

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

**DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE ABSORÇÃO E
PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS NO
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

KELLY SOUSA ROMERA

**PROF. DR. RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS
ORIENTADOR**

**Cuiabá - MT
Fevereiro de 2019**

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

**DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE ABSORÇÃO E
PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS NO
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

KELLY SOUSA ROMERA

*Dissertação apresentada à
Universidade Federal de Mato Grosso,
como parte das exigências do
Programa de Pós-graduação em Física
Ambiental, para obtenção do título de
Mestre em Física Ambiental.*

**PROF. DR. RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS
ORIENTADOR**

**Cuiabá – MT
Fevereiro de 2019**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

S725d Sousa Romera, Kelly.
DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE ABSORÇÃO E PROPRIEDADES ÓTICAS
DE AEROSSÓIS NO PANTANAL MATO-GROSSENSE / Kelly Sousa Romera. --
2019
87 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Rafael da Silva Palácios.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de
Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2019.
Inclui bibliografia.

1. Angstrom de Absorção. 2. Albedo de Espalhamento Simples. 3. Black Carbon..
I. 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.

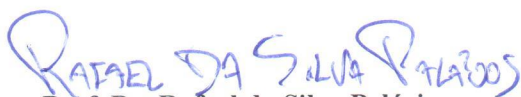
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE ABSORÇÃO E PROPRIEDADES
ÓTICAS DOS AEROSSÓIS NO PANTANAL MATO-GROSSENSE

AUTORA: KELLY SOUSA ROMERA

Dissertação de Mestrado defendida e aprovada em 27 de fevereiro de 2019, pela
comissão julgadora:

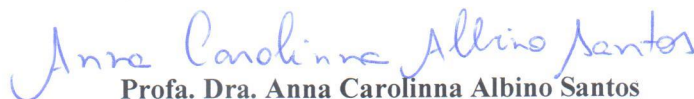


Prof. Dr. Rafael da Silva Palácios
Orientador

Programa Nacional de Pós-Doutorado/PNPD/CAPES



Prof. Dr. Leone Francisco Amorim Curado
Examinador Interno
Instituto de Física - UFMT



Profa. Dra. Anna Carolinna Albino Santos
Examinadora Externa

Centro Universitário de Várzea Grande – UNIVAG



Profa. Dra. Luciana Varanda Rizzo
Examinadora Externa

Departamento de Ciências Exatas e da Terra
Universidade Federal de São Paulo / UNIFESP

DEDICATÓRIA

A Deus, por seu cuidado e amor incondicional.

Aos meus pais, pelo apoio em todas as minhas decisões.

A minha família, pelo incentivo a realizar meus sonhos.

Ao meu noivo, por me ajudar a ver além do que os olhos podem ver.

A todos os irmãos da igreja em Cuiabá que me acolheram com muito carinho.

A meus amigos por tornarem a caminhada mais divertida.

AGRADECIMENTOS

- ❖ Agradeço a Deus que, mesmo sabendo das minhas falhas, nunca desistiu de me ajudar a ser uma pessoa melhor e creio que nunca desistirá;
- ❖ A minha amada mãe, Francisca Fernandes Sousa, uma verdadeira guerreira que sempre esteve ao meu lado, e ao meu pai; Valdir Carlos Romera, que nunca deixou faltar colo e carinho;
- ❖ A minha irmã e amiga Deuselena Pelissari, pelos conselhos quando mais preciso de ajuda. Também agradeço aos meus irmãos Emidio e Douglas Romera, e aos meus sobrinhos, em especial Tais Chimula e Thalita Pelissari; que tornaram a minha vida mais alegre.
- ❖ Ao meu noivo Machsuel Francisco Raymundo, por estar ao meu lado em todos os momentos e me ajudar a superar os obstáculos que preciso enfrentar;
- ❖ Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira, Coordenador do Curso de Pós-Graduação, pelo empenho na criação e andamento do curso, bem como, pelos conselhos e incentivos;
- ❖ Aos amigos e colegas da Pós-Graduação, pelo apoio e companheirismo, em especial a Ana Clara Alves Justi, Ana Cristina, Anísio Alfredo da Silva Júnior, Jonh Billy da Silva, Marlus Sabino e Rayanna Costa Oliveira;
- ❖ A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso por compartilharem seus conhecimentos, contribuindo para esta pesquisa;
- ❖ A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro concedido durante toda pesquisa;
- ❖ Aos integrantes do grupo de instrumentação do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental pelo monitoramento e coleta dos dados;
- ❖ E a todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.
- ❖ Agradeço especialmente ao meu orientador Prof. Dr. Raphael da Silva Palácios por toda ajuda e paciência antes e durante a orientação do Mestrado.
- ❖ Agradeço ao Instituto Nacional de Áreas Úmidas (INAU II) através do Projeto - 3.1.2 – Aspectos Ecofisiológicos na Dinâmica de Trocas Líquidas de CO₂ (NEE), CH₄, Evapotranspiração e de Energia no Pantanal Mato-grossense e ao

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)
através dos projetos: CNPq/407998/2016-0 e CNPq/424915/2016-2.

EPÍGRAFE

“O fim do homem é o início de Deus”. — João Bosco
de Freitas

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	VIII
LISTA DE TABELAS	XI
RESUMO	XII
ABSTRACT	XIII
1. INTRODUÇÃO	14
1.1 PROBLEMÁTICA	14
1.2 JUSTIFICATIVA	15
1.3 OBJETIVOS	16
1.3.1 OBJETIVO GERAL	16
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	16
2. REVISÃO LITERATURA	17
2.1 AEROSSOL ATMOSFÉRICO	17
2.2 EFEITOS DOS AEROSSÓIS NO CLIMA	21
2.2.1 RADIAÇÃO E A ATMOSFERA	21
2.2.2 BALANÇO RADIATIVO	26
2.2.3 PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS	29
2.3 PANTANAL MATO-GROSSENSE	32
3. METODOLOGIA	36
3.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	36
3.2 MEDIDAS <i>IN-SITU</i>	36
3.2.1 MEDIDAS DE ESPALHAMENTO COM NEFELÔMETRO	37
3.2.2 MEDIDAS DO AETALÔMETRO	39
3.3 DETERMINAÇÃO DO ESPECTRO DE ABSORÇÃO E DO ALBEDO DO AEROSSOL	41
3.3.1 OBTENÇÃO DO COEFICIENTE DE ABSORÇÃO	41
3.3.2 DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE ABSORÇÃO	42
3.3.3 ALBEDO DE ESPALHAMENTO SIMPLES DO AEROSSOL	44
3.4 POSSÍVEIS ERROS ASSOCIADOS AO CÁLCULO DO COEFICIENTE DE ABSORÇÃO	50
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	53
4.1 CARACTERIZAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA	53

4.2 RESULTADOS DA CORREÇÃO PARA ABSORÇÃO	56
4.2.1 FATOR DE CORREÇÃO PARA O MULTIPLO ESPALHAMENTO (C)	56
4.2.2 COMPARAÇÃO ENTRE A ABSORÇÃO CORRIGIDA E A ATENUAÇÃO MEDIDA.....	58
4.3 DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE ABSORÇÃO DOS AEROSSÓIS.....	60
4.3.1 SAZONALIDADE DA DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE ABSORÇÃO	60
4.3.2 QUANTIFICAÇÃO DO ANGSTROM DE ABSORÇÃO	62
4.4 CARACTERIZAÇÃO DE PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS NO PANTANAL	66
4.4.1 QUANTIFICAÇÃO DOS COEFICIENTES DE ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO.....	66
4.4.2 VARIAÇÃO MENSAL DOS COEFICIENTES DE ESPALHAMENTO, ABSORÇÃO E DO ALBEDO DE ESPALHAMENTO SIMPLES	71
4.5 VARIAÇÃO SAZONAL DA CONCENTRAÇÃO DE <i>BLACK CARBON</i>	74
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	79
6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	81
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	82

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Distribuição de tamanho das partículas de aerossóis e processos relacionados à produção, transformação e remoção das partículas (adaptada de seinfeld e pandis, 2006).	18
Figura 2. Espectro eletromagnético da radiação em termos do comprimento de onda e da frequência (adaptado de arana, 2014).	22
Figura 3. Comparação entre a irradiância solar espectral no topo da atmosfera e a irradiância de um corpo negro a temperatura de 5777 k (adaptado de seinfeld e pandis, 2006).	23
Figura 4. A) espectro normalizado de emissão do sol a 5.780 k e a 255 k da terra e b) irradiância solar espectral no topo da atmosfera e ao nível do mar. A linha tracejada corresponde a irradiância de um corpo negro a uma temperatura de 6000 k. Também são mostradas as regiões do ultravioleta, do visível e do infravermelho próximo (adaptado de furtado (2016) e seinfeld e pandis (2017)).	24
Figura 5: (a) absorção da radiação solar por O_2 e O_3 , (b) pelo vapor d'água e (c) por toda atmosfera (adaptado de seinfeld e pandis, 2006).	25
Figura 6. Diagrama esquemático do balanço de energia médio terrestre, onde os fluxos de radiação solar de ondas curtas estão representados em amarelo e os fluxos de radiação terrestre de ondas longas estão representados em laranja. Os valores apresentados em $W.m^{-2}$ estão ajustados dentro de sua incerteza para o fechamento do balanço de energia (adaptado de trenberth et al., 2009).	27
Figura 7. Média global da forçante radiativa e suas respectivas incertezas desde 1750 para os principais fatores que alteram o balanço radiativo terrestre (adaptado de ipcc, 2013).	28
Figura 8: parâmetro de tamanho x em função do raio da partícula r e do comprimento de onda da radiação incidente λ	30
Figura 12. Ilustração da estrutura interna do nefelômetro modelo tsi-3563. (adaptado de rizzo, 2006).	38
Figura 13. Princípio de funcionamento do aetalômetro modelo ae33.	39
Figura 14. Processo iterativo representado os passos 2, 3 e 4.	47
Figura 15. A) gráfico logarítmico duplo de c versus λ para expoente angstrom de absorção $AAE = 1.0$ <i>preto</i> , 1.4 <i>vermelho</i> , 1.8 <i>azul</i> , 2.2 <i>verde</i> e 2.6 <i>lilás</i> e b) dependência dos coeficientes a e b em relação ao AAE	48
Figura 16. A) dependência do coeficiente de absorção (σ_{abs}) em 470 nm em relação ao albedo de espalhamento simples (ssa) em 525 nm e ao expoente de angstrom de espalhamento (sae) para o intervalo de 440 a 675 nm para o dia 13 de agosto de 2017 às 14h30min. B) dependência do coeficiente de absorção (σ_{abs}) em 470 nm em relação ao albedo de espalhamento simples (ssa) em 525 nm e ao expoente angstrom de espalhamento (sae) para o intervalo de 440 a 675 nm para o dia 13 de agosto de 2018 às 14h30min. C) dependência do expoente angstrom de	

- absorção (aae) para o intervalo de 370 a 590 nm, em relação ao albedo de espalhamento simples (ssa) em 525 nm e ao expoente angstrom de espalhamento (sae) para o intervalo de 440 a 675 nm para o dia 13 de agosto de 2017 às 14h30min. D) dependência do expoente angstrom de absorção (aae) para o intervalo de 370 a 590 nm, em relação ao albedo de espalhamento simples (ssa) em 525 nm e ao expoente angstrom de espalhamento (sae) para o intervalo de 440 a 675 nm para o dia 13 de agosto de 2018 às 14h30min..... 51
- Figura 9.** A) registro de queimadas no pantanal mato-grossense de jan/2017 a dez/2018 e b) precipitação mensal acumulada na região de estudo de jan/2017 a dez/2018. O período seco, considerado de julho a outubro neste trabalho, foi destacado pela área sombreada. 54
- Figura 10.** Médias quinzenais de temperatura (°C) e umidade relativa do ar (%) coletados junto a torre baía das pedras no período de jan/2017 a dez/18. 55
- Figura 11.** Rosa dos ventos para médias a cada 4 horas da intensidade (m.s^{-1}) e direção do vento para a) meses de novembro e dezembro de 2017 (meses chuvosos), b) seca de 2017 (set/out 2017), c) chuvosa de 2018 (jan/jun-nov/dez 2018) e d) seca de 2018 (jul/out 2018). A intensidade do vento é representada pelas cores na legenda e as porcentagens indicam a quantidade de dados presentes naquela faixa de intensidade..... 56
- Figura 17.** Comparação entre os coeficientes de atenuação (σ_{atn}) e absorção (σ_{abs} corrigido) em 590 nm. A incerteza típica em σ_{abs} é de $\pm 4\%$ 59
- Figura 18.** Variação do coeficiente de absorção médio com o comprimento de onda em $\lambda = 370, 470, 520, 590, 660, 880$ e 950 para a) jan-junho de 2017, b) jul-out de 2017, c) novembro de 2017 a junho de 2018 e d) jul-ago de 2018, considerando uma incerteza de 4%. A área sombreada representa os percentis (25-75%)..... 61
- Figura 19.** Histogramas da frequência relativa de a) aae 370/590 nm em 2017 e 2018 e b) aae 590/880 nm em 2017 e 2018. A incerteza típica em aae é de $\pm 17\%$... 64
- Figura 20.** Médias diárias dos coeficientes de a) espalhamento e b) absorção em 525 nm de junho/17 a dezembro/2018. As áreas sombreadas representam o período seco..... 67
- Figura 21.** Variações mensais dos a) coeficientes de espalhamento em 525 nm (m.m^{-1}), b) coeficientes de absorção em 525 (mm^{-1}) e c) do albedo de espalhamento simples ssa em 525 nm para 2017..... 72
- Figura 22.** Variações mensais dos a) coeficientes de espalhamento em 525 nm (m.m^{-1}), b) coeficientes de absorção em 525 (mm^{-1}) e c) do albedo de espalhamento simples ssa em 525 nm para 2018..... 73
- Figura 23.** Variação temporal da concentração de black carbon (bc) em 880 nm no pantanal mato-grossense. 75
- Figura 24.** Concentração mensal de bc em $\mu\text{g.m}^{-3}$, a) para o ano de 2017 e em b) para o ano de 2018. 77
- Figura 25.** Adaptação da rosa dos ventos para visualização da concentração de bc em função da direção do vento. Embora o contraste de cores não represente de forma

satisfatória, as maiores concentrações foram obtidas em 2017. A falta de contraste se deve a grande diferença das amplitudes da concentração de bc. 78

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Monitoramento da cobertura florestal do pantanal com base na área calculada pelo csr/ibama em 151.113 km ² e do desmatamento entre 2002 e 2008 (4.279 km ²).....	34
Tabela 2. Valores de C^* e m_s obtidos por arnott et al. (2005) para aerossóis de sulfato de amônia.	45
Tabela 3. Variação espectral média de c calculada de acordo com as equações 22 e 23. A variabilidade das estimativas está representada pelo desvio-padrão.....	57
Tabela 4. Médias e desvio padrão de aae 370/590 e aae 590/880 nm para os períodos seco e chuvoso dos anos de 2017 e 2018.	62
Tabela 5. Comparação entre os coeficientes de espalhamento e absorção estimados para o pantanal mato-grossense, zf2 e atto. Para os dados do pantanal, o coeficiente de espalhamento obtido em 525 nm foi considerado comparável ao de 550 nm por falta de medidas em comprimentos de onda diferentes, o coeficiente de absorção em 637 foi estimado pela equação 12 ($\lambda_2 = 590\text{ nm}$) (incerteza típica de $\pm 4\%$) e as médias foram obtidas para o período seco e chuvoso de 2017 e 2018. Os coeficientes de espalhamento e absorção são dados em mm ⁻¹ . As medidas não cobriram todo o período chuvoso de 2017, sendo que as médias nesse caso correspondem aos dados coletados entre os meses de maio-junho e novembro-dezembro.	70
Tabela 6. Médias do espalhamento, absorção e ssa em 525 nm para os períodos seco e chuvoso de 2017 e 2018. As medidas são dadas em mm ⁻¹	70
Tabela 7. Médias das propriedades óticas para os períodos seco e chuvoso dos anos de 2017 e 2018. ¹ medido em mm ⁻¹ , *grandeza adimensional e ² $\mu\text{g.m}^{-3}$	80

RESUMO

ROMERA, K.S. **Dependência espectral de absorção e propriedades óticas de aerossóis no Pantanal Mato-grossense**. 87f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2019.

