1 DU = 2.69x10<sup>16</sup> molecules cm<sup>-2</sup> at 0 °C and 1 atm).<sup>25</sup>

### *Statistical analysis*

The relationship between COVID-19 and the environment was explored through a brief description of the parameters listed in Table 1 and subsequent application of the Spearman correlation test to evaluate whether there is a significant correlation between them. The model used to perform the correlation was chosen because the confirmed cases of COVID-19 (every 24 h) throughout the study period presented a non-normal distribution by the Shapiro-Wilk test.

## **RESULTS AND DISCUSSION**

In the initial months, the evolution of the effective contagion of COVID-19 was linear and gradual, with daily confirmations number less than 30 cases until April 30, 95 days after the beginning of symptoms of the 1st case (January 27, 2020). In January there was only 1 confirmed case, followed by 16 cases registered in February, and reaching 276 and 383 confirmed cases of COVID-19 in March and April, respectively. The month of May had a total of 2585 confirmed cases, and after 113 days (May 18, 2020), the confirmed cases of COVID-19 exceeded the rate of 100 cases every 24 h, becoming evident the rise of contagion in the Conurbation Cuiabá – Várzea Grande. After 250 days, on October 2, 2020, the number of cases confirmed was stabilized at a rate of 100 cases per day.



**Figure 2.** Cases accumulated every 24 h, confirmed from COVID-19 in the Conurbation Cuiabá - Várzea Grande

The months June and July were the highest contagious, presenting the worst situations of COVID-19, accumulating 10549 and 6837 confirmed cases, respectively. From January 27 (1st day of symptomatic registration) to December 31, the highest incidence of cases was on June 26, with 979 confirmations in 24 h, as can be seen in Figure 2. At the end of the 339 days analyzed, 67255 confirmed cases were registered in the Cuiabá - Várzea Grande conurbation.

In the descriptive analysis of the parameters, we observed that the COVID-19 has a great instability throughout the period investigated, and can be attributed to the local dynamics of viral propagation. This analysis covered the regional environmental conditions typified in the rainy and dry seasons, which reflect the variability of some environmental parameters, such as  $AOD_{total}$ ,  $AOD_{fine}$ ,  $AOD_{coarse}$ , FRP, humidity, radiation, and precipitation, descriptive statistical analysis can be viewed in Table 2.

**Table 2.** Descriptive statistics of confirmed cases of COVID-19 and environmental parameters every 24 h, throughout the study period.

	Average	Standard deviation	Minimum	Maximum

COVID-19	198.39	206.79	0.00	979.00
H <sub>2</sub> O (g cm <sup>-2</sup> )	3.01	0.83	1.33	5.11
O <sub>3</sub> (DU)	262.16	8.97	250.21	275.24
NO <sub>2</sub> (DU)	0.14	0.03	0.11	0.20
AOD <sub>total</sub>	0.38	0.53	0.06	2.95
AOD <sub>fine</sub>	0.33	0.52	0.03	2.90
AOD <sub>coarse</sub>	0.05	0.03	0.02	0.33
FRP (W)	48.73	211.49	0.00	2440.50
Temp. Ins. (°C)	28.55	3.28	14.48	36.64
Temp. Max. (°C)	29.24	3.35	15.03	37.32
Temp. Min. (°C)	27.88	3.21	14.05	35.90
Umi. Ins. (%)	53.87	15.66	15.62	88.67
Umi. Max. (%)	56.44	15.79	16.83	89.38
Umi. Min. (%)	51.40	15.57	14.54	88.05
Pres. Ins. (hPa)	990.93	2.76	984.76	1000.79
Pres. Max. (hPa)	991.23	2.73	985.15	1001.06
Pres. Min. (hPa)	990.65	2.78	984.35	1000.44
V (ms <sup>-1</sup> )	1.54	0.47	0.67	3.02
Rg (KJ m <sup>-2</sup> )	1535.80	345.63	293.59	2334.45
P (mm)	2.49	7.29	0.00	47.60

To better understand how the COVID-19 relationship is to environmental parameters, the recorded data were explored in a related way. The viability of viral transmission is influenced not only between hosts but by environmental conditioning factors such as solar radiation, temperature, humidity, presence of polluting gases, and the size of aerosols available in the environment.<sup>26</sup>

The initial period of COVID-19 infections was concomitant with the rainy season, being intensified at the beginning of the dry season and mitigated in the dry-rainy transition. The average daily comportment of the set of environmental parameters can be seen in Figure 3. In the dry period occurred the two extremes of the temperature of the year, the lowest on August 20, and the highest on October 07.