Neste trabalho foram realizadas medições *in situ* de concentração de *black carbon* (BC) em 7 comprimentos de onda (370 a 950 nm) e do coeficiente de espalhamento em 525 nm, no período de 2017 a 2018. O estudo foi conduzido junto a Base de Pesquisas Avançadas do Pantanal, localizada na reserva do SESC Pantanal, a 160 km de Cuiabá, MT. O coeficiente de absorção em vários comprimentos de onda foi corrigido para fatores de múltiplo espalhamento (C) e carga na fita (R). Para isto, o coeficiente de atenuação e o fator R foram calculados utilizando a atenuação medida pelo aetalômetro. A iteração realizada para a correção dos coeficientes de absorção resultou em um fator de múltiplo espalhamento (C) de 5,15 para o comprimento de onda de referência, 520 nm. Foi constatada uma diferença de aproximadamente 46% entre o comprimento de onda máximo e mínimo. O coeficiente de absorção (σ_{abs}) em 590 nm foi em média 83% inferior ao coeficiente de atenuação (σ_{atn}) medido pelo Aetalômetro. Da mesma forma, o expoente angstrom de absorção (AAE) 370/590 nm foi 54% maior que o expoente angstrom de atenuação. Os valores médios anuais encontrados para o coeficiente de espalhamento (σ_{esp}) e o coeficiente de absorção (σ_{abs}) foram de 45.36 ± 130 e $4.30 \pm 7.8 \text{ M.m}^{-1}$ em 2017, respectivamente e de 13.18 ± 16 e $0.82 \pm 0.98 \text{ M.m}^{-1}$ em 2018, respectivamente. Além dessa variação anual, também foi observada uma variação sazonal de σ_{esp} e σ_{abs} , sendo os maiores valores encontrados no período seco (julho-outubro) e os menores no período chuvoso (janeiro-junho e novembro-dezembro), quando a atmosfera é considerada limpa. O valor médio de AAE 370/590 obtido para todo o período de estudo ($1,92 \pm 0,43$) e indica a presença de BrC no Pantanal, enquanto que a média de AAE 590/880 nm ($1,23 \pm 0,60$) evidencia a contribuição de outros constituintes além do BC. A presença de aerossóis de queima de biomassa no período seco foi responsável por variações sazonais em AAE 370/590 e AAE 590/880 nm. O SSA calculado em 525 nm também apresentou variações sazonais. Os maiores valores de SSA geralmente ocorreram para baixos σ_{esp} e σ_{abs} , observados no período chuvoso. O valor médio de SSA obtido para todo o período de estudo foi ($0,91 \pm 0,05$). As médias encontradas para BC foram $0,16 \pm 0,27$ e $0,03 \pm 0,03 \mu.g.m^{-3}$ para 2017 e 2018, respectivamente. Durante o período chuvoso, foram observados valores mais baixos de BC para todo o período de estudo. Já no período seco, foram obtidas concentrações mais altas de BC, com máxima em setembro/2017 (de $4,35 \mu.g.m^{-3}$), evidenciando forte sazonalidade marcada pela influência da queima de biomassa.

Palavras-chave: Angstrom de Absorção, Albedo de Espalhamento Simples, *Black Carbon*.

ABSTRACT

ROMERA, K.S. **Spectral dependence absorption and optical properties of aerosols in the Mato Grosso Pantanal**. 87f. Dissertation (Master's Degree in Environmental Physics) – Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso, Cuiabá, 2019.

This work carried out in situ measurements of black carbon concentration (BC) in 7 wavelengths (370 to 950 nm), as well as of the scattering coefficient of aerosols particles, at 525 nm wavelength, from the period of 2017 to 2018. The study was conducted at the Pantanal Research Base, located at the SESC Pantanal reserve, 160 km far from Cuiabá, MT. First, the coefficient of absorption, at different wavelengths, was corrected by the factors of multiple scattering (C) and tape loading (R). For this, the attenuation coefficient and the R factor were calculated using the attenuation measured by the aethalometer. An iteration was performed for the absorption coefficients correction, resulting in a multiple scattering factor (C) of 5.15 for the reference wavelength (520 nm). It was found a difference of approximately 46% for the multiple scattering factor (C) between the maximum and minimum wavelength. The absorption coefficient (σ_{abs}) at 590 nm was 83% lower than the attenuation coefficient (σ_{atn}) measured by the aethalometer. Similarly, angstrom absorption exponent (AAE) was 54% higher than the angstrom exponent of attenuation. The annual means for σ_{abs} and σ_{esp} were 45.36 and 4.30 M.m⁻¹, in 2017, and 13.18 and 0.82 M.m⁻¹, in 2018, respectively. In addition to this annual variation, we also observed a seasonal variation of σ_{abs} and scattering coefficient σ_{esp} , with the highest values found in the dry season (July-October) and the lowest values in the rainy season (January-June and November-December), when the atmosphere is considered clean. The average value of AAE 370/590 obtained for the entire study period ($1,92 \pm 0,43$) indicates the presence of BrC in the Pantanal, while the mean AAE 590/880 nm ($1,23 \pm 0,60$) shows the contribution of other constituents besides the BC. The presence aerosols from biomass burning, in the dry period, was responsible for seasonal variations in AAE 370/590 and AAE 590/880 nm. The SSA calculated at 525 nm also showed seasonal variations. The highest SSA values generally occurred during the rainy season. The mean value of SSA obtained for the entire study period was ($0,91 \pm 0,05$). The mean BC found were and m⁻³ for 2017 and 2018, respectively. Lower BC values, of the entire study period, were observed the rainy season. In the dry period were obtained the higher concentrations of BC, with maximum in September/2017 (4.35 $\mu\text{g.m}^{-3}$), evidencing strong seasonality marked by the influence of biomass burning.

Keywords: Angstrom Absorption, Simple Scattering Albedo, Black Carbon.

1. INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

Os aerossóis atmosféricos são compostos formados por partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera que apresentam diferentes formas, tamanhos, composições químicas e propriedades físicas, além de alta influência no clima regional e global, modificando os regimes do ciclo hidrológico e alterando o equilíbrio de energia radiativa.

Devido à sua capacidade de alterar os processos de absorção e espalhamento da radiação, os aerossóis fornecem um indicativo de poluição e afetam a visibilidade atmosférica e, dependendo das suas propriedades físico-químicas podem causar resfriamento ou aquecimento da atmosfera. Os aerossóis também atuam como núcleo de condensação de nuvem e são responsáveis, assim, por mudanças nas propriedades microfísicas das nuvens, alterando seu albedo, profundidade ótica e tempo médio de vida.

A emissão de material particulado para atmosfera, contudo, tem se intensificado nos últimos séculos, especialmente pela industrialização e ações antrópicas como, por exemplo, queima de biomassa, mudanças no uso do solo, desmatamento, queima de combustíveis fósseis e a crescente taxa de urbanização. E, essa intensificação, tem contribuído para um aumento considerável da concentração de aerossóis e gases do efeito estufa, alterando a composição química da atmosfera.

Atualmente, países com crescente índice de industrialização como o Brasil, por exemplo, são responsáveis por um grande número de emissões de material particulado para atmosfera. No Brasil, a região Sudeste possui os maiores índices de industrialização e emissões veiculares. Entretanto, as regiões Norte e Centro-Oeste do país, apesar das menores taxas de industrialização, demonstram alta emissão de material particulado devido à expansão e intensificação agropecuária, desmatamento e queimadas. Outra fonte importante de emissão de material particulado para atmosfera no Brasil são as usinas termelétricas, devido à queima de combustíveis fósseis para geração de energia.

Estudos na região Amazônica apontam que a Bacia Amazônica é afetada por grandes cargas de aerossóis de queimadas no período seco e que as mudanças no uso

da terra na Amazônia têm alterado significativamente a carga de aerossóis. Apesar de alguns trabalhos terem sido desenvolvidos no Bioma Amazônico, outros Biomas da região Centro-Oeste, como o Pantanal, carecem de estudos sobre as propriedades óticas de aerossóis.

1.2 JUSTIFICATIVA

O Pantanal possui grande importância socioeconômica e ecológica para região Centro-Oeste, destacando-se pela vasta biodiversidade e pelo regime hidrológico peculiar que juntamente com a elevação dos níveis dos rios da Bacia Platina, é responsável pelo regime de inundações sazonais no bioma. Assim, o Pantanal desempenha um papel fundamental na manutenção do clima de grande parte da América do Sul. Contudo, apesar de sua importância, existem poucos estudos sobre as interações da biosfera-atmosfera no Pantanal.

A região pantaneira têm sofrido mudanças nos últimos anos principalmente por ações antrópicas como expansão agropecuária, queima de biomassa, exploração de minério e desmatamento. Tais atividades são responsáveis pela emissão de grandes cargas de aerossóis na atmosfera local que, somado com a emissão natural da floresta, podem influenciar fortemente o balanço radiativo da região.

Altas cargas de aerossóis na atmosfera podem gerar mudanças expressivas no ciclo hidrológico do Pantanal, que é de extrema importância para a manutenção do regime de inundações. Tais mudanças podem provocar alterações significativas na fauna, flora e no metabolismo da floresta.

Estudos no Pantanal Mato-grossense sobre as propriedades óticas de aerossóis apontaram variações sazonais das concentrações do material particulado na moda fina e na moda grossa. As variações na concentração de BC na moda fina e grossa também apresentaram variações do período seco para chuvosa. Durante o período de seca, cerca de 90% da concentração de BC é encontrada na moda fina. Esses achados foram associados às possíveis influências de queimadas de pequeno porte na região e até mesmo ao transporte de partículas de queimadas de outras regiões pelas massas de ar.

Os aerossóis modificam os fluxos de energia na atmosfera absorvendo e espalhando radiação. Como consequência, o balanço radiativo terrestre sofre

alterações e interfere na temperatura de superfície, perfil vertical de temperatura, precipitação e nas taxas de formação de nuvens.

O espalhamento da radiação por aerossóis aumenta o albedo do planeta e suscita uma tendência ao resfriamento do clima, enquanto que o aumento da absorção da radiação produz um efeito contrário e a tendência é de aquecer as camadas atmosféricas. O balanço entre o resfriamento e o aquecimento da atmosfera depende das propriedades físico-químicas e condições ambientais do aerossol.

É importante realizar estudos sobre as propriedades óticas dos aerossóis do Pantanal, como absorção, espalhamento e SSA, e assim avaliar como intervenções antropogênicas (por exemplo, queima de biomassa e desmatamento) e até mesmo naturais, podem influenciar o clima da região.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a dependência espectral de absorção dos aerossóis e caracterizar as variações sazonais de suas propriedades óticas no Pantanal Mato-grossense.

1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i. Corrigir os dados de absorção medidos pelo Aetalômetro com medidas em 7 comprimentos de onda, ajustando estes parâmetros de correção para o Pantanal Mato-grossense.
- ii. Caracterizar sazonalmente a absorção, espalhamento e da dependência espectral de absorção dos aerossóis no Pantanal;
- iii. Analisar e quantificar o albedo de espalhamento simples do aerossol;
- iv. Quantificar a variação sazonal das concentrações de *black carbon*.

2. REVISÃO LITERATURA

2.1 AEROSSOL ATMOSFÉRICO

Os aerossóis atmosféricos são formados por um conjunto de partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera, tendo diferentes formas, tamanhos, composições químicas e propriedades físicas. (SEINFELD e PANDIS, 2006). E, ao contrário de poluentes gasosos, o material particulado que compõe o aerossol apresenta vasta heterogeneidade espacial, possuindo tempo de permanência médio na atmosfera da ordem de dias (SEINFELD e PANDIS, 2006).

Segundo sua origem de formação, as partículas de aerossóis atmosféricos podem ser classificadas em aerossóis primários e secundários. Os aerossóis primários são emitidos diretamente para atmosfera a partir da fonte emissora, já os secundários são formados na atmosfera a partir de precursores gasosos (SEINFELD e PANDIS, 2006). Os aerossóis primários podem ser de origem natural ou antrópica. As principais fontes naturais são partículas biogênicas, poeira de solo, erupções vulcânicas, incêndios naturais e aerossóis marinhos. Entre as fontes antrópicas estão as emissões industriais, produtos da queima de combustível fóssil, agricultura e queima de biomassa (ANDREAE e MERLET, 2001).

Os aerossóis atmosféricos também podem ser classificados de acordo com o diâmetro da partícula (D_p), que pode variar de poucos nanômetros até dezenas de micrômetros (Figura 1). Partículas com diâmetros superiores a $2,5\ \mu\text{m}$ são classificadas como partículas grossas ou moda grossa (exemplos: poeira de solo, partículas de origem biogênica, aerossóis marinhos). Já aquelas que apresentam diâmetro inferior a $2,5\ \mu\text{m}$ são chamadas de partículas finas ou moda fina (normalmente inclui a maior parte do total de partículas). As partículas de moda fina podem ainda ser subdivididas em moda de nucleação, moda de Aitken e moda de acumulação, com diâmetros menores que $0,01\ \mu\text{m}$, entre $0,01$ e $0,1\ \mu\text{m}$ e entre $0,1$ e $2,0\ \mu\text{m}$, respectivamente.

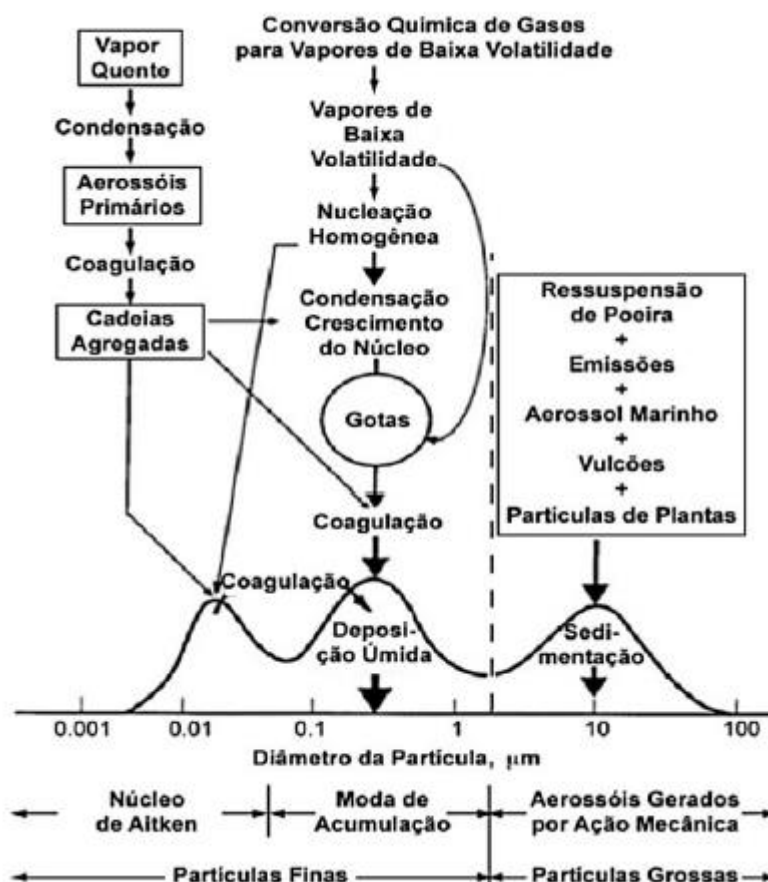


Figura 1. Distribuição de tamanho das partículas de aerossóis e processos relacionados à produção, transformação e remoção das partículas (adaptada de Seinfeld e Pandis, 2006).

Após lançados na atmosfera, as partículas de aerossóis interagem entre si e com o ambiente que as circunda através de uma série de processos físico-químicos, tais como a evaporação e condensação de vapores, coagulação com outras partículas, ativação para formação de gotículas de nuvem e reações químicas (RAES et al., 2000). Estes processos podem alterar o tamanho e composição dessas partículas, além de afetar as propriedades óticas do aerossol e a nucleação de nuvens.