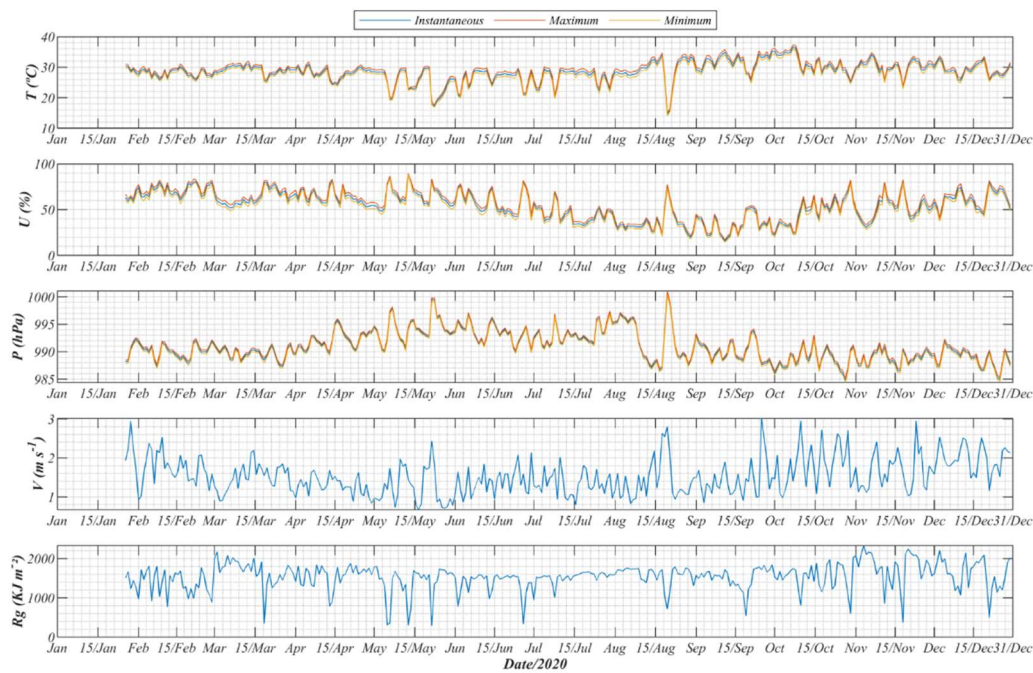
The study developed by Julian W. Tang explored the survival of viruses, bacteria, and fungi in the air, among them the coronavirus family survival related to temperature. Under relative humidity between 23 and 81 %, the temperature range from 7 to 8 °C was considered ideal for viral transportation in the air, decreasing under moderate temperature (20.5 – 24 °C), and with significant reduction for temperature over 30 °C.<sup>26</sup> In this study, we observed that in the wet period and with low COVID contamination rates (cases reported in 24 h < 100), from January to April, the air temperature was about 30 °C with low variability, while the air humidity was above 50 % and the wind speed was above the mean value of  $1.54 \pm 0.47 \text{ ms}^{-1}$ .

Figure 3 presents that, during the dry season (May – October), there were many air temperature drops while there was a progressive increase in confirmations of COVID-19 (Figure 2). At the same period, the lowest relative humidity of 14.54 % was recorded on September 12. Due to lipid envelopes and the reactions occurring in the surface proteins, viruses like COVID-19 present higher resistance to low relative air humidity (15 – 40 %) and are less resistant when exposed to higher relative humidity (50 – 90 %).<sup>26</sup> Besides the low relative humidity as a viral resistance factor during the dry period, we observed that the wind speed when close to or under the mean value of  $1.54 \pm 0.47 \text{ ms}^{-1}$  can be associated with the number of daily cases over 100. The wind promotes gas and particle dispersion, as well as viral loads that are in the air. We noticed that, at the beginning of the pandemic and over the wet season (until the end of April), winds above average speed contributed to a low infection rate; however, during the dry period, the wind speed was close to or above the mean value.

The atmospheric pressure can be related to the process of air compression, especially over an urban surface, which prevents the dispersion of gases, particles, and bioaerosols, such as

COVID-19. The long-term mean value for atmospheric pressure was  $990.93 \pm 2.76$  hPa. During the dry period, we observed that the atmospheric pressure was above average, with higher variation than in the wet season. The increase of atmospheric pressure can be one of the factors that contribute to an increase in the concentration of viral loads in the air since the atmosphere size is reduced. Figures 2 and 3 show that the period with the highest number of confirmed cases was the same as when atmospheric pressure was higher than the long-term average value.

In the dry period, we can infer that the association between low temperature, low relative humidity, and low wind speed contributed to the infection of COVID-19 in the study area. Besides local factors, the action of a cold front over a large area of the country caused a thermal inversion between August 19 and 23, triggering changes in the behavior of temperature, atmospheric pressure, relative humidity, and solar radiation.<sup>27</sup>



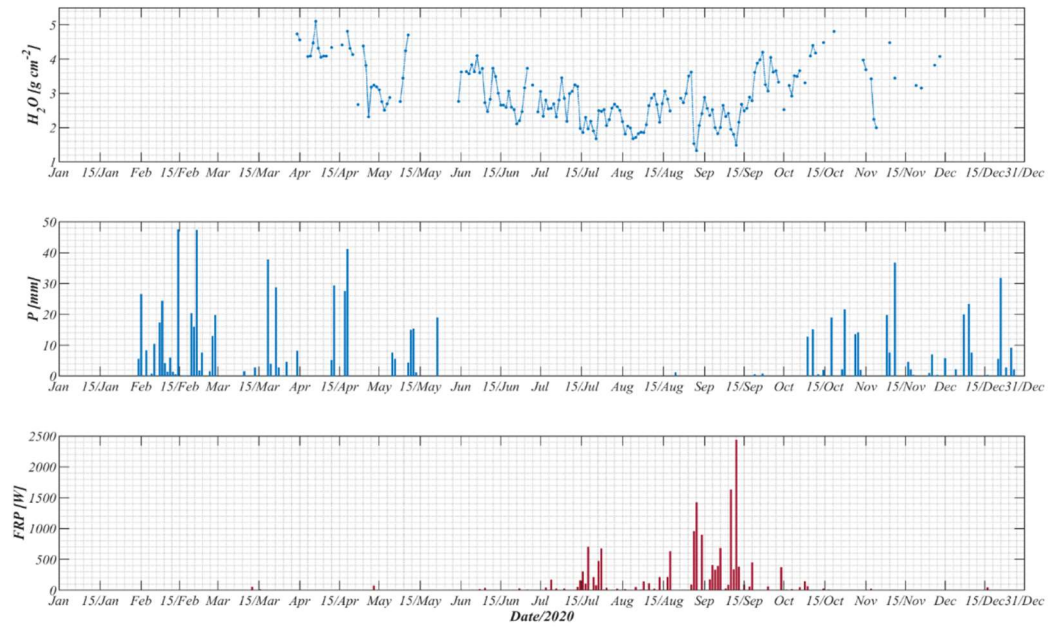
**Figure 3.** Average daily behavior of micrometeorological variables,  $T$  - temperature,  $U$  - relative humidity,  $P$  - atmospheric air pressure,  $V$  - wind speed, and  $R_g$  - incident global radiation