O tamanho da partícula e as condições atmosféricas alteram o tempo de permanência dos aerossóis na atmosfera. Para aerossóis da moda grossa, o tempo de permanência na atmosfera é curto, da ordem de dias ou horas, enquanto que partículas da moda fina podem permanecer de 4 a 14 dias (HOPPEL et al., 2002). Além disso, as partículas podem ser removidas da atmosfera pelos processos de deposição seca ou úmida. A deposição seca pode dar-se por sedimentação ou difusão turbulenta

(WESELY; HICKS, 2000; GALLAGHER et al., 2002) e a deposição úmida por nucleação de partículas no interior de nuvens ou precipitação (WILLIAMS et al., 1997; LAAKSO, 2003).

Por ser o elemento mais abundante na composição dos aerossóis, o carbono possui um papel indispensável na atmosfera, sendo importantes por ocorrerem nas modas grossa e fina do aerossol atmosférico e por apresentarem propriedades de absorção e espalhamento da radiação (ARANA, 2014).

O Carbono Orgânico (OC, do inglês *Organic Carbon*) é o carbono presente nas substâncias orgânicas e nos compostos poliméricos e sua contribuição para a massa do aerossol é definida como matéria orgânica (OM, do inglês *Organic Matter*). O OC é considerado primário quando emitido diretamente na atmosfera, por exemplo, por fontes naturais ou combustão e é considerado secundário quando formado por condensação de produtos da foto oxidação de hidrocarbonetos.

Quanto às propriedades óticas, o OC é tipicamente considerado espalhador por apresentar uma fração que não absorve luz no visível devido a presença de compostos que, muitas vezes, são considerados incolores. Entretanto, estudos recentes mostram a presença de uma fração absorvedora próximo ao ultravioleta (UV) denominada *brown carbon* (BrC) (ARANA, 2014). A fração de BrC é produzida principalmente a partir da queima de combustíveis fósseis ou biomassa, mas também pode ser produzida na atmosfera a partir de fontes secundárias (FIORESE, 2016) e possuem coloração marrom. Estudos de Wang et al. (2016) indicaram que BrC contribui com cerca de 20 a 40% da absorção total de aerossóis carbonáceos e que seu efeito radiativo direto pode variar entre + 0,1 e + 0,6 W.m⁻².

Em geral, OC pode constituir de 10 a 50% da concentração em massa orgânica atmosférica dependendo da fonte de emissão, no entanto, a mistura de diversos compostos orgânicos diferentes dificulta a quantificação da contribuição das várias fontes e faz com que a composição do carbono orgânico do aerossol atmosférico seja bastante complexa (SEINFELD e PANDIS, 2006).

O Carbono Elementar (EC, do inglês *Elemental Carbon*) é um material carbonáceo termicamente estável que só é oxidado em temperaturas acima de 340°C e pode ser considerado equivalente ao *black carbon* (BC), sendo este termo uma denominação qualitativa que serve para descrever as substâncias carbonáceas

absorvedoras de luz no aerossol atmosférico. O BC é resultado da combustão incompleta de material carbonáceo e possui coloração escura, sendo quantificado por atenuação de luz.

O BC é um dos principais constituintes de aerossóis atmosféricos, com influência considerável sobre o clima regional e qualidade do ar. Todavia, não existe um acordo sobre a terminologia que considere as propriedades específicas, definições, métodos de medições e incertezas associadas, e por isso é, muitas vezes, definido com base no método de medida.

Petzold et al. (2013) recomenda que o termo *black carbon* equivalente (EBC, do inglês, *Equivalent Black Carbon*), e não BC, deve ser usado para dados obtidos a partir de métodos por absorção ótica. Se as medidas forem realizadas por métodos termoopticos, BC pode ser substituído por EC e para medidas obtidas a partir de métodos baseados em incandescência, é sugerido que se use o termo *black carbon* refratário (rBC, do inglês, *Refractory Black Carbon*). Neste trabalho, BC foi estimado utilizando métodos de absorção ótica, contudo optou-se por não seguir com a terminologia recomendada (EBC), mas continuar usando BC.

O BC é formado pela queima incompleta de combustíveis fósseis e de biomassa, podendo ser emitidos para atmosfera por fontes de combustão natural ou antrópica. O tempo de vida médio na atmosfera (cerca de uma semana) possibilita que este constituinte seja transportado em escala regional e até mesmo global pelas correntes de ar.

Além disso, o BC possui algumas propriedades específicas: forte absorvedor da radiação na região do visível, infravermelho e ultravioleta; é refratário; insolúvel em água, solvente orgânico e nos outros componentes do aerossol atmosférico; é formado de agregados de pequenas esférulas de carbono; e contém uma grande fração de átomos de carbono do tipo grafite (PETZOLD et al., 2013).

Grandes incertezas nos valores estimados de BC, contudo, indicam a necessidade de mais estudos que quantifiquem o real efeito deste constituinte sobre o balanço radiativo terrestre. Para tanto, é essencial estudar mais a fundo a absorção de radiação do aerossol pelas diferentes espécies químicas.

Estudos de Santos et al. (2015) indicaram variações sazonais de BC entre 2012 e 2013 no Pantanal Mato-grossense. No período seco, cerca de 90% da concentração

de BC esteve presente na moda fina do aerossol, apresentando média de $0,00866 \mu.g.m^{-3}$. Durante o período chuvoso, a média foi de $0,00425 \mu.g.m^{-3}$. Ainda foi encontrada uma concentração máxima de BC igual a $1,68 \mu.g.m^{-3}$ em setembro de 2012, durante o período seco.

2.2 EFEITOS DOS AEROSSÓIS NO CLIMA

As partículas de aerossóis influenciam fortemente o clima regional e global por meio de efeitos diretos e indiretos, modificando os regimes do ciclo hidrológico e alterando o equilíbrio de energia radiativa (FORSTER et al., 2007).

Um exemplo da influência direta das partículas de aerossóis no clima é sua capacidade de modificar o balanço de energia terrestre pelas alterações nas taxas de absorção e espalhamento da radiação. Enquanto o processo de absorção de radiação pelos aerossóis tende a aquecer as camadas atmosféricas, o espalhamento tem uma tendência ao resfriamento por aumentar o albedo do planeta.

De maneira indireta, os aerossóis podem atuar como núcleos de condensação e modificar as propriedades macro e microfísicas das nuvens (FORSTER et al., 2007), alterando o ciclo hidrológico e influenciando, principalmente, as taxas de precipitação. Outro resultado que se pode obter são as mudanças nas taxas de evapotranspiração (MURTHY et al., 2014).

2.2.1 RADIAÇÃO E A ATMOSFERA

A interação da radiação eletromagnética com gases, nuvens e partículas é o processo mais importante de transferência de energia na atmosfera (LIOU, 2002). A radiação eletromagnética se propaga em forma de onda e o seu movimento pode ser descrito pela equação geral da onda: $\lambda = c/\nu$, onde λ é o comprimento de onda, c é a velocidade da luz no vácuo ($2,998 \times 10^8 m s^{-1}$) e ν é a frequência da onda. λ e ν são grandezas que caracterizam uma onda, isso significa que, para cada comprimento de onda, existe uma frequência característica que é inversamente proporcional ao mesmo comprimento de onda, conforme pode ser visto no espectro eletromagnético.

O espectro eletromagnético representa a distribuição da intensidade da radiação eletromagnética com relação ao seu comprimento de onda (ou frequência) e é dividido em várias regiões, também chamadas de faixas, como pode ser visto na Figura 2. Da

esquerda para direita da Figura 2 tem-se: região de raios gama e raios-X; região do ultravioleta (0,01 a 0,4 μm); região visível (0,4 a 0,7 μm); região do infravermelho próximo (0,7 a 4 μm); e região do infravermelho térmico (4 a 100 μm).

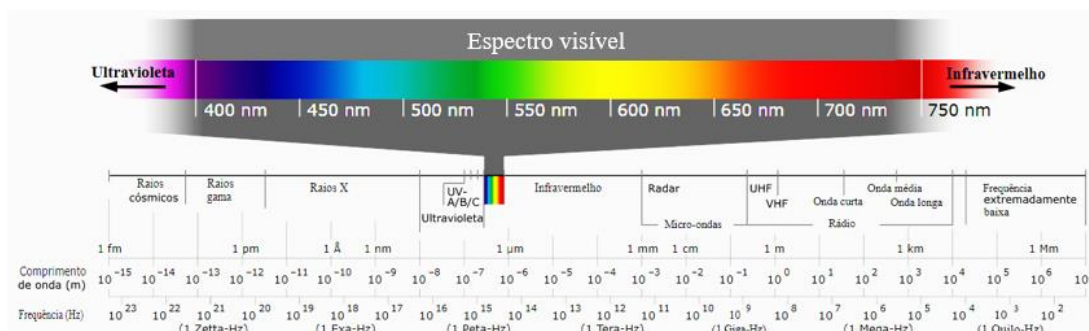


Figura 2. Espectro eletromagnético da radiação em termos do comprimento de onda e da frequência (adaptado de Arana, 2014).

O Sol, principal fonte de energia da Terra, emite radiação ao longo das faixas do ultravioleta, visível e infravermelho próximo, com pico de emissão na região do visível, em torno de 0,5 μm . Seu espectro de emissão nesta região se assemelha ao de um corpo negro a uma temperatura aproximada de 6000 K (Figura 3). Um corpo negro ideal seria aquele que emite e absorve a máxima quantidade possível de radiação (em qualquer temperatura e em qualquer comprimento de onda).

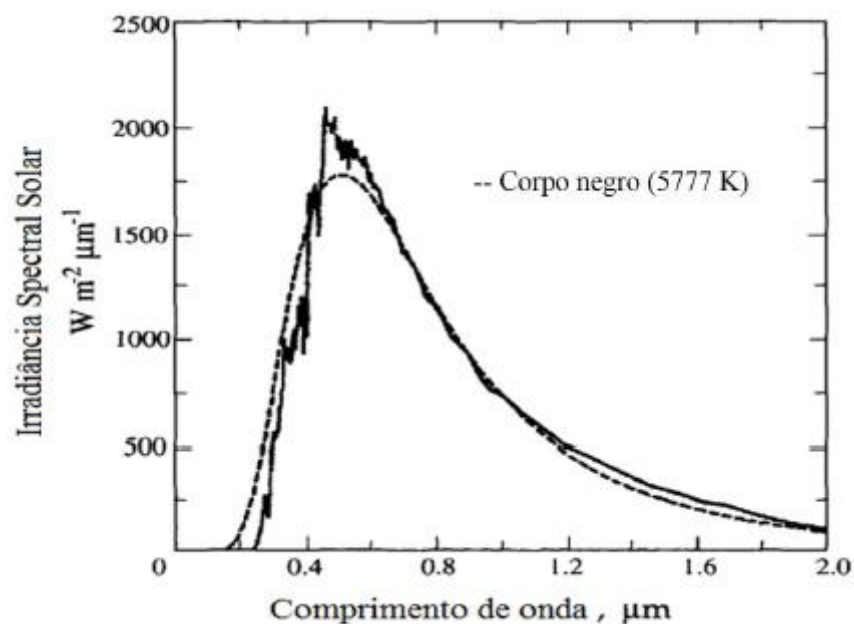


Figura 3. Comparação entre a irradiância solar espectral no topo da atmosfera e a irradiância de um Corpo negro a temperatura de 5777 K (adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

A Terra também apresenta comportamento semelhante ao de um corpo negro, porém a uma temperatura aproximada de 250 K, emitindo em comprimentos de ondas maiores e com pico de energia próximo a 15 μm (Figura 4a). De acordo com a faixa de emissão, a Terra emite em comprimentos de ondas maiores (ondas longas) enquanto o Sol emite em comprimentos de onda menores (ondas curtas).

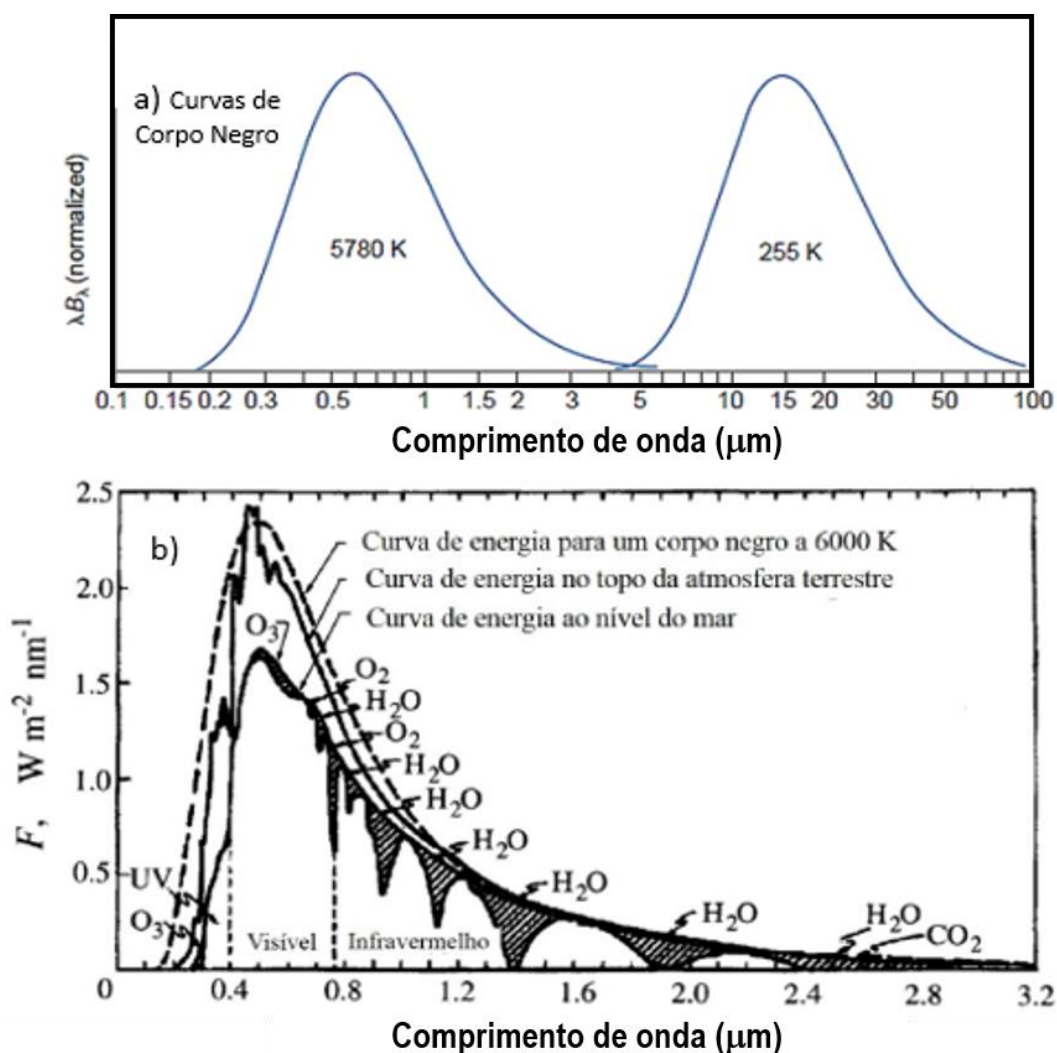


Figura 4. a) Espectro normalizado de emissão do Sol a 5.780 K e a 255 K da Terra e b) irradiância solar espectral no topo da atmosfera e ao nível do mar. A linha tracejada corresponde a irradiância de um corpo negro a uma temperatura de 6000 K. Também são mostradas as regiões do ultravioleta, do visível e do infravermelho próximo (adaptado de Furtado (2016) e Seinfeld e Pandis (2017)).