The graph in Figure 4 shows the daily averages of the amount of water vapor present in the atmosphere the daily accumulated precipitation, and the daily fire radiative power in the Cuiabá – Várzea Grande conurbation. It can be seen in Figures 2 and 4 that the period of least daily infection of COVID-19 occurred in the rainy season, with a greater disposition of water vapor in the atmosphere and precipitation. We highlight that precipitation is responsible for the deposition of humid particles, viruses, and bacteria that are suspended in the atmosphere. Thus, we infer that the rainfall events could contribute to the infection rate below 100 daily cases until the beginning of the dry season, in May.

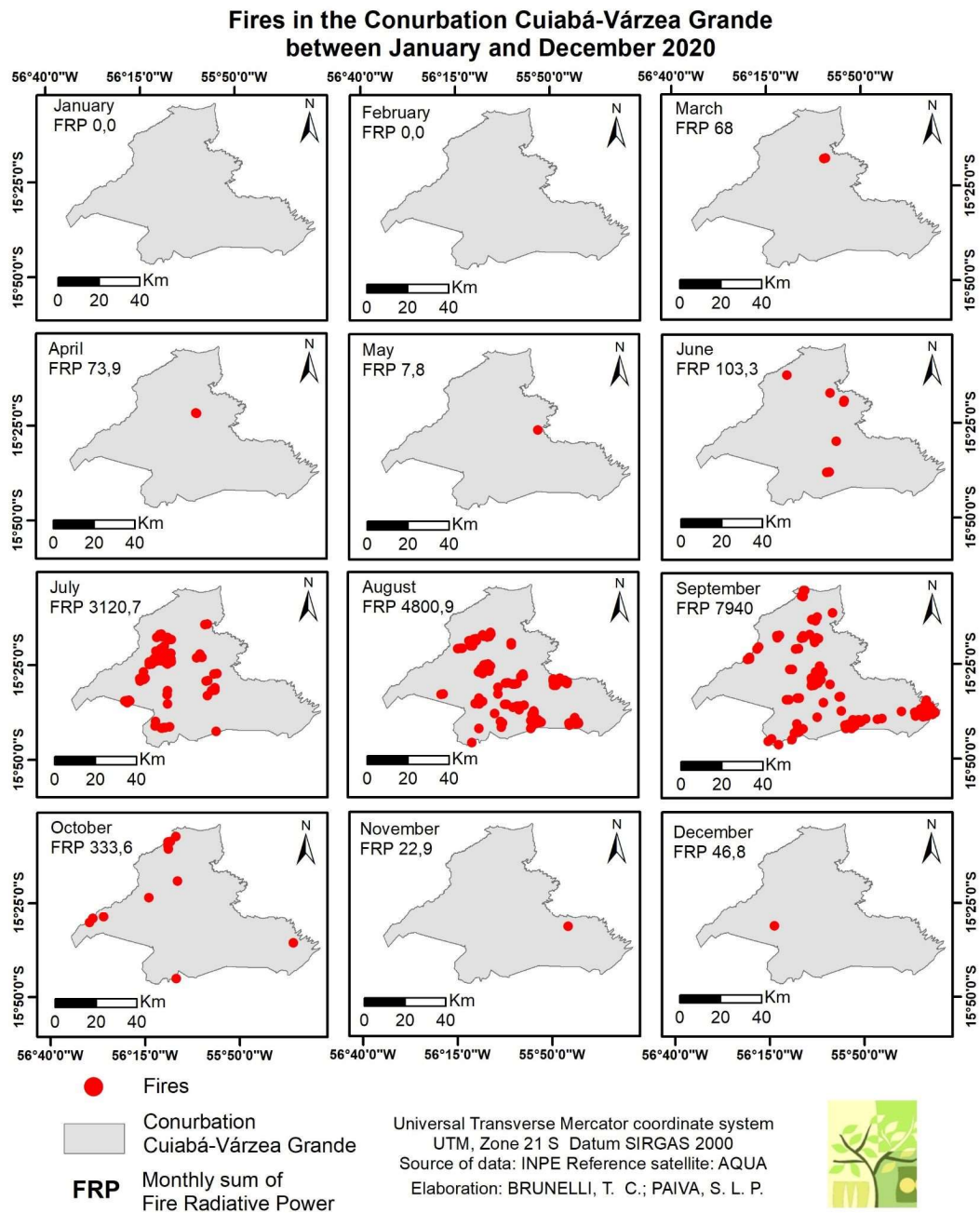
However, when  $H_2O_{(vapor)}$  stayed below  $3.01 \pm 0.83 \text{ g cm}^{-2}$  (mean  $\pm$  standard deviation), we observed daily cases over 100. On the other hand, when  $H_2O_{(vapor)}$  was above the average, we observed a reduction in the infection rate.

The FRP was intensified in the dry season. Records of low relative humidity, as well as the water content in the atmosphere and soil (precipitation), contribute to the spread of large forest fires and the production of smoke and soot. Smoke is one of the main vectors of air pollution in this region, the inhalation of smoke and soot causes damage to the respiratory tract and can significantly influence COVID-19.<sup>28</sup>

The polluted atmosphere provides immense quantities and various forms of aerosol micro surfaces capable of hosting and transporting the virus over greater distances, providing a more effective contagion area. Our findings suggest that smoke pollution is associated with maintaining COVID-19 confirmations in around 100 cases every 24 h. Figure 5 presents the location of fire foci and fire radiative power (FRP) monthly registered in the conurbation Cuiabá – Várzea Grande from Jan/01 to Dec/31 in 2020. We emphasize that regions susceptible to wildfires can be more vulnerable to COVID-19 infection.



*Figure 4. Daily behavior (24 h) of the total column of water vapor in the atmosphere –  $H_2O_{(vapor)}$ , accumulated daily rainfall - P (mm) and fire radiative power – FRP (W)*



*Figure 5. Location of the outbreaks of fire and the fire radiative power (FRP) recorded monthly in the Cuiabá – Várzea Grande conurbation from January 1 to December 31, 2020*

Of the 19 environmental parameters investigated in the Spearman test, thirteen acted significantly with COVID-19, shown in Table 3 and Table 4. It is worth mentioning that the Spearman correlation is a statistical analysis that allows assessing the strength and direction of the relationship between the variables. The Spearman correlation levels can be considered weak (0.1 – 0.29), medium (0.3 – 0.49), and strong (0.5 – 1.0).<sup>29</sup> Air temperature, relative humidity, wind speed, incident global radiation, precipitation, the total column of water vapor, and ozone showed a negative correlation, acting as moderators in the open process of COVID-19 infection.

Among the temperatures analyzed, the minimum daily temperature showed a weak significant correlation coefficient with COVID-19 infection (-0.13 and  $p$ -value = 0.015), while the maximum and instantaneous temperature did not show a significant relationship ( $p$ -value <0.05). In the northern hemisphere (HN), in some cities of China as well as in the USA, the air temperature was directly associated with the new cases of COVID-19.<sup>5</sup> For the short-term analysis (47 days), in the southeast region of Brazil in HS, the air temperature presented a result similar to that found in this study, negative correlation for Spearman's correlation test.<sup>29</sup> We infer that, in general, COVID-19 infection acts inversely proportional to the behavior of air temperature in tropical regions.

Among the environmental parameters, the maximum relative humidity was more related to COVID-19, with a correlation coefficient of -0.51 ( $p$ -value <0.01), suggesting that may act in reducing the transmission rate of COVID-19. Our results agree with the generalized linear model suggested by Wang, since in China and the United States, in short term, as much as in the center of South America, in long term, high temperatures and high relative air humidity are negatively related to COVID-19 cases. Studies for other locations showed that depending on the region, the relationship between relative air humidity and COVID-19 infection could be positive or negative.<sup>5,17,30</sup> We would like to emphasize that this is the first study to perform a long-term analysis of the contribution of environmental parameters in the daily infection of COVID-19. This study presents limitations as to the discussion with other long-term analyses.

The study by Auler from multivariate analysis and canonical relationship showed that higher mean values of relative humidity in three of the five cities analyzed favored the transmission of COVID-19. However, for the cities of São Paulo and Rio de Janeiro, located in the southeastern region of Brazil, the results indicated that the increase in air humidity acted in reducing the transmission rate of COVID-19.<sup>31</sup> In those five cities, interferences were raised in the first months of the pandemic, which can be related to the environmental parameters that characterize

a climatological period, having as limiter the contribution of the annual seasonality of relative air humidity, as well as the other parameters in COVID-19 cases.

**Table 3.** The correlation coefficients of spearman's classification test between COVID-19 notifications and environmental parameters in Cuiabá-MT.

	COV ID- 19	Tem p. Ins. (°C)	Tem p. Max. (°C)	Tem p. Min. (°C)	Umi. Ins. (%)	Umi. Max. (%)	Umi. Min. (%)	Pres. Ins. (hPa)	Pres. Max. (hPa)	Pres. Min. (hPa)	V(ms <sup>-1</sup> )	Rg (KJ m <sup>-2</sup> )	P (mm)
COVID- 19	1.00												
Temp. Ins. (°C)	-0.10	1.00											
Temp. Max. (°C)	-0.07	1.00 *	1.00										
Temp. Min. (°C)	-0.13 **	1.00 *	0.99 *	1.00									
Umi. Ins. (%)	-0.50 *	-0.62 *	-0.65 *	-0.60 *	1.00								
Umi. Max. (%)	-0.51 *	-0.61 *	-0.64 *	-0.59 *	1.00 *	1.00							
Umi. Min. (%)	-0.50 *	-0.63 *	-0.65 *	-0.60 *	1.00 *	1.00 *	1.00						