Uma parcela da radiação solar que chega ao topo da atmosfera é atenuada na atmosfera antes de atingir a superfície. Ao se comparar o espectro solar incidente no topo da atmosfera com o da superfície terrestre, Figura 4b, nota-se uma diminuição da energia que incide sobre a mesma. Em alguns intervalos de comprimento de onda, nomeados bandas de absorção, os constituintes atmosféricos absorvem a radiação solar e, por consequência, diminuem a quantidade de energia direcionada a superfície. As faixas do espectro onde os constituintes atmosféricos permitem a transmissão da

radiação (não espalhada e nem absorvida) são denominadas “janelas atmosféricas” (PROCÓPIO, 2005).

A Figura 5 evidencia as bandas de absorção de alguns constituintes da atmosfera. Para comprimentos de onda inferiores a $0,29\ \mu\text{m}$, praticamente toda radiação incidente é absorvida por oxigênio (O_2) e ozônio (O_3), sendo que, na região do visível, o ozônio também absorve radiação acima de $0,4\ \mu\text{m}$. Contudo, entre $0,3$ a aproximadamente $0,9\ \mu\text{m}$, forma-se uma “janela” no espectro (a absorção não é significativa), o que permite que quase toda a radiação seja transmitida (Figura 5a). O vapor d’água (H_2O) absorve em uma ampla faixa do espectro, indo de $0,8$ a aproximadamente $20\ \mu\text{m}$, com algumas “janelas” não significativas (Figura 5b). Junto com o dióxido de carbono (CO_2), o H_2O é um dos responsáveis pela maior parte da absorção terrestre no infravermelho (Figura 5c). Todos os gases que absorvem ondas longas, como o CO_2 e o H_2O , são denominados gases de efeito estufa.

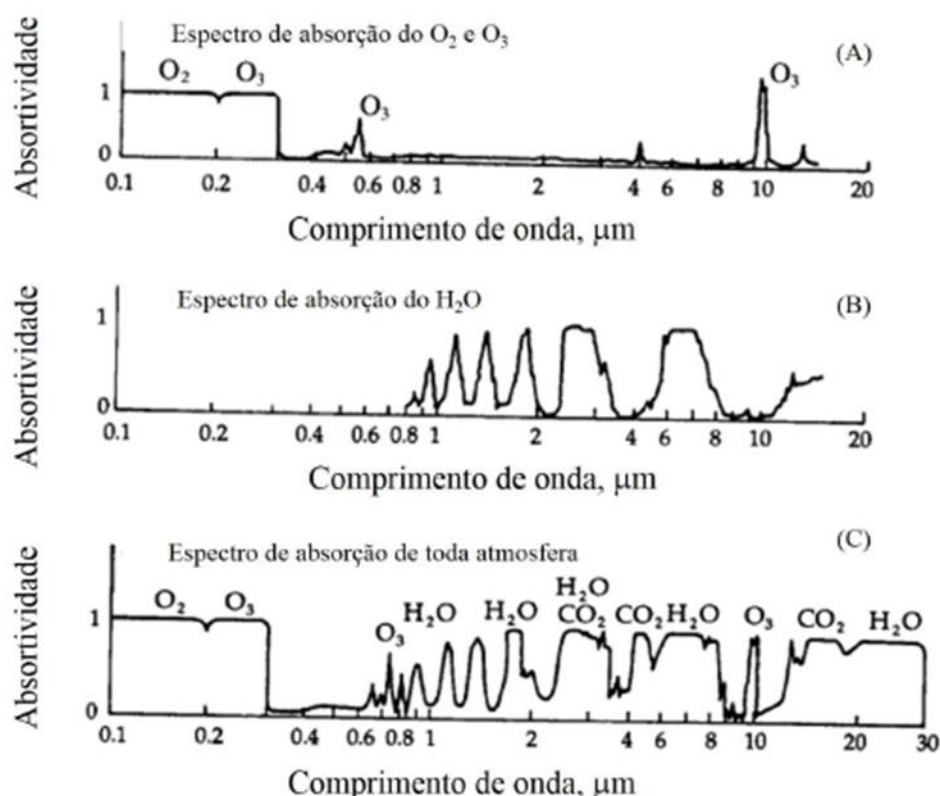


Figura 5: (a) absorção da radiação solar por O_2 e O_3 , (b) pelo vapor d’água e (c) por toda atmosfera (adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

Cerca de 80% da radiação emitida pela Terra vai para o espaço no intervalo espectral compreendido entre 7 a 13 μm . Tal processo é responsável pelo equilíbrio radiativo do planeta. Grande parte dos gases do efeito estufa absorve nessa mesma região do espectro, por isso, alterações em suas concentrações, mesmo pequenas, podem ocasionar mudanças significativas no fluxo radiativo líquido.

2.2.2 BALANÇO RADIATIVO

A radiação solar é a principal responsável pela dinâmica da atmosfera terrestre e também pelas características climáticas do planeta. Na Figura 2 é possível observar que nem toda energia radiante que incide no topo da atmosfera atinge a superfície.

Estima-se que a irradiância solar (quantidade de energia solar média por segundo por unidade de área) incidente no topo da atmosfera seja de aproximadamente 340 W.m^{-2} (SEINFELD e PANDIS, 2006). Cerca de 30% deste valor é refletido de volta ao espaço por nuvens, moléculas de gás e partículas (100 W.m^{-2}), e também pela superfície terrestre (aproximadamente 24 W.m^{-2}). Aproximadamente metade da radiação solar incidente (50%) é absorvida pela superfície e o restante (20%) é absorvido pela própria atmosfera, deste modo, aproximadamente 240 W.m^{-2} de radiação de ondas curtas é absorvido no sistema Terra-atmosfera (Figura 6).

A superfície terrestre transfere a maior parte desta radiação incidente para atmosfera pelo fluxo de calor latente e sensível, e pela emissão de ondas longas (comprimentos de onda no infravermelho próximo). Essa energia é irradiada para a superfície e para o espaço por nuvens, gases e partículas presentes na atmosfera de forma a que se mantenha o equilíbrio do balanço radiativo terrestre (TRENBERTH et al., 2009).

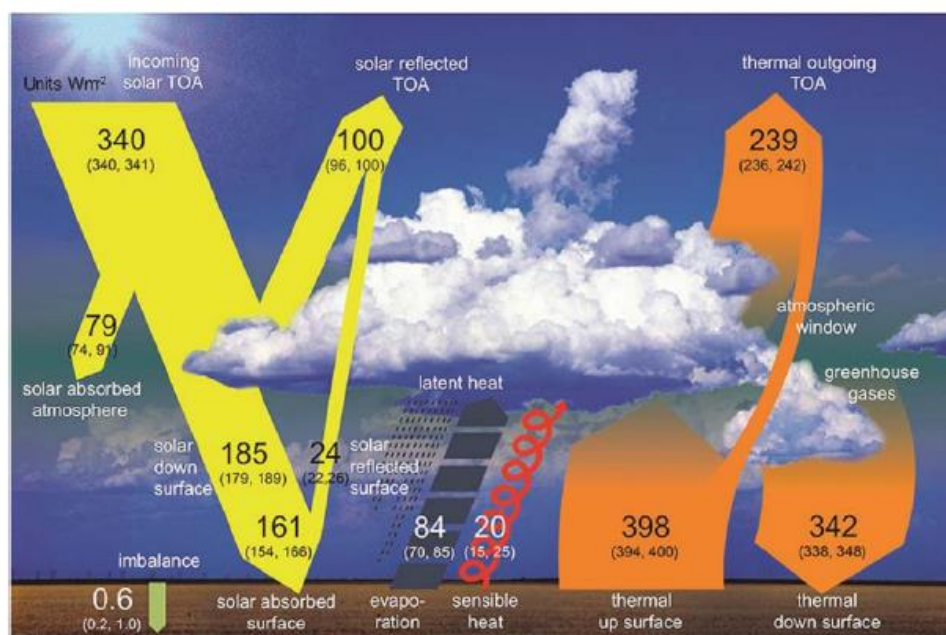


Figura 6. Diagrama esquemático do balanço de energia médio terrestre, onde os fluxos de radiação solar de ondas curtas estão representados em amarelo e os fluxos de radiação terrestre de ondas longas estão representados em laranja. Os valores apresentados em W.m^{-2} estão ajustados dentro de sua incerteza para o fechamento do balanço de energia (Adaptado de Trenberth et al., 2009).

Inúmeros fatores, tanto naturais quanto antrópicos, podem perturbar o balanço radiativo terrestre. Os fatores naturais que podem alterar a quantidade de energia que chega a superfície terrestre são as mudanças na órbita da Terra, atividades solares, erupções vulcânicas e nuvens. As nuvens, juntamente com os aerossóis, podem diminuir a radiação solar que atinge a superfície, refletindo-a de volta para o espaço. Por outro lado, como um dos fatores antrópicos, os gases de efeito estufa presentes na atmosfera absorvem radiação infravermelha (radiação de ondas longas emitidas pela terra) e ao aprisionar essa energia na atmosfera, dificultam a saída de radiação terrestre para o espaço, gerando aquecimento.

A influência dessas perturbações no balanço de energia terrestre pode ser avaliada em termos de uma grandeza denominada forçante radiativa (FORSTER et al., 2007). O Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (2013) (IPCC, do inglês *Intergovernmental Panel on Climate Change*) define forçante radiativa como sendo a diferença na irradiância líquida na tropopausa em um estado de referência e um estado perturbado por um agente externo

(IPCC, 2013). O IPCC adota como estado de referência a revolução industrial em 1750 (FORSTER et al., 2007). A Figura 7 representa a força radiante média global dos principais agentes climáticos e suas respectivas incertezas para 2011 em relação a 1750.

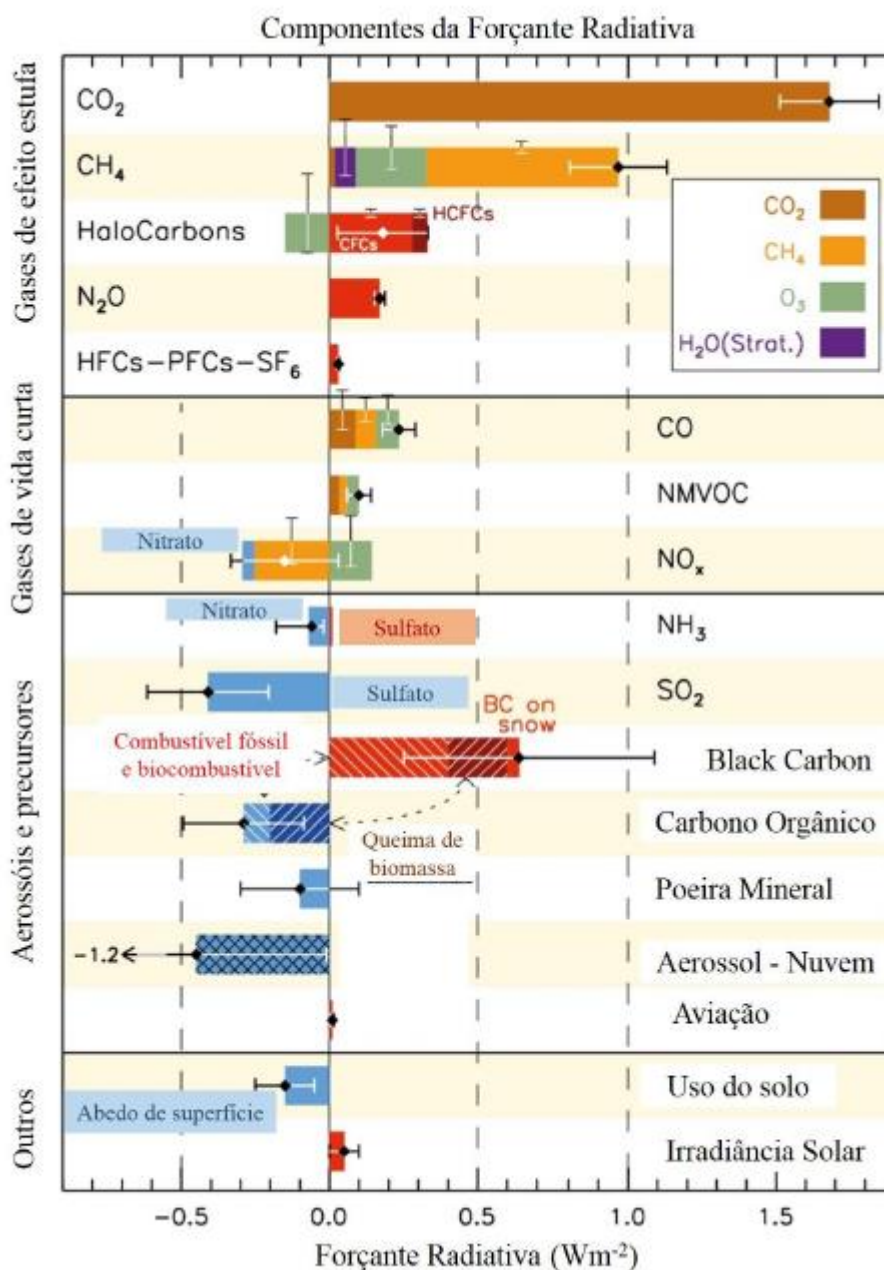


Figura 7. Média global da força radiante e suas respectivas incertezas desde 1750 para os principais fatores que alteram o balanço radiativo terrestre (Adaptado de IPCC, 2013).

Em geral, forçantes radiativas positivas indicam um efeito líquido de aquecimento e forçantes negativas indicam efeitos de resfriamento no sistema Terra-atmosfera. Os gases do efeito estufa causam o aquecimento do sistema, enquanto que o aerossol atmosférico, com exceção do *black carbon*, contribui para o resfriamento do sistema. Em conjunto, os aerossóis de origem antrópica produzem um efeito direto de resfriamento. Os aerossóis ainda são responsáveis por um efeito indireto associado às alterações no albedo de nuvens. Os efeitos locais dessas partículas podem ser muito maiores e chegar a centenas de W.m^{-2} , principalmente em regiões próximas as fontes emissoras (GARCÍA et al., 2012).

2.2.3 PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS

A absorção e o espalhamento da radiação eletromagnética por gases e partículas são processos físicos indispensáveis na interação da radiação com a matéria, além de contribuírem consideravelmente para a extinção da radiação solar e terrestre na atmosfera (WALLACE; HOBBS, 2006).

O espalhamento, caracterizado pelo coeficiente de espalhamento σ_{esp} , ocorre quando um feixe de luz interage com moléculas e partículas em suspensão e estas irradiam energia em todas as direções. Quando parte da radiação incidente é convertida em energia térmica, por gases e partículas, tem-se o processo físico de absorção, caracterizado pelo coeficiente de absorção σ_{abs} . Fisicamente, o espalhamento e a absorção acontecem quando os fótons da radiação, que incidem sobre um meio material, deslocam (excitam) as cargas elétricas das partículas, que, por sua vez, passam a emitir radiação eletromagnética devido aos movimentos oscilatórios das cargas (SEINFELDS; PANDIS, 2006).

O espalhamento da radiação depende de um termo físico chamado de parâmetro de tamanho x , que equivale à razão entre o tamanho de uma partícula esférica de raio r e o comprimento de onda da radiação incidente λ (LIOU, 2002), dado pela Equação 1:

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

A Figura 8 ilustra os diferentes regimes de espalhamento da radiação. Para os casos em que a partícula é muito menor que o comprimento de onda incidente, ou seja, $x \ll 1$, o regime de espalhamento é descrito pela teoria de Rayleigh (moléculas ou partículas pequenas em relação ao λ incidente). Para $x \cong 1$, ou seja, partículas com tamanho da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda incidente, o espalhamento é determinado pela teoria de Mie. Por fim, para partículas muito maiores que o comprimento de onda incidente, $x \gg 1$, o espalhamento é determinado pelas leis da ótica geométrica. Para as partículas analisadas neste trabalho, o espalhamento que ocorre é o de Mie (PM_{2,5}).