Pres. Ins. (hPa)	0.32 *	-0.66 *	-0.65 *	-0.68 *	0.18 *	0.17 *	0.19 *	1.00					
Pres.Ma x. (hPa)	0.32 *	-0.66 *	-0.65 *	-0.67 *	0.19 *	0.18 *	0.19 *	1.00 *	1.00				
Pres. Min. (hPa)	0.32 *	-0.66 *	-0.65 *	-0.67 *	0.18 *	0.17* 	0.18 *	1.00 *	1.00 *	1.00			
V (ms <sup>-1</sup> )	-0.19 *	0.17 *	0.15 *	0.19 *	0.14 **	0.13 **	0.14 **	-0.38 *	-0.37 *	-0.38 *	1.00		
Rg (KJ m <sup>-2</sup> )	-0.13 *	0.47 *	0.46 *	0.45 *	-0.39 *	-0.38 *	-0.39 *	-0.20 *	-0.20 *	-0.20 *	-0.08 **	1.00	
P (mm)	-0.38 *	-0.24 *	-0.24 *	-0.23 *	0.52 *	0.53 *	0.51 *	-0.13 **	-0.13 **	-0.14 **	0.29 *	-0.36 *	1.00

\*p-value < 0.01 and \*\*p-value<0.05.

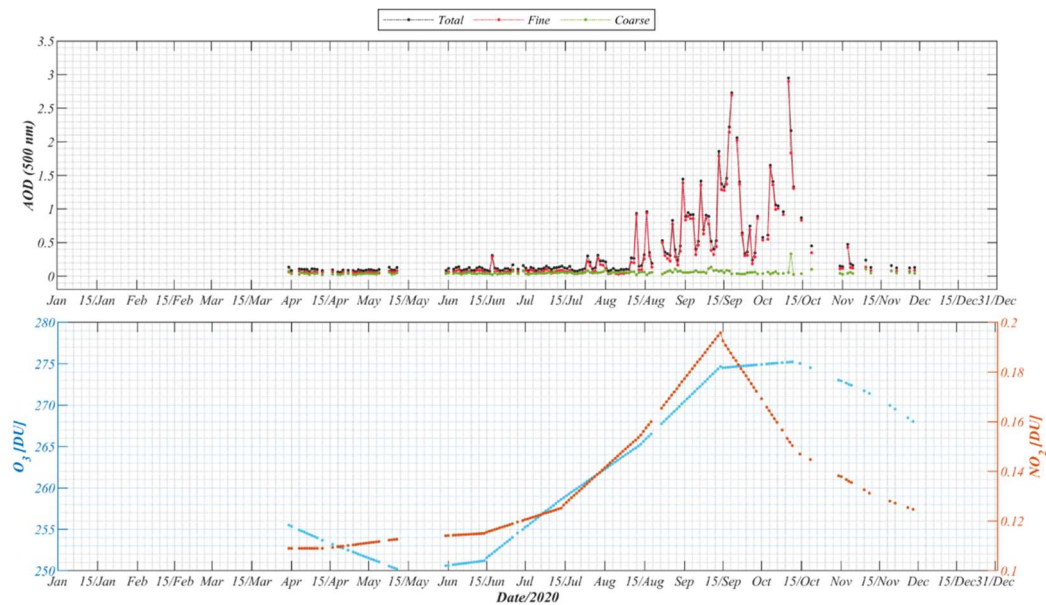
The behavior of relative humidity proves to be an important environmental parameter, suggesting that regional environmental characteristics should be taken into account in biodefense measures, especially in Brazil. Wind speed presented negatively correlated with COVID-19 infection, Table 3. A similar result was found in the research conducted in Iran, pointing that winds with high displacement speed decrease the amount of virus available in the environment.<sup>2</sup> The expiration of people infected by COVID-19 favors the spread of COVID-19 through the air because this pathogen has reduced dimensions with the ability to coalesce in aerosol particles.<sup>32</sup>

The correlation between daily cases of COVID-19 and solar radiation was negative and significant, but with a low correlation coefficient (-0.13 and p-value < 0.01). We observed the relation between radiation and COVID-19 cases both in HN<sup>2</sup> and HS<sup>34</sup> was inverse, even though the radiation levels in the subtropical region of HN were twice higher than in the tropical region of HS, the correlation was significant only for the tropic. Therefore, in both short and long terms in HS, the solar radiation exposure affects the reduction in daily cases of COVID-19.

The daily accumulated rainfall depth presented a moderate and inverse correlation with the COVID-19 cases in the long term (-0.38 and p-value < 0.01). The worst situation of COVID-19 in the conurbation Cuiabá – Várzea Grande was registered during the dry season, as seen in

Figure 2. In Table 3, we noticed that the correlation between wind speed and precipitation is positive, hence, these two parameters can act in a coupled and inverse way, fortifying the process of dispersion (wind) and deposition (precipitation) of viral loads of COVID-19 in the air. According to Table 3, the correlations between COVID-19 and atmospheric pressure (inst - max - min) were moderate, with the same values of 0.32, and significant ( $p$ -value  $< 0.01$ ); therefore, higher atmospheric pressure increases the infection rate of COVID-19.

The expiration of people infected with COVID-19 facilitates the propagation of the virus through the air since this pathogen has reduced dimensions with the capacity to coalesce in aerosol particles.<sup>30</sup> We used AOD (500 nm), as well as the fractions in a thin and coarse way, to evaluate the relationship of these parameters with COVID-19 in the Cuiabá - Várzea Grande conurbation, Figure 6 shows the time series of these parameters. Among aerosols, AOD<sub>coarse</sub> (500 nm) showed the best correlation coefficient with COVID-19, followed by AOD<sub>fine</sub> (500 nm) and AOD<sub>total</sub> (500 nm). The AOD<sub>coarse</sub> (500 nm) indicated a positive linear relationship, however, these variables did not present a significant correlation with the COVID-19 infection process, as shown in Table 4.



**Figure 6.** Average values (every 24 h) of Aerosol Optical Depth -  $AOD_{total}$  (black graph),  $AOD_{fine}$  (red graph),  $AOD_{coarse}$  (green graph), total column of ozone -  $O_3$  (blue graph) and nitrogen dioxide -  $NO_2$  (orange graph)

The variables estimated by AERONET were used because they are a representation of the numbers of aerosols available in the entire column of the atmosphere, maximizing the COVID-19 coalescence process over the aerosol. Further investigations with robust techniques are needed to investigate the relationship between COVID-19 and aerosols in central South America.

In Italy, there has been a great association between the number of people infected and the aerosols available near the surface. The increase in the concentration of coarse mode aerosols, those with up to  $10\ \mu\text{m}$  in diameter ( $PM_{10}$ ) and measured at  $\mu\text{g}\text{m}^{-3}$ , accelerated the contagion of COVID-19.<sup>33</sup> Filters analysis in the streets of Bergamo, Italy, from February to March, the apex of COVID-19 in HN, detected the presence of viral RNA confirming the coalescing process of COVID-19 in aerosols in the atmosphere.<sup>34</sup>

In the Cuiabá - Várzea Grande conurbation, the total amount of ozone in the atmosphere column presented a significant negative correlation with the COVID-19, Table 4. A similar result was obtained in Chinese provinces, where the association of COVID-19 with ozone concentration showed a significant correlation ( $p\text{-value} = 0.039$ ).<sup>32</sup> Recent results discuss the relationship between air quality, and mortality, and COVID-19.<sup>17,35,36</sup>

The total column of nitrogen dioxide showed no significant relationship with daily cases of viral infection.  $NO_2$  is an atmospheric pollutant that plays an important role in the causes of diseases in the respiratory tract, because the exposure of this pollutant promotes the mortality of the epithelial cells of the lung.<sup>25</sup> Future analysis using surface measurements of nitrogen dioxide (instead of the total column) concentration may indicate whether or not there is a relationship with COVID-19 infection. A spatial evaluation conducted in Spain, Italy, France, and Germany showed that the population's exposure to nitrogen dioxide was one of the factors that contributed significantly to the number of deaths due to COVID-19 in the Region of Lombardy, Italy.<sup>16</sup> 83 % of the fatalities occurred in regions with high concentrations of  $NO_2$ , 15.5 % in intermediate concentrations, and only 1.5 % in locations with low concentrations.<sup>16</sup>

**Table 4.** The correlation coefficients of spearman's classification test between COVID-19 notifications and atmospheric parameters.

	COVID-19	H <sub>2</sub> O	O <sub>3</sub>	NO <sub>2</sub>	AOD <sub>total</sub> (500nm)	AOD <sub>fine</sub> (500 nm)	AOD <sub>coarse</sub> (500 nm)	RFP
COVID-19	1.00							
H <sub>2</sub> O	-0.38 *	1.00						
O <sub>3</sub>	-0.19 **	-0.12	1.00					
NO <sub>2</sub>	0.09	-0.38 *	0.87 *	1.00				
AOD <sub>total</sub> (500nm)	-0.05	0.00	0.78 *	0.79 *	1.00			
AOD <sub>fine</sub> (500 nm)	-0.08	0.06	0.73 *	0.74 *	0.97 *	1.00		
AOD <sub>coarse</sub> (500 nm)	0.10	-0.32 *	0.41 *	0.51 *	0.48 *	0.35 *	1.00	
RFP	0.34 *	-0.49 *	0.27 *	0.40 *	0.24 *	0.21 **	0.30 *	1.00

\*p-value < 0.01 and \*\*p-value<0.05.

The effects of air pollution on human health have gained great importance in recent years.<sup>37</sup> Exposure to air pollution causes damage to human health, including respiratory problems.<sup>28</sup> The main vectors of atmospheric pollution, in addition to nitrogen dioxide and ozone, are soot, a sub-product of the action of fire.<sup>17</sup> We evaluated the contribution of the radiative fire power (FRP) detected in the extension of the territory of the Cuiabá - Várzea Grande conurbation as shown in Figure 5, for the daily cases of COVID-19, which presented a significant correlation coefficient of 0.34 (p-value <0.01) as shown in Table 4. We infer that FRP is an environmental parameter that can be used in the containment actions of COVID-19, as it is associated with forest fires that contribute to the increase in respiratory infections. Conversely, the increase in the daily water vapor content in the atmosphere suppresses the number of daily cases of COVID-19, with a significant correlation coefficient, -0.38 (p-value <0.01). Global estimates provided a prognosis that until December, in the central region of Brazil, the probability of occurrence of COVID-19 would be very low, based on the absolute humidity (g m<sup>-3</sup>).<sup>17</sup> Those

results differ from ours, with the surface measurements of  $\text{H}_2\text{O}_{(\text{vapor})}$  ( $\text{g cm}^{-2}$ ) in the long term. The total column of water vapor is a critical parameter to be compared and discussed due to its behavior, which is coupled to the variations of air temperature and relative humidity. It is worth mentioning that the relationship between  $\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{AOD}_{\text{coarse}}$  (500 nm) showed a correlation coefficient of -0.32 (p-value <0.01), which suggests an indirect relationship between coarse-mode aerosols and COVID-19 in central South America.