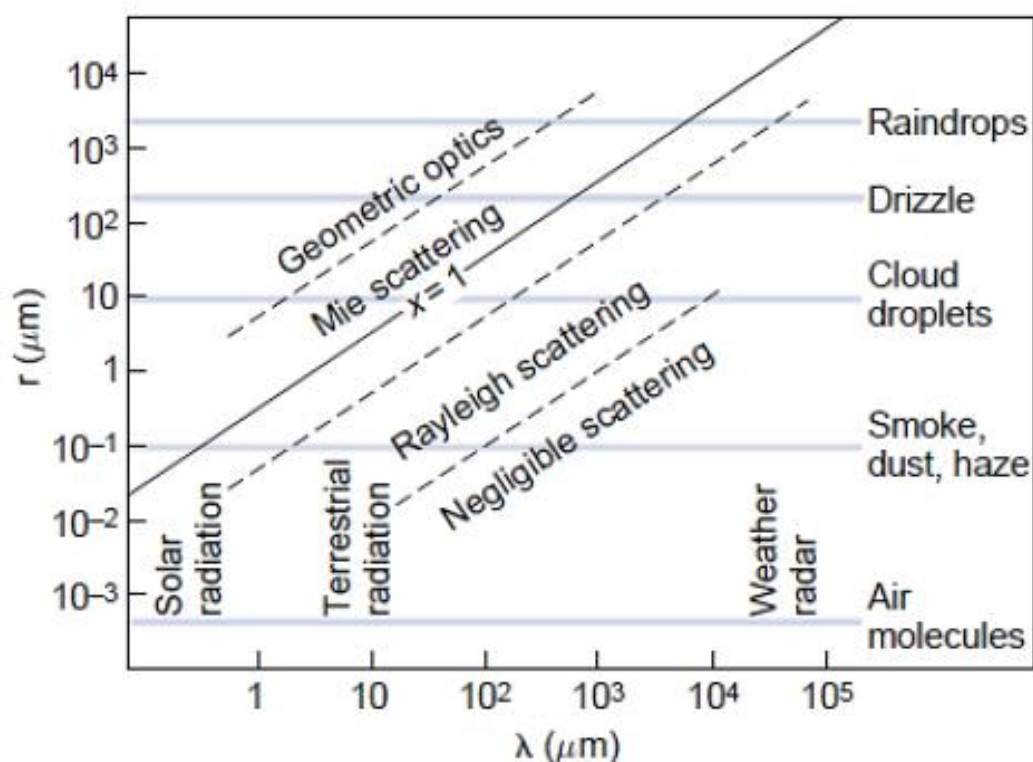


Figura 8: Parâmetro de tamanho x em função do raio da partícula r e do comprimento de onda da radiação incidente λ .

Fonte: Wallace; Hobbs, 2006.

A atenuação da radiação eletromagnética ao atravessar um meio homogêneo é descrita pela Lei de Beer-Lambert-Bouguer. Essa lei diz respeito à variação da intensidade da radiação em termos da extinção gerada pelos processos de absorção e espalhamento da radiação ao atravessar um meio. A extinção da radiação (σ_{ext}) pode

ser obtida simplesmente pela soma das parcelas de absorção e espelhamento, conforme a Equação 2.

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

Algumas propriedades dos aerossóis não dependem do número de partículas, dependem apenas de suas propriedades intrínsecas, por isso recebem o nome de propriedades intensivas das partículas de aerossol. Três propriedades intrínsecas foram calculadas neste estudo e serão descritas nos parágrafos seguintes.

O albedo de espalhamento simples (SSA) é uma grandeza adimensional definida para um comprimento de onda específico como a razão entre o coeficiente de espalhamento σ_{esp} e o coeficiente de extinção σ_{ext} , conforme a Equação 3:

$$SSA(\lambda) = \frac{\sigma_{esp}}{\sigma_{ext}} = \frac{\sigma_{esp}}{\sigma_{esp} + \sigma_{abs}} \quad \text{Equação 3}$$

$SSA(\lambda)$ é interpretado como a fração com que um feixe incidente é espalhado. Valores de $SSA(\lambda)$ próximos a 1 indicam a presença de aerossóis altamente espalhadores como, por exemplo, sulfato de amônia. $SSA(\lambda)$ entre 0,1 - 0,6 indica a predominância de partículas absorvedores, como o *black carbon*.

O expoente angstrom de espalhamento (SAE) caracteriza a dependência espectral de σ_{esp} ou da profundidade ótica de espalhamento ($SAOD$) através de uma lei de potência (ÅNGSTRÖM, 1929) expressa na Equação 4:

$$\sigma_{esp}(\lambda) = B \cdot \lambda^{SAE} \quad \text{Equação 4}$$

sendo B uma constante chamada de coeficiente de turbidez.

A partir da Equação 4, pode-se relacionar a dependência espectral de SAE em dois comprimentos de onda distintos, λ_1 e λ_2 (Equação 5):

$$SAE = - \frac{\log\left(\frac{\sigma_{esp}(\lambda_1)}{\sigma_{esp}(\lambda_2)}\right)}{\log\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \quad \text{Equação 5}$$

O expoente angstrom de absorção (*AAE*) pode ser calculado de modo análogo:

$$AAE = - \frac{\log\left(\frac{\sigma_{abs}(\lambda_1)}{\sigma_{abs}(\lambda_2)}\right)}{\log\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \quad \text{Equação 6}$$

O *AAE* dá informações do tamanho médio da população de partículas. Valores baixos de *SAE* (próximos a 1) indicam a predominância de partículas na moda grossa tais como, poeira mineral e sal marinho (SCHUSTER, et al., 2006). Enquanto que valores próximos a 2 são associadas a predominância de partículas na moda fina, oriundas de poluição urbana ou queima de biomassa.

O *AAE* está relacionado com as propriedades químicas e físicas do aerossol (RIZZO et al., 2011) e pode dar informações sobre o tipo do aerossol absorvedor predominante em uma mistura de aerossóis (FURTADO, 2016). A dependência espectral do BC é tipicamente 1 (BERGSTROM et al., 2002). Já o carbono orgânico (OC) presente em aerossóis de queima de biomassa e poeira mineral contribuem para absorção da radiação na região do ultravioleta e regiões espectrais do azul, resultando em *AAE* maiores do que 1 (KIRCHSTETTER, 2004), variando de acordo com os comprimentos de onda escolhidos para a estimativa. Valores de *AAE* maiores do que 1,5 têm sido utilizados para caracterizar aerossóis que absorvem em comprimentos de ondas mais curtos, por exemplo, poeira mineral e OC.

2.3 PANTANAL MATO-GROSSENSE

O Pantanal é uma das maiores planícies de áreas alagáveis do planeta, cobrindo uma área aproximada de 150.355 km² no centro da América do Sul (IBGE, 2004). Além do Brasil, abrange a Bolívia e o Paraguai, com maior área em território brasileiro. No Brasil, é considerado o bioma de menor extensão territorial ocupando cerca de 2% da área total do território brasileiro, com 59,7% de seu território no estado de Mato Grosso do Sul e 59,7% no Mato Grosso (MMA, 2011) e uma menor parcela em áreas da Bolívia e Paraguai, onde é conhecido como Chaco.

A região é influenciada por 4 grandes biomas: Amazônia, Cerrado, Chaco e Mata Atlântica, e é uma planície aluvial influenciada por rios que drenam a bacia do Alto Paraguai (PRANCE et al., 1982). O Pantanal pode ser dividido em 11 sub-regiões distintas que dependem das características hidrológicas, de solo e vegetação, são elas: Cáceres, Poconé, Barão de Melgaço, Paiaguás, Nhecolândia, Abobral, Miranda, Aquidauana, Nabileque, Paiaguás e Portp Murtinho (SILVA; ABDON, 1998).

Segundo Köpen, o clima do Pantanal é classificado como “AW” tropical úmido, com variações sazonais bem definidas: invernos secos no período seco (maio a outubro) e verões chuvosos no período chuvoso (novembro a abril) (ALVES, 2015). O verão chuvoso é caracterizado por temperaturas elevadas, já o inverno seco com grande redução de chuvas (DE MUSIS et al., 1997; ARIEIRA et al., 2011). A temperatura média é de 24 a 26°C, com precipitação anual variando de 1000 - 1600 mm (ALVARES, et al., 2014) e umidade relativa média de aproximadamente 85% no período chuvoso, podendo chegar a 60% no período seco (SCHWERDTFEGER et al., 2014).

A altitude na região varia de 80 a 150m nas áreas de planícies, podendo atingir até 250 m nas áreas de planalto (SPECHT, 2011) e a baixa declividade da planície no sentido leste-oeste e norte-sul favorece a ocorrência de inundações periódicas (GALDINO, 2006).

As inundações são decorrentes, na maioria das vezes, da precipitação (marcada pela sazonalidade), principal responsável pelo transbordamento dos rios que compõe a bacia pantaneira (ALVES, 2015). O escoamento das águas advindas das cabeceiras dos rios do planalto possui uma capacidade baixa de transporte de água por sua largura estreita; deste modo, o fluxo extravasa o leito e causa inundações da planície formando as baías e lagoas ao preencher as depressões (ALHO, 2003; MMA, 2011). Existe diferença entre os períodos de alagamento na parte Norte e Sul do Pantanal: no Norte, as cheias ocorrem entre os meses de janeiro a março, com inundação máxima no início de fevereiro, enquanto que no Sul, de abril a junho, atingindo seu pico em junho, dificultando o escoamento (GALDINO, 2006).

Os ambientes naturais na região estão passando por processos de degradação com a expansão desordenada das atividades agropecuárias e exploração intensiva,

acompanhada de desmatamentos (LOURIVAL et al., 2009), projetos de infraestrutura (hidrelétricas, hidrovias, mineradoras) e queimadas (MMA, 2011).

A pecuária extensiva de corte caracteriza-se como a principal atividade econômica do Pantanal (JUNK & CUNHA, 2005; RESENDE, 2008), utilizando como recursos pastagens nativas, madeira para construção de cercas, currais e galpões (SPECHT, 2011). O desmatamento e queima da vegetação nativa é comum para abertura de pastagens na região.

De acordo com o Programa de monitoramento dos Biomas Brasileiros por Satélite (PMDBBS), cujo objetivo é quantificar os efeitos das ações antrópicas sobre os biomas brasileiros por meio de monitoramento com imagens de satélite, o Pantanal mantém 83,07% de sua cobertura vegetal nativa (MMA, 2011). No período de 2002 a 2008, a área de vegetação nativa desmatada no Pantanal foi de 4.279 km². Isso significa uma redução de quase 3% (em um período de 6 anos) em relação a sua área total (Tabela 1).

Tabela 1. Monitoramento da cobertura florestal do Pantanal com base na área calculada pelo CSR/IBAMA em 151.113 km² e do desmatamento entre 2002 e 2008 (4.279 km²).

Classe	até 2002 (%)	até 2008 (%)
Áreas desmatadas	12,35	15,18
Vegetação remanescente	86,05	83,14
Corpos d'água	1,59	1,68

Fonte: IBAMA, 2018¹.

As atividades antrópicas no Pantanal tiveram um impacto expressivo sobre grande parte da região. As atividades econômicas, queima de biomassa, ressuspensão de poeira do solo e a floresta têm contribuído significativamente para emissão de partículas na atmosfera local, principalmente no período seco.

Durante o período chuvoso, a atmosfera do Pantanal apresenta baixas concentrações de aerossóis de queimadas, com predominância das emissões naturais biogênicas. Já no período seco, quando as emissões de queima de biomassa são predominantes, a concentração de aerossóis de características mais absorvedoras

¹ Tabela retirada do site <https://siscom.ibama.gov.br/monitora_biomass/PMDBBS%20-%20PANTANAL.html>, acessado em 06/12/2018.

(geralmente moda fina) aumenta, levando a variações sazonais das propriedades óticas dos aerossóis (SANTOS, 2018).

O expoente angstrom de absorção (AAE) apresentou valores maiores que 1,5 no período de 2012 a 2013. Esses valores são utilizados para caracterizar aerossóis que tem maior absorção em comprimentos de onda mais curtos, como poeira mineral e OC.

Após serem descritas as principais características do Pantanal, assim como suas principais fontes de emissão de material particulado, percebe-se que conhecer as propriedades espectrais dos aerossóis na região é de suma importância para quantificar seus efeitos locais no balanço radiativo (SENA et al., 2013) e no clima.

3. METODOLOGIA

3.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O estudo foi conduzido no Centro Avançado de Pesquisas da Universidade Federal de Mato Grosso, dentro do Parque Baía das Pedras na Reserva Particular do Patrimônio Natural – RPPN SESC (16°39' S; 56°47' W), localizado aproximadamente 160 km de Cuiabá, no município de Poconé, Mato Grosso, Brasil (DALMAGRO, 2012).

A topografia, praticamente plana, favorece a inundação do período chuvoso, com níveis de água que variam de 1 a 2 metros (NUNES da CUNHA & JUNK, 2004; FANTIN-CRUZ et al., 2010). A área de estudos apresenta predominância de solo argiloso (MACHADO et al., 2015) e vegetação composta por uma espécie invasora conhecida como “pombeiral” (MACHADO et al., 2016).

A área de estudo está a uma altitude de 111 m, o clima é classificado como AW - tropical úmido, segundo a classificação de Köppen; apresentando verão chuvoso e inverno seco. A precipitação média anual é de 1400 mm (NUNES da CUNHA & JUNK, 2004), apresentando máxima em janeiro e mínima em agosto. A temperatura média anual do ar fica em torno de 21,6°C (BIUDES et al., 2015).

Para este trabalho, os períodos seco e chuvoso foram definidos de acordo com as variações observadas nas propriedades óticas de aerossóis no local de estudo, sendo julho - outubro e janeiro/junho – novembro/dezembro os períodos seco e chuvoso, respectivamente.

3.2 MEDIDAS *IN-SITU*

As medidas realizadas *in-situ* são essenciais para o estudo e caracterização das propriedades óticas dos aerossóis e de dados micrometeorológicos, pois as informações sobre as influências locais são mais precisas (CALCELLO et al., 2010). Neste trabalho foram utilizados o Nefelômetro de um comprimento de onda (525 nm) e um Aetalômetro de 7 comprimentos de onda para obter medidas do coeficiente de espalhamento e concentração de BC, respectivamente. Com as medidas do Aetalômetro foi possível estimar os coeficientes de atenuação em cada comprimento

de onda para obter, por meio das correções de múltiplo espalhamento (C) e carga do filtro (R), o espectro de absorção da radiação pelos aerossóis na região.

O Aetalômetro e o Nefelômetro estão alocados no interior da Base de Pesquisas Avançadas do Pantanal com temperatura e umidade relativa do ar controladas (ar condicionado em 25°C e desumidificador de ar). Os respectivos equipamentos estão ligados em paralelo por um *inlet* de seção de corte PM_{2,5} configurado para vazão de 3 L min⁻¹, sendo 2 L min⁻¹ amostrados para o Aetalômetro e 1 L min⁻¹ amostrado para o Nefelômetro. O *inlet* está instalado a uma altura de 4 metros do solo.

Para validação das medidas realizadas *in-situ*, fez-se uma análise exploratória para detecção de dados incoerentes (como concentração negativa), calibração e normalização do coeficiente de espalhamento e BC à pressão e temperatura medidas pelo Nefelômetro. Logo após o processamento, os dados foram salvos em arquivos com médias a cada 30 min.

O controle de umidade do ar amostrado pelo *inlet* foi realizado utilizando a sílica em gel. As trocas da sílica foram realizadas uma vez por semana com o intuito de manter a umidade abaixo de 40%. É importante que esse controle seja realizado, pois a umidade tende a aumentar o tamanho das partículas higroscópicas, influenciando na absorção e espalhamento das mesmas.

3.2.1 MEDIDAS DE ESPALHAMENTO COM NEFELÔMETRO

O Nefelômetro é o principal instrumento usado *in situ* para medições diretas de valor próximo ao coeficiente de espalhamento de luz das partículas transportados pelo ar (MÜLLER et al., 2011). No presente trabalho, foi utilizado o modelo Ecotech M9003 com medidas em 525 nm e resolução temporal de 5 minutos.