The influence analysis between an environmental parameter and COVID-19 cases by the Spearman correlation test has its limitation due to be possible to make interferences on the intensity and direction of the correlation between the variables. The analysis is non-causal; therefore, to set statistical prognosis of this correlation, it is necessary an association of causal factors on the propagation of COVID-19, which are beyond the environmental variables, such as demographic, socioeconomic, geographic, health, and political factors, as urban mobility and social isolation. Besides methodological limitations, we would like to emphasize that our results present limitations compared to other short-term studies since our measurements of environmental parameters are referring to local long-term climatology, dry and wet seasons.

## CONCLUSIONS

Based on the analysis carried out in the present study, the daily case numbers of COVID-19 for the Cuiabá - Várzea Grande conurbation showed a positive correlation significant only with two environmental parameters, atmospheric pressure (Ins., Max. and Min.) and fire radiative power (FRP). These parameters can serve as indicators of increased local transmissivity, helping to expand preventive measures to COVID-19 and other respiratory syndromes.

Relating the FRP parameter to the outbreaks of fires in the studied region and taking into account the correlation with the daily cases of COVID-19, more rigorous governmental measures and policies of environmental preservation become indispensable, aiming at reducing the numbers of fire outbreaks and thus reducing the direct influence of fires on the transmission of COVID-19.

Given the results obtained, it is noted that the increase in relative humidity and precipitation, as well as the total column of water vapor, ozone, and air temperature, contribute to the mitigation process of COVID-19. Therefore, the regulatory role of water in the transmission process of COVID-19 in central South America is highlighted.

We emphasize that although environmental parameters influence the process of transmission of COVID-19, prevention, and protection measures, such as the use of masks and social distance, continue to be more decisive in combating the virus. It must be taken into account that Brazil suffers from underreporting of the daily cases of COVID-19, which can generate a discrepancy between the real situation and the one divulged, affecting the more precise understanding of the relationship between environmental parameters and daily cases.

## ACKNOWLEDGMENTS

We thank P Artaxo and J S Nogueira, as well as his team, for establishing and maintaining the site used in this investigation. Thiago R. Rodrigues was supported by the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) with Bolsa de Produtividade em Pesquisa - PQ (Grant Number 308844/2018-1).

## REFERENCES

1. Taylor, S.; *The psychology of pandemics: Preparing for the next global outbreak of infectious disease*. Newcastle upon Tyne: Cambridge Scholars Publishing.; Unabridged.; 1 dezembro 2019, 2019.
2. Ahmadi, M.; Sharifi, A.; Dorosti, S.; Jafarzadeh Ghouschi, S.; Ghanbari, N.; *Sci. Total Environ.* **2020**, 729, 138705.
3. Kim, J.; Zhang, J.; Cha, Y.; Kolitz, S.; Funt, J.; Chong, R. E.; Barrett, S.; Zeskind, B.; Kusko, R.; Kaufman, H.; Coronavirus Disease - 2019 (COVID-19) Situation Report - 38. *ChemRxiv* **2020**, 2019.
4. Lu, R.; Zhao, X.; Li, J.; Niu, P.; Yang, B.; Wu, H.; Wang, W.; Song, H.; Huang, B.; Zhu, N.; Bi, Y.; Ma, X.; Zhan, F.; Wang, L.; Hu, T.; Zhou, H.; Hu, Z.; Zhou, W.; Zhao, L.; Chen, J.; Meng, Y.; Wang, J.; Lin, Y.; Yuan, J.; Xie, Z.; Ma, J.; Liu, W. J.; Wang, D.; Xu, W.; Holmes, E. C.; Gao, G. F.; Wu, G.; Chen, W.; Shi, W.; Tan, W.; *Lancet* **2020**, 395, 565.
5. Wang, J.; Tang, K.; Feng, K.; Lin, X.; Lv, W.; Chen, K.; Wang, F.; *arXiv* **2020**.
6. Zhu, N.; Zhang, D.; Wang, W.; Li, X.; Yang, B.; Song, J.; Zhao, X.; Huang, B.; Shi, W.; Lu, R.; Niu, P.; Zhan, F.; Ma, X.; Wang, D.; Xu, W.; Wu, G.; Gao, G. F.; Tan, W.;