Durante a operação do instrumento, o ar da amostra é bombeado através do *inlet* para dentro de uma câmara volumétrica de análise, onde é iluminado por uma matriz de LEDs. O volume de ar amostrado é analisado até que chegue ao tubo fotomultiplicador e passa por uma série de obturadores ao longo do eixo principal do instrumento. O tubo fotomultiplicador produz sinais elétricos proporcionais à intensidade da luz incidente, de modo que o sinal produzido é proporcional ao

coeficiente de espalhamento (σ_s) do ar. Na Figura 12 está ilustrada a estrutura interna do Nefelômetro modelo TSI-3563.

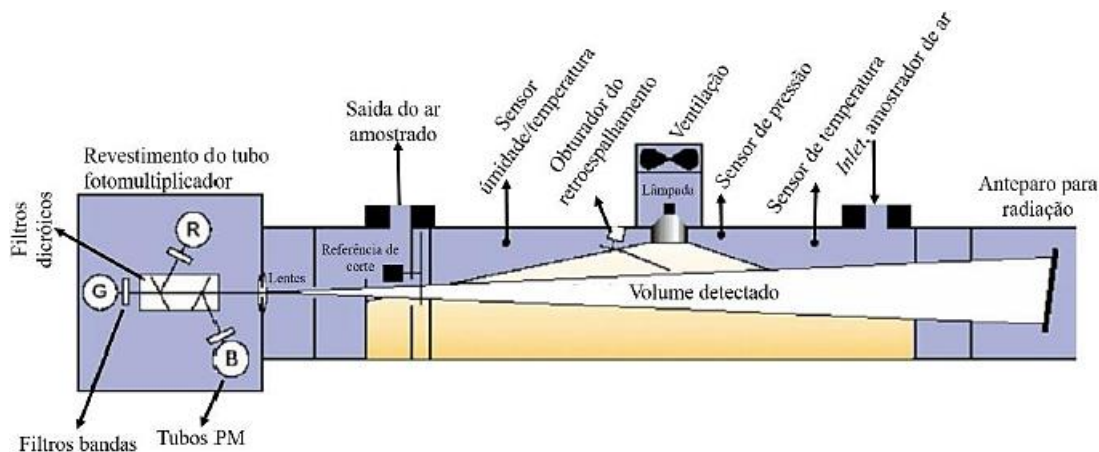


Figura 9. Ilustração da estrutura interna do Nefelômetro modelo TSI-3563. (Adaptado de Rizzo, 2006).

De maneira simplificada, uma válvula situada no *inlet* é acionada periodicamente para drenar toda a amostra de ar no interior do instrumento e poder medir o sinal de ar limpo do ambiente. O sinal obtido é subtraído do sinal original para que as medidas de espalhamento sejam exclusivamente devido à presença de aerossóis. O coletor de luz e outros defletores eliminam reflexos indesejados da fonte de luz e da luz difusa da extremidade não detectável da célula. O interior da célula e os defletores são revestidos com uma tinta preta com acabamento especial para reduzir quaisquer reflexos internos.

Existem trabalhos na literatura que sugerem um ajuste, conhecido como erro de truncamento, para o valor medido de espalhamento com o Nefelômetro (ANDERSON et al., 1996; BOND et al., 2009; MÜLLER et al., 2011). Esse erro depende do tamanho da partícula e é tradicionalmente estimado a partir da dependência espectral do comprimento de onda do espalhamento (Angstrom de espalhamento) que também é afetado (BOND et al., 2009).

Essas incertezas nas medições do espalhamento também podem afetar as inferências sobre a absorção e SSA. Contudo, SSA deve ser preciso dentro de 0,03 conforme sugestão de Mishchenko et al. (2004). Para partículas absorvedoras, estima-

se que o erro varie de 1 a 5%, particularmente quando essa absorção é fortemente dependente do comprimento de onda.

Se a absorção de aerossóis atmosféricos não tiver forte dependência espectral e SSA for maior que 0,8, não são esperados erros de truncamento maiores do que 2%. Contudo, para SSA menores que 0,90 e AAE acima de 2, os erros podem ser maiores que 2%, mas não chegaram a ultrapassar 5%, como visto em Bond et al. (2009).

Pela falta de conhecimento de um modelo de correção de truncamento para o Nefelômetro de um comprimento de onda, foram utilizadas medidas de espalhamento obtidas diretamente pelo equipamento.

3.2.2 MEDIDAS DO AETALÔMETRO

O Aetalômetro é um equipamento que fornece a medição ótica em tempo real da concentração de *black carbon* (BC) presente na atmosfera, em sete comprimentos de ondas. O seu princípio de funcionamento (Figura 13) consiste em medir a atenuação (ATN) de um feixe de luz transmitido através de um filtro de quartzo, enquanto o mesmo coleta continuamente medidas de aerossóis com resolução temporal de 1 a 5 minutos.

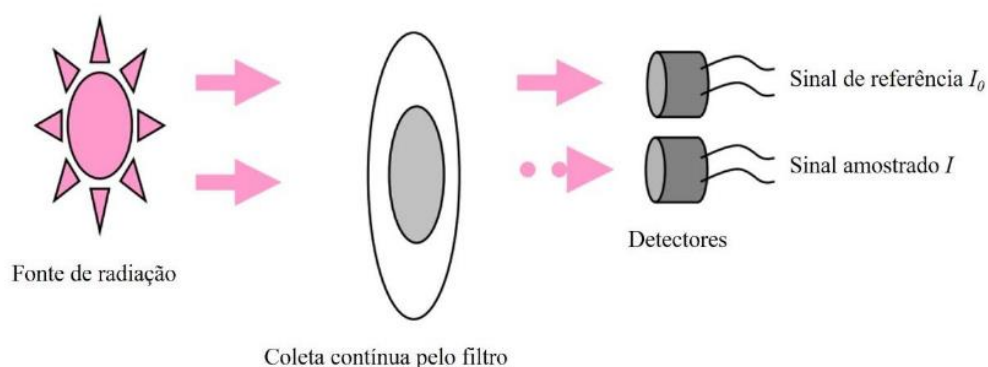


Figura 10. Princípio de funcionamento do Aetalômetro modelo AE33.

A amostra de ar é extraída através da porta de entrada, normalmente a uma taxa de fluxo de alguns litros por minuto, usando uma pequena bomba interna. A vazão é monitorada por um medidor de vazão mássico interno e é estabilizada eletronicamente ao valor do ponto de ajuste inserido no software. O equipamento coleta a amostra em

uma fita de filtro de fibra de quartzo e realiza uma análise ótica contínua, enquanto a amostra está sendo coletada. Durante esse processo, a fita não se move. A fita só avança quando o ponto atinge certa densidade. Em uma cidade a fita pode avançar 3 ou 4 vezes por dia. Em um local rural, a cada pode durar um dia ou mais. O rolo de fita contém 1500 pontos. A análise fornece uma nova leitura a cada período base. O usuário define a base de tempo para a taxa de dados desejada, geralmente de 1 a 5 minutos, embora os dados para uma leitura por segundo sejam possíveis. Os dados são gravados em disquete; transmitido pela porta COM e produzido como uma tensão analógica.

Neste trabalho, o modelo de Aetalômetro utilizado foi o AE42, mas com modificações internas correspondentes ao AE33 de 7 canais ($\lambda = 370, 470, 520, 590, 660, 880$ e 950 nm).

Como visto, o produto direto fornecido pelo Aetalômetro é a concentração de *black carbon*, obtido por meio da atenuação ótica (ATN), definida pela Equação 7:

$$ATN = 100 \cdot \ln \frac{I_0}{I} \quad \text{Equação 7}$$

Em que I_0 representa a intensidade de luz transmitida pelo filtro limpo, e I a intensidade de luz transmitida após a exposição do filtro.

O coeficiente de atenuação σ_{ATN} é calculado a partir da variação da atenuação ΔATN , da área do filtro A , da taxa de fluxo volumétrico Q e do tempo Δt (Equação 8):

$$\sigma_{ATN} = \frac{A}{Q} \frac{\Delta ATN}{\Delta t} \quad \text{Equação 8}$$

A saída padrão do fabricante fornece a concentração em massa de BC em $n.g.m^{-3}$ calculada a partir de σ_{ATN} (Equação 9):

$$[BC]_{ATN} = \frac{\sigma_{ATN}}{\alpha_{ATN}} \quad \text{Equação 9}$$

Em que a Equação 10:

$$\alpha_{ATN} = 14625/\lambda [m^2 g^{-1}] \quad \text{Equação 10}$$

α_{ATN} é a seção de choque de absorção ótica baseada em uma calibração em 880 nm utilizando o método Malissa-Novak, um método de dessorção térmica baseado em solvente para análise de carbono elementar (GUNDEL et al., 1984). Mesmo com debates sobre a confiabilidade dos métodos de dessorção térmica (SCHMID et al., 2001), os valores de BC_{ATN} de 10 min fornecidos em 7 comprimentos de onda pelo Aetalômetro foram convertidos em $\sigma_{ATN}(\lambda)$ (médias de 30 min) utilizando as Equações 9 e 10.

3.3 DETERMINAÇÃO DO ESPECTRO DE ABSORÇÃO E DO ALBEDO DO AEROSSOL

3.3.1 OBTENÇÃO DO COEFICIENTE DE ABSORÇÃO

Vários estudos relatam que o coeficiente de atenuação σ_{ATN} pode diferir significativamente do coeficiente de absorção do aerossol σ_{abs} devido às interações óticas do substrato do filtro com o aerossol depositado (PETZOLD et al., 1997; WEINGARTNER et al., 2003; ARNOTT et al., 2005; SCHMID et al., 2006; MOOSMÜLLER et al., 2009; MÜLLER et al., 2011). A necessidade de depositar o aerossol em um substrato de filtro durante a medição pode resultar na sobre-estimação do coeficiente de absorção pelo efeito de espalhamento múltiplo (C) de luz nas fibras do filtro e a subestimação do coeficiente de absorção por meio dos efeitos de carregamento do filtro (R), sendo este atribuído a um “sombreamento” das partículas na matriz de fibra. A sobre-estimação para o efeito de espalhamento múltiplo ocorre devido ao aumento do comprimento do caminho ótico, resultando em uma polarização positiva de σ_{ATN} , já o aumento da carga do filtro diminui o comprimento do percurso ótico e, portanto, reduz σ_{ATN} (WEINGARTNER et al., 2003).

Weingartner et al. (2003) propuseram uma correção para obter o coeficiente de absorção fazendo uso das medidas de atenuação do Aetalômetro dada pela Equação 11:

$$\sigma_{abs} = \sigma_{ATN} \frac{1}{C \cdot R(ATN)} \quad \text{Equação 11}$$

Onde o fator $C (\geq 1)$ corrige os efeitos de espalhamento múltiplo dentro do filtro e depende principalmente da natureza do filtro e aparelho utilizado; e $R(ATN) (\leq 1)$ explica os efeitos de carregamento do filtro que varia com a quantidade de partículas de aerossóis incorporados no filtro e a propriedade óticas das partículas depositadas. Devido a interações do filtro com o aerossol, o Aetalômetro requer fatores de calibração específicos do local. A correção da carga de aerossóis no filtro depende da atenuação medida diretamente pelo Aetalômetro e pode ser calculada por meio de uma relação empírica (Equação 12):

$$R(ATN) = \left(\frac{1}{f} - 1 \right) \frac{\ln ATN - \ln 10}{\ln 50 - \ln 10} + 1 \quad \text{Equação 12}$$

Onde o parâmetro f é conhecido como fator de sombreamento e depende do albedo de espalhamento simples (ω_0) e do tipo de aerossol. Para valores de $ATN \leq 10$ a carga de aerossóis no filtro é tão baixa que não afeta o desempenho do Aetalômetro ($R = 1$) (WEINGARTNER et al., 2003; SCHMID et al., 2006). Por outro lado, para $ATN > 10$, R passa a diminuir com ATN . De acordo com a Equação 12, para $f = 1$, $R = 1$ independente da ATN ; se $f > 1$, R torna-se menor do que a unidade.

Desse modo, f pode ser descrito como parâmetro ou fator de sombreamento. Schmid et al. (2006) obtiveram $f = 1.2$ (quando $\omega_0 \approx 0,9$) utilizando métodos empíricos, e ainda sugerem que este valor independe do comprimento de onda. Assim como Zhuang et al. (2015), Weingartner et al. (2003) e Schmid et al. (2006), neste estudo será usado este valor para f .

3.3.2 DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE ABSORÇÃO

O Nefelômetro utilizado neste trabalho fornece medidas do coeficiente de espalhamento em apenas um comprimento de onda, equivalente a 525 nm. Uma vez que nenhum dos sete canais do Aetalômetro corresponde a este comprimento de onda, foi necessário fazer uma interpolação de acordo com a Equação 13:

$$\sigma_{abs}(\lambda_1) = \sigma_{abs}(\lambda_2) \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{-AAE} \quad \text{Equação 13}$$

Onde $\lambda_1 = 525$ nm e $\lambda_2 = 520$ nm para este trabalho e AAE é o expoente de Angstrom de absorção calculado de 370 a 590. O expoente de Angstrom de atenuação α_{ATN} foi calculado a partir de dois comprimentos de onda ($\lambda_0 = 370$ e $\lambda_1 = 590$ nm) do Aetalômetro usando a Equação 14:

$$\alpha_{ATN} = - \left[\frac{\log \left(\frac{\sigma_{ATN,0}}{\sigma_{ATN,1}} \right)}{\log \left(\frac{\lambda_0}{\lambda_1} \right)} \right] \quad \text{Equação 14}$$

De modo análogo, AAE (do inglês, *Absorption Ångström Exponent*) e espalhamento SAE (do inglês, *Scattering Ångström Exponent*) podem ser definidos pela Equação 14 para σ_{esp} e σ_{abs} , respectivamente.

De acordo com Schmid et al. (2006), a correção de espalhamento múltiplo (C) é, de longe, o efeito mais importante ao inferir os coeficientes de absorção e atenuação e pode ser calculada usando:

$$C(\lambda) = C^*(\lambda) + m_s(\lambda) \frac{SSA(\lambda)}{1 - SSA(\lambda)} \quad \text{Equação 15}$$

Onde m_s representa a fração do coeficiente de espalhamento do aerossol que é interpretado erroneamente como absorção, C^* é o fator de espalhamento múltiplo que inclui os efeitos de espalhamento de aerossóis, SSA é o albedo de espalhamento simples de aerossol e λ é o comprimento de onda em nm. Os parâmetros m_s e C^* são fornecidos por Arnott et al. (2005) conforme a Tabela 1 na próxima seção. O cálculo de $C(\lambda)$ de acordo com a Equação 16 depende, além de $C^*(\lambda)$ e $m_s(\lambda)$, do conhecimento de SSA em algum comprimento de onda disponível. Na próxima seção é mostrado como SSA pode ser calculado para vários comprimentos de onda.

3.3.3 ALBEDO DE ESPALHAMENTO SIMPLES DO AEROSSOL

Conforme Rizzo et al. (2011), o SSA em cada comprimento de onda pode ser calculado de acordo com a Equação 16, agora reescrita na forma da Equação 17:

$$SSA(\lambda) = \frac{\sigma_s}{\sigma_s + \sigma_{abs}} \quad \text{Equação 16}$$

$$SSA(\lambda) = \frac{SSA(\lambda_{ref}) \cdot \left[\frac{\lambda}{\lambda_{ref}} \right]^{-SAE}}{SSA(\lambda_{ref}) \cdot \left[\frac{\lambda}{\lambda_{ref}} \right]^{-SAE} + [1 - SSA(\lambda_{ref})] \cdot \left[\frac{\lambda}{\lambda_{ref}} \right]^{-AAE}} \quad \text{Equação 17}$$

Com SAE e AAE sendo o Angstrom de espalhamento e absorção, respectivamente. O comprimento de onda de referência λ_{ref} foi 525 nm. Para os dados do Pantanal, $SSA_{ref} = SSA_{525} = 0,92 \pm 0,04$ e foi estimado usando σ_s e σ_{abs} em 525 nm (σ_{abs} em 525 foi calculado pela Equação 13, conforme descrito no início da Seção 3.4.2). Agora, ainda é preciso AAE e SAE para estimar $SSA(\lambda)$. O AAE foi obtido por analogia da Equação 14, onde σ_{ATN} foi substituído por σ_{abs} para $\lambda_0 = 370$ e $\lambda_1 = 590$ nm (corrigidos conforme Rizzo et al. (2011)). Não foi possível calcular o SAE utilizando os dados do Nefelômetro por não haver medidas de espalhamento em mais de um comprimento de onda no local. Zhuang et al. (2015) utilizaram as propriedades óticas do SSA e AAE fornecidos por CE-318 para calcular o SAE, equiparando os dados da coluna atmosférica com os da baixa camada atmosférica na área urbana de Nanjing, China. O CE-318 é um fotômetro de rastreamento solar automático projetado para ser um fotômetro solar muito preciso com todas as qualidades de um instrumento de campo: motorizado, portátil, autônomo (alimentado por energia solar) e automático. Dentre seus objetivos principais estão medidas de propriedades de vapor de água, ozônio e aerossóis totais da coluna usando uma combinação de filtros espectrais.

Assim, para obter SAE neste trabalho, foram utilizados alguns produtos óticos indiretos disponíveis na rede AERONET - site Cuiabá-Miranda, local com medidas mais próximo do Pantanal. O procedimento adotado consistiu em utilizar a Equação 4 substituindo σ_{esp} por SAOD (λ), que representa o espalhamento em toda coluna atmosférica representada pela Equação 18:

$$SAE = - \frac{\ln \left(\frac{SAOD(\lambda_1)}{SAOD(\lambda_2)} \right)}{\ln \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)} \quad \text{Equação 18}$$

O problema é que a AERONET não fornece diretamente SAOD (λ), mas este pode ser calculado utilizando a Equação 19, que foi obtida por analogia com a Equação 2:

$$EAOD(\lambda) = SAOD(\lambda) + AAOD(\lambda) \quad \text{Equação 19}$$

Os valores de EAOD e AAOD são fornecidos pela AERONET em 4 comprimentos de onda ($\lambda = 440, 675, 870 \text{ e } 1020 \text{ nm}$). Neste trabalho, foram adotados 440 e 675 nm para λ_1 e λ_2 , respectivamente. Isolando SAOD na Equação 19, tem-se:

$$SAOD(\lambda) = AAOD(\lambda) - EAOD(\lambda) \quad \text{Equação 20}$$

Com a Equação 20, foi possível calcular SAOD em 440 e 675 nm. Os valores estimados foram substituídos na Equação 18 para obter SAE na faixa espectral de 440 a 675 nm. O valor médio encontrado para SAE foi $1,5 \pm 0,3$.

Deste modo, $SSA(\lambda)$ da Equação (17) foi estimado usando os valores médios de $SSA_{ref} = 0,92$ e $SAE = 1,5$ e o vetor de AAE 370/590. Os possíveis erros associados ao uso de valores médios de SSA e SAE serão discutidos na seção 3.5

Com os valores de $SSA(\lambda)$ calculados pela Equação 17 e m_s e C^* fornecidos na Tabela 2, foi possível estimar uma primeira aproximação para C com a Equação 16 para comprimentos de onda entre 370 e 950 nm.

Tabela 2. Valores de C^* e m_s obtidos por Arnott et al. (2005) para aerossóis de sulfato de amônia.

$\lambda \text{ (nm)}$	m_s	C^*
370	0,0335	1,813
470	0,0457	2,073
521	0,0523	2,076
590	0,0616	2,104
660	0,0713	2,182

880	0,1038	2,226
950	0,1148	2,199

Fonte: Adaptado de Arnott et al. (2005).

Por falta de trabalhos publicados que investiguem o desempenho de Aetalômetros especificamente para aerossóis do Pantanal, foi assumido $m_{s,525} = m_{s,521} = 0,0523$ e $C_{525}^* = C_{521}^* = 2,076$.

Fica implícito o aumento de C com λ , mas o grau de aumento depende de AAE (SCHMID et al., 2006). A Figura 15 mostra a parametrização da dependência entre $C(\lambda)$, λ e AAE , utilizando $\ln(C)$ versus $\ln(\lambda)$ para AAE .

Foi realizado um ajuste quadrático para cada valor de AAE (Equação 21), que segundo Schmid et al. (2006), pode ser aplicado para aerossóis dos quais se conheçam SSA e SAE :

$$\ln(C) = A(\ln(\lambda))^2 + B \ln(\lambda) + D \quad \text{Equação 21}$$

A Equação 21 pode ser transformada em:

$$C(\lambda) = C_{ref} \frac{\lambda^{A \ln(\lambda) + B}}{\lambda_{ref}^{A \ln(\lambda_{ref}) + B}} \quad \text{Equação 22}$$

A dependência de C em λ pode ser expressa pelos coeficientes A e B que dependem de AAE , por falta de dados para inferir o valor de C em um dado comprimento de onda de referência, foi utilizado o valor médio encontrado por Schmid et al. (2006) para os aerossóis amazônicos, $C_{ref} = 5.23$ para $\lambda_{ref} = 532$. Como pode ser visto na Figura 15 b, um ajuste quadrático de A e B versus AAE forneceu a Equação 23:

$$\begin{aligned} A &= 0,1072.AAE^2 - 0,0946.AAE - 0,2018 \\ B &= -1,3340.AAE^2 + 1,4130.AAE + 2,6940 \end{aligned} \quad \text{Equação 23}$$

Respectivamente. Com C_{ref} e λ_{ref} , foi possível estimar $C(\lambda)$ como uma função de AAE usando as equações 21 e 22, especificamente para as condições do Pantanal Mato-grossense ($SSA = 0,92$ e $\alpha_s = 1,50$). Entretanto, por AAE ser uma primeira

aproximação, calculada a partir dos parâmetros de Rizzo et al. (2011), foi realizado um procedimento iterativo semelhante ao descrito por Rizzo et al. (2011).

Tal procedimento compreende os seguintes passos:

1º Passo: Determinar os coeficientes de absorção σ_{abs} usando as Equações 12 e 13 para $C = 5,72$ (RIZZO et al., 2011);

2º Passo: Calcular AAE com a Equação 14, porém utilizando os valores de σ_{abs} obtidos no 1º passo;

3º Passo: Determinar C (Equações 22 e 23) para AAE obtido no passo anterior;

4º Passo: Repetir os passos 1 a 3 até AAE convergir com uma precisão de 5% de significância.

Um esquema do processo iterativo é apresentado na Figura 14.

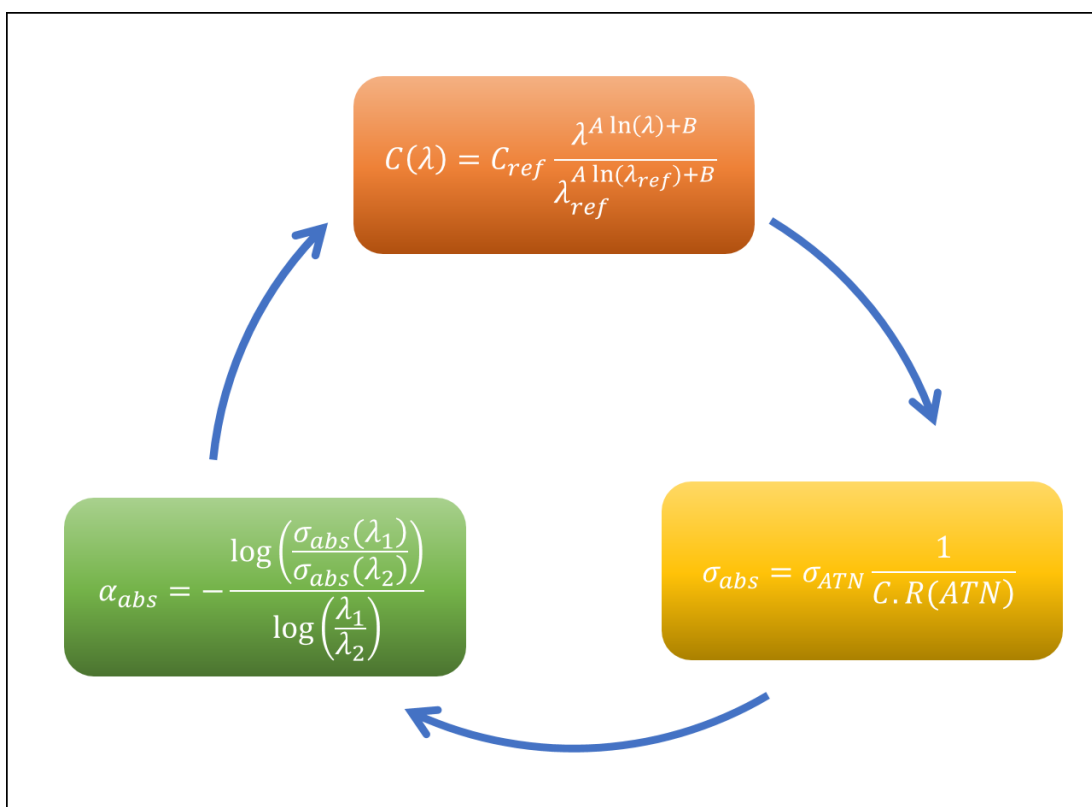


Figura 11. Processo iterativo representado os passos 2, 3 e 4.

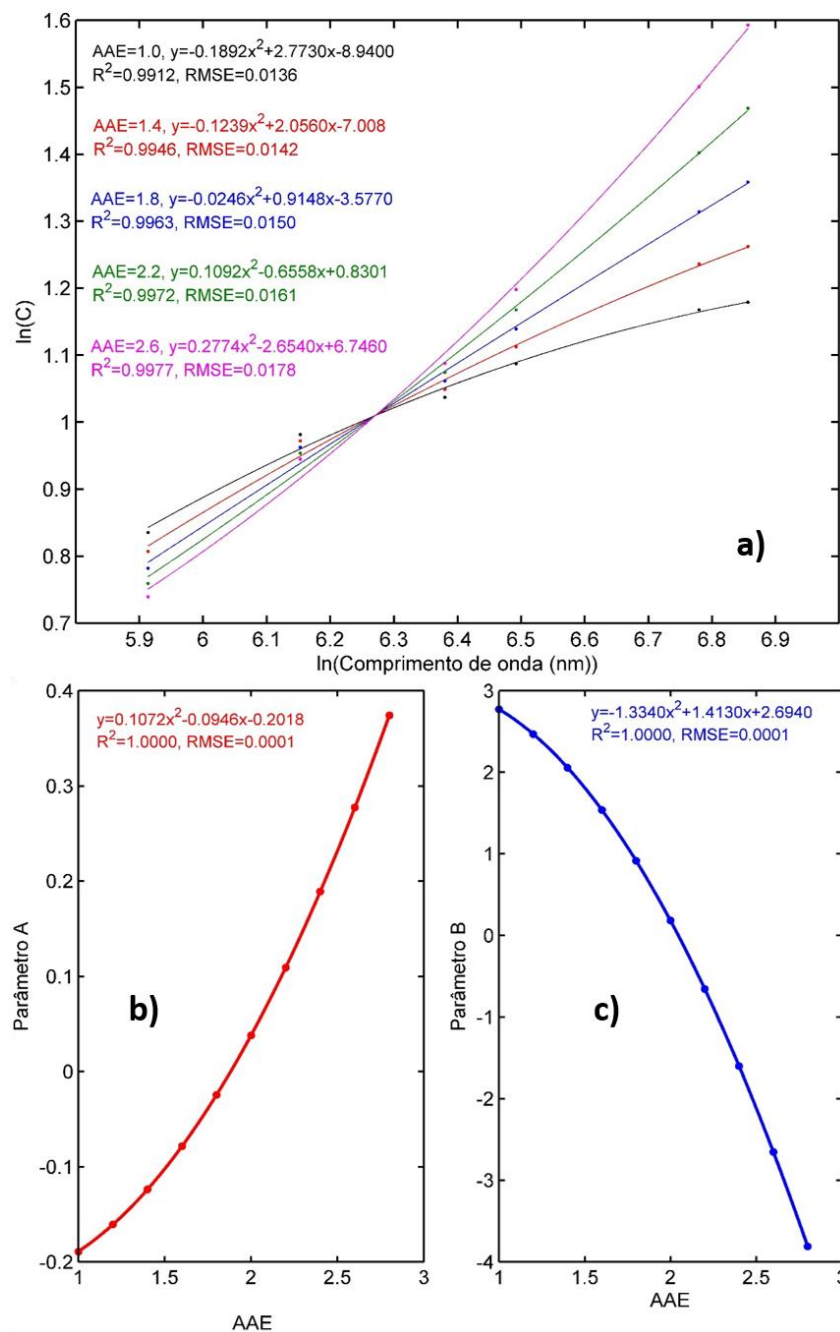


Figura 12. a) Gráfico logarítmico duplo de C versus λ para expoente Angstrom de absorção $AAE = 1.0$ (preto), 1.4 (vermelho), 1.8 (azul), 2.2 (verde) e 2.6 (lilás) e b) Dependência dos coeficientes A e B em relação ao AAE.

Para obter C nos vários comprimentos de onda do Aetalômetro, o fator de correção obtido por Schmid et al. (2006) no experimento SMOCC ($C_{ref} = 5,23$ a 532 nm) foi aplicado para todo o período de amostragem (maio/2017 a dez/2018). A

aplicação dos parâmetros de correção SMOCC ocorreu, principalmente, por causa ausência de medidas de absorção de referência na região pantaneira e por ser o experimento mais próximo do Pantanal Mato-grossense.

É importante salientar que $C_{ref} = 5,23$ a 532 nm utilizado aqui não leva em consideração os efeitos de espalhamento de aerossóis. O valor de referência levando em conta esse efeito é $C_{ref} = C_{ref}^* = 4,55 \pm 0,91$.

Alguns trabalhos mencionam que C também pode depender do tamanho da partícula porque varia com a profundidade de penetração do aerossol no filtro. A depender do tamanho de corte e da composição da partícula, a absorção pode ser superestimada para diâmetros decrescentes (NAKAYAMA et al., 2010) ou subestimada para maiores diâmetros (LACK et al., 2009). Neste trabalho, não foi verificado os efeitos do tamanho do aerossol na absorção de partículas no Pantanal Mato-grossense por falta de informações sobre o tamanho e sua predominância.

É possível que os fatores de correção C e f variem com o nível de poluição e período de amostragem (SCHMID et al., 2006), pois a resposta do Aetalômetro depende das propriedades do aerossol e, portanto, da localização de amostragem. Schmid et al. (2006) conclui que não houve variação significativa dos fatores de correção do Aetalômetro entre os períodos de amostragem do experimento SMOCC (seco e transição) e por falta de melhores alternativas, aplicaram os fatores de correção derivados para o SMOCC seco e os períodos de transição também para os dados do período SMOCC úmido. Collaud Coen et al. (2010) observaram uma variação sazonal distinta de C_{ref} em 660 nm, média de 2,83 para abril-setembro e 3,24 para outubro-março, em uma sitio de alta altitude. Segura et al. (2016) também declarou uma variação sazonal de C_{ref} em 637 nm, mostrando um nível mais baixo na primavera e no inverno (média em torno de 3,8), enquanto um valor mais alto no verão e outono (em torno de 4,3).

Com respeito ao efeito de carregamento de filtro, Schmid et al (2006) relataram uma redução máxima de sensibilidade de cerca de 20% a 532 nm. Deste modo, o efeito de carregamento do filtro é relativamente pequeno em comparação com o fator de correção de espalhamento múltiplo C .

Devido a essas considerações, algumas incertezas podem ser atribuídas ao cálculo de $C(\lambda)$.

3.4 POSSÍVEIS ERROS ASSOCIADOS AO CÁLCULO DO COEFICIENTE DE ABSORÇÃO

Neste estudo, não foi possível realizar medidas concomitantes de atenuação, SSA e SAE por falta de instrumentação. Portanto, foi necessário utilizar valores médios de $SSA = 0,92 \pm 0,04$ (obtido com os valores de absorção corrigidos para os parâmetros conforme Rizzo et al. (2011) e $SAE = 1,50 \pm 0,30$ (derivado da rede AERONET). para obter a dependência espectral do fator de correção de espalhamento múltiplo $C(\lambda)$. Os possíveis erros associados ao uso de médias em vez de valores específicos foram avaliados por meio de testes de sensibilidade.