- N. Engl. J. Med.* **2020**, 382, 727.
7. de Wit, E.; van Doremalen, N.; Falzarano, D.; Munster, V. J.; *Nat. Rev. Microbiol.* **2016**, 14, 523.
  8. World Health Organization (WHO); *Coronavirus disease 2019 Situation Report – 52 12 March 2020*; 2020; Vol. 2019.
  9. van Doremalen, N.; Bushmaker, T.; Morris, D. H.; Holbrook, M. G.; Gamble, A.; Williamson, B. N.; Tamin, A.; Harcourt, J. L.; Thornburg, N. J.; Gerber, S. I.; Lloyd-Smith, J. O.; de Wit, E.; Munster, V. J.; *N. Engl. J. Med.* **2020**, 382.
  10. Lal, P.; Kumar, A.; Kumar, S.; Kumari, S.; Saikia, P.; Dayanandan, A.; Adhikari, D.; Khan, M. L.; *Sci. Total Environ.* **2020**, 732, 139297.
  11. Bashir, M. F.; Ma, B.; Bilal; Komal, B.; Bashir, M. A.; Tan, D.; Bashir, M.; *Sci. Total Environ.* **2020**, 728, 138835.
  12. Paules, C. I.; Marston, H. D.; Fauci, A. S.; *JAMA* **2020**, 323, 707.
  13. Organization, W. H.; Coronavirus Disease - 2019 (COVID-19) Situation Report - 46. *World Heal. Organ.* **2020**, 46.
  14. Saúde, M. da S.; Saúde, S. de V. em; *Boletim epidemiológico especial 44*; Brasília/DF, 2021.
  15. Grosso, S. de E. de S. de M.; *Painel Epidemiológico Nº 298 CORONAVIRUS/COVID - 19 MATO GROSSO*; 2020.
  16. Ogen, Y.; *Sci. Total Environ.* **2020**, 726, 138605.
  17. Lal, P.; Kumar, A.; Kumar, S.; Kumari, S.; Saikia, P.; Dayanandan, A.; Adhikari, D.; Khan, M. L.; *Sci. Total Environ.* **2020**, 732, 139297.
  18. IBGE; Panorama - IBGE Cidades  
<https://cidades.ibge.gov.br/brasil/mt/cuiaba/panorama> (accessed out 27, 2020).
  19. KÖPPEN, W.; **1936**.
  20. de Oliveira Aparecido, L. E.; da Silva Cabral de Moraes, J. R.; de Meneses, K. C.; Torsoni, G. B.; de Lima, R. F.; Costa, C. T. S.; *Theor. Appl. Climatol.* **2020**, 142, 1133.

21. Grosso, S. de E. de S. de M.; Informes Painel Informativo COVID-19 <http://www.saude.mt.gov.br/informe/584> (accessed fev 8, 2021).
22. Internationally, A. N. F.; AERONET - Aerosol Robotic Network <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/> (accessed jan 9, 2021).
23. INPE, I. N. de P. E.; Programa QUEIMADAS <http://queimadas.dgi.inpe.br/> (accessed jan 9, 2021).
24. INMET, I. N. de M.; TabelaEstacoes/A901 <https://tempo.inmet.gov.br/TabelaEstacoes/A901> (accessed jan 9, 2021).
25. Seinfeld, J. H.; Pandis, S. N.; *ATMOSPHERIC From Air Pollution to Climate Change SECOND EDITION*; 2006.
26. Tang, J. W.; *J. R. Soc. Interface* **2009**, *6*.
27. MAPA, M. da A. P. e A.; SDI, S. de I. D. R. e I.; INMET, I. N. de M.; CAPRE, C. de A. e P. de T.; Levantamento de informações meteorológicas durante a forte onda de frio no Brasil em agosto de 2020. *INMET* **2020**.
28. de Oliveira, G.; Chen, J. M.; Stark, S. C.; Berenguer, E.; Moutinho, P.; Artaxo, P.; Anderson, L. O.; Aragão, L. E. O. C.; *Science (80-. )*. **2020**, *369*, 634.2.
29. Rosario, D. K. A.; Mutz, Y. S.; Bernardes, P. C.; Conte-Junior, C. A.; *Int. J. Hyg. Environ. Health* **2020**, *229*, 113587.
30. Oliveiros, B.; Caramelo, L.; Ferreira, N. C.; Caramelo, F.; *medRxiv* **2020**.
31. Auler, A. C.; Cássaro, F. A. M.; da Silva, V. O.; Pires, L. F.; *Sci. Total Environ.* **2020**, *729*.
32. Yao, M.; Zhang, L.; Ma, J.; Zhou, L.; *Sci. Total Environ.* **2020**, *731*, 139178.
33. Setti, L.; Passarini, F.; de Gennaro, G.; Barbieri, P.; Perrone, M. G.; Piazzalunga, A.; Borelli, M.; Palmisani, J.; Gilio, A. Di; Piscitelli, P.; Miani, A.; *medRxiv* **2020**.
34. Setti, L.; Passarini, F.; De Gennaro, G.; Barbieri, P.; Perrone, M. G.; Borelli, M.; Palmisani, J.; Di Gilio, A.; Torboli, V.; Fontana, F.; Clemente, L.; Pallavicini, A.; Ruscio, M.; Piscitelli, P.; Miani, A.; *Environ. Res.* **2020**, *188*, 109754.

35. Bashir, M. F.; Ma, B.; Bilal; Komal, B.; Bashir, M. A.; Tan, D.; Bashir, M.; *Sci. Total Environ.* **2020**, *728*, 138835.
36. Zhu, Y.; Xie, J.; Huang, F.; Cao, L.; *Sci. Total Environ.* **2020**, *727*, 138704.
37. Brunekreef, B.; Holgate, S. T.; *Lancet* **2002**.

**ANEXO B: Artigo publicado:** *Characterization of Aerosols Elementary Composition Emitted by Fires in the North of the Pantanal.*

Ramos, L. C.; Brunelli, T. C.; Vicentin, F. C.; Curado, L. F. A.; Lima, A. M. D. S.; Morais, F. G.; Palácios, R. D. S.; Oliveira, N. N. D.; Marques, J. B. Characterization of Aerosols Elementary Composition Emitted by Fires in the North of the Pantanal. *Preprints* 2024, 2024050504. <https://doi.org/10.20944/preprints202405.0504.v1>