Foi utilizado um intervalo de valores de SSA (0,88 a 0,96) e SAE (1,0 a 2,0) para calcular $C(\lambda, AAE)$ por intermédio das Equações 15 e 16. Com isso, o espalhamento múltiplo C foi parametrizado como função de AAE e λ , do qual derivou novos parâmetros A e B (método utilizado por Schmid et al. (2006)). Seguindo os mesmos procedimentos de Rizzo et al. (2011), realizou o processo iterativo descrito na Seção 2.4 para calcular σ_{abs} e AAE para combinações diferentes de SSA e SAE.

O procedimento iterativo foi aplicado para o espectro médio de atenuação corrigido de acordo com Rizzo et al. (2011). O procedimento iterativo foi aplicado para cada espectro de absorção, obtendo as melhores determinações viáveis para AAE e σ_{abs} . Com o processo iterativo, AAE convergiu em aproximadamente 3 iterações para o conjunto de dados analisados aqui.

A Figura 17 mostra a variabilidade de σ_{abs} em 470 nm e AAE em função de SSA e SAE para a absorção em 13/08/2017 e 13/08/2018 ambas as 14:30, como exemplos. A escolha das datas se deu por fazerem parte de um período marcado pelo alto registro de queimadas. Os pontos em azul, preto e vermelho na Figura 17 representam os valores obtidos para a absorção e AAE em função do albedo SSA em 525 nm e $SAE = 1,0; 1,5$ e $2,0$, respectivamente enquanto que as linhas são um ajuste quadrático. Pela Figura 17, percebe-se que à medida que o SAE aumenta o coeficiente de absorção σ_{abs} e o AAE diminuem, portanto, com base em SAE, a dependência de

σ_{abs} e AAE em relação ao SSA podem ser descritas (aproximadamente) por um polinômio de ordem dois, onde o termo quadrático dessa dependência diminui com o aumento SAE (isso pode ser observado pela diminuição da curvatura das linhas que representam o ajuste quadrático).

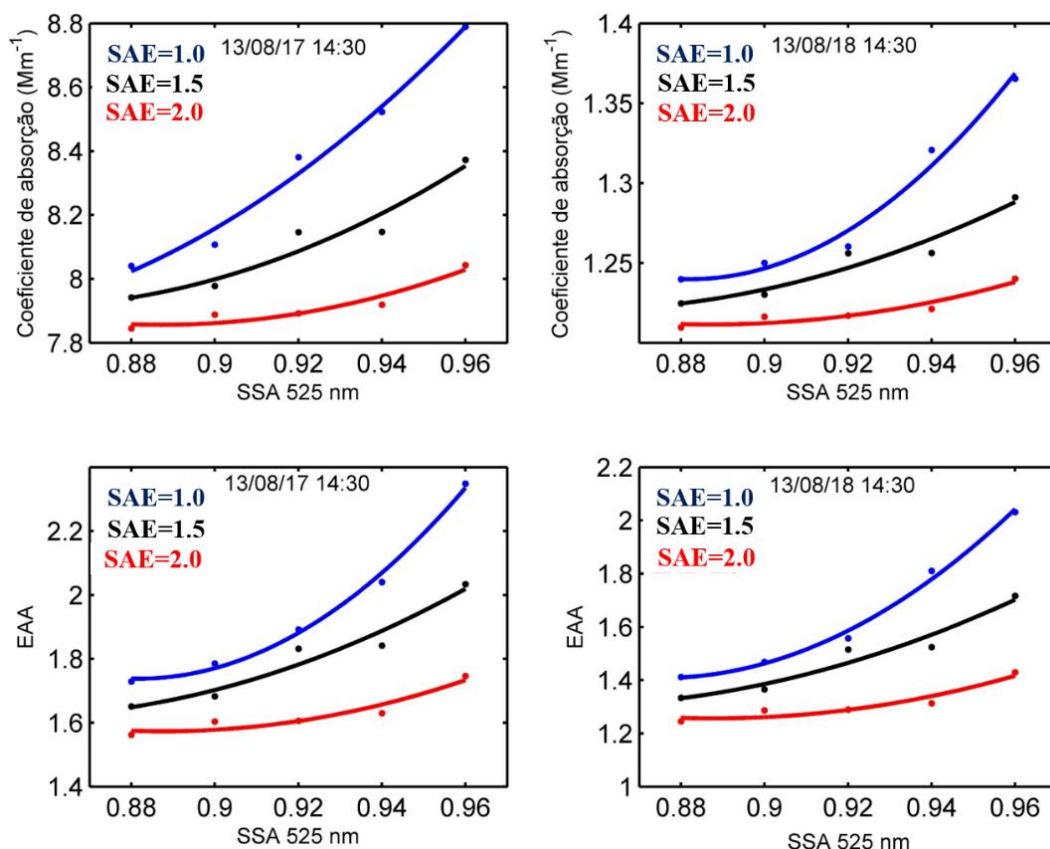


Figura 13. a) Dependência do coeficiente de absorção (σ_{abs}) em 470 nm em relação ao albedo de espalhamento simples (SSA) em 525 nm e ao expoente de Angstrom de espalhamento (SAE) para o intervalo de 440 a 675 nm para o dia 13 de agosto de 2017 às 14h30min. b) Dependência do coeficiente de absorção (σ_{abs}) em 470 nm em relação ao albedo de espalhamento simples (SSA) em 525 nm e ao expoente Angstrom de espalhamento (SAE) para o intervalo de 440 a 675 nm para o dia 13 de agosto de 2018 às 14h30min. c) Dependência do expoente Angstrom de absorção (AAE) para o intervalo de 370 a 590 nm, em relação ao albedo de espalhamento simples (SSA) em 525 nm e ao expoente Angstrom de espalhamento (SAE) para o intervalo de 440 a 675 nm para o dia 13 de agosto de 2017 às 14h30min. d) Dependência do expoente Angstrom de absorção (AAE) para o intervalo de 370 a 590 nm, em relação ao albedo de espalhamento simples (SSA) em 525 nm e ao expoente Angstrom de espalhamento (SAE) para o intervalo de 440 a 675 nm para o dia 13 de agosto de 2018 às 14h30min.

Essas observações corroboram com os achados de Rizzo et al (2011), que também observaram uma dependência aproximadamente quadrática para σ_{abs} e AAE

em SSA (0,88 a 0,96) a 545 nm, uma diminuição de σ_{abs} e AAE com o aumento de EAE (1,2 a 2,8) e um aumento de σ_{abs} e AAE com SSA. Isto sugere que σ_{abs} aumenta mais rapidamente com SSA quanto menor for SAE.

Os testes de sensibilidade indicaram que a principal fonte de erro em σ_{abs} e AAE é a escolha do SAE. Ao fazer a diferença do ponto $SSA = 0,92$ e $SAE = 1,5$ com os demais pontos da Figura 17, verificou-se que, para o pior caso, o valor médio de $EAE = 1,50$ pode causar um desvio máximo de $\pm 8\%$ em σ_{abs} e $\pm 28\%$ em AAE para 2017 e $\pm 9\%$ em σ_{abs} e $\pm 34\%$ em AAE para 2018. Todos os valores de σ_{abs} e AAE relatados neste trabalho devem ser considerados sujeitos a esses intervalos de incertezas. Neste trabalho as incertezas típicas para σ_{abs} é de $\pm 4\%$ e para AAE é de $\pm 17\%$ para todo o período de estudo (2017-2018). É razoável considerar essas incertezas para todos os pontos, já que os dias escolhidos para o teste de sensibilidade representam o período seco de cada ano. Para o dia escolhido em 2017 foi constatado uma forte influência de aerossóis de queimadas, o que pode superestimar os valores de SSA e o SAE, desta forma as incertezas aqui apresentadas representam de forma satisfatória uma média para todos os pontos.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 CARACTERIZAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA

As medidas micrometeorológicas foram coletadas na torre Baía das Pedras entre janeiro de 2017 a dezembro de 2018. O sensor utilizado para as medidas de temperatura e umidade do ar foi um termo higrômetro modelo HMP 45 C, Vaisala, Inc., Helsinki, Finland. Os dados foram armazenados no Datalogger modelo CR10X, Campbell Scientific, Inc., Ogden, Utah. Além da temperatura e umidade do ar, obtiveram-se medidas de precipitação e velocidade e direção do vento. Também foram obtidos dados de focos de queimadas na região do Pantanal Mato-grossense (dados fornecidos pelo site do INPE, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais).

Os registros de queimadas e precipitação mensal acumulada da região do Pantanal, para o período de janeiro de 2017 a dezembro de 2018, são apresentados na Figura 9. Observa-se que, em geral, os índices de precipitação influenciam no número de queimadas, sendo os meses com maiores índices de queimadas os com menor precipitação acumulada (Figura 9). Nos meses chuvosos de jan-jun/17, nov/17-jun/18 e nov-dez/18 houveram reduções no número de queimadas. Em contrapartida, os meses secos de 2017 e 2018 (jul-out/17 e jul-out/18) apresentaram os maiores registros de queimadas.

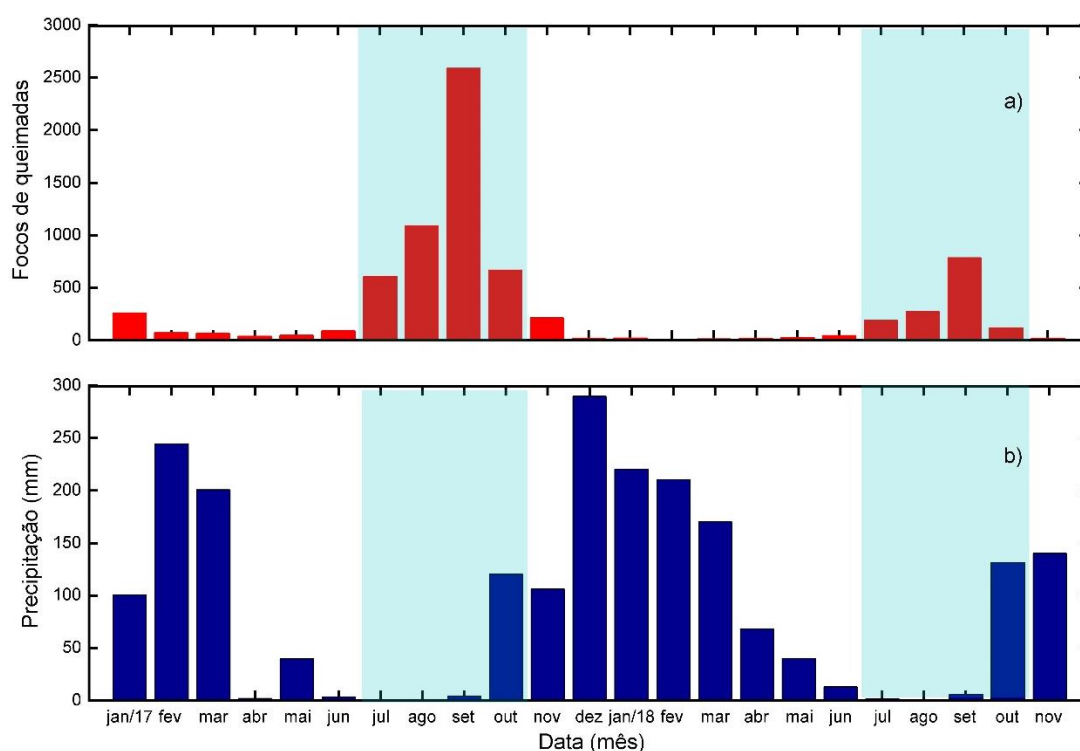


Figura 14. a) Registro de queimadas no Pantanal Mato-grossense de jan/2017 a dez/2018 e b) precipitação mensal acumulada na região de estudo de jan/2017 a dez/2018. O período seco, considerado de julho a outubro neste trabalho, foi destacado pela área sombreada.

De acordo com os registros, o número de queimadas em 2018 apresentou redução de mais de um terço em relação a 2017. Para o período seco, o número de queimadas em 2017 foi 4 vezes maior que em 2018. A diminuição dos focos de queimadas no período seco é ainda mais evidente ao analisar o mês de setembro, no qual houve uma redução de aproximadamente 70% no registro de queimadas de 2017 para 2018.

Em janeiro de 2017, o INPE registrou 261 focos de queimadas no Pantanal, valor atípico para o mês na região. Um dos motivos foi um incêndio que começou na Bolívia, atravessou a fronteira com Mato Grosso do Sul e atingiu, principalmente, a cidade de Corumbá, maior município do Pantanal Sul Mato-grossense. As condições climáticas como falta de chuvas e eliminação da vegetação por meio de queimadas, foram as principais justificativas para o alto índice de incêndios.

A Figura 10 apresenta as médias quinzenais para Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e Umidade Relativa do ar (%) para o local de estudos no período de janeiro 2017 a dezembro de 2018. As médias para temperatura e umidade relativa do ar foram 27°C e 82% para 2017 e $25,5^{\circ}$ e 82% para 2018. Em consequência das baixas taxas de precipitação, a temperatura e umidade relativa do ar sofreram maiores variações durante o período seco.

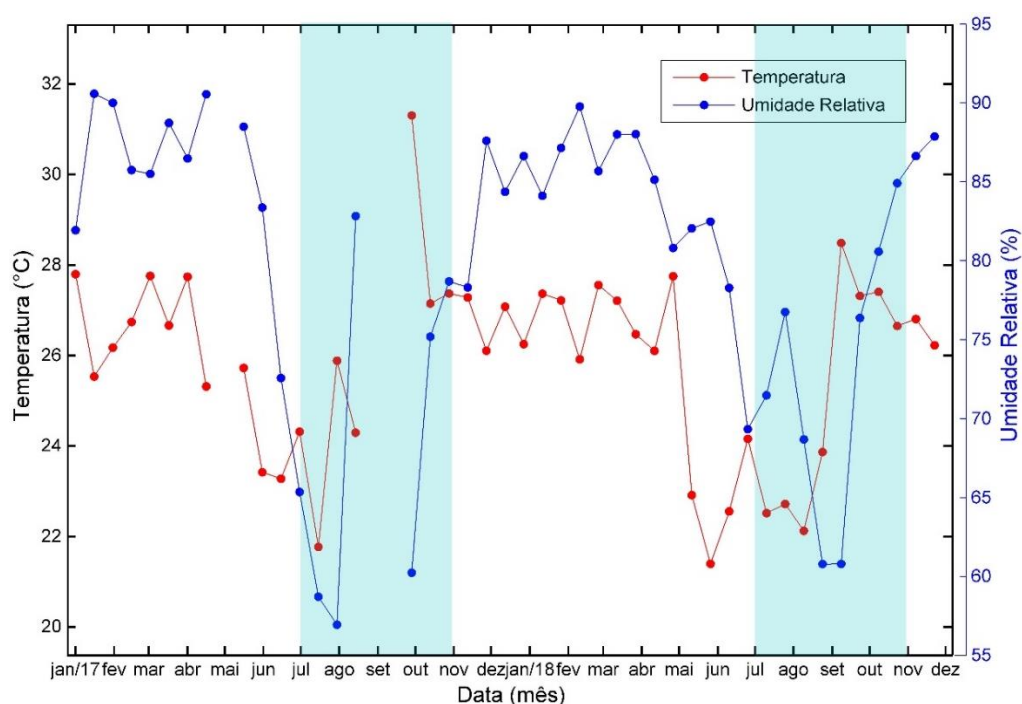


Figura 15. Médias quinzenais de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e umidade relativa do ar (%) coletados junto a torre Baía das Pedras no período de jan/2017 a dez/2018.

Outras variáveis importantes para este trabalho são a intensidade e a direção do vento, cujos dados para os anos de 2017 e 2018 são apresentados na Figura 11. A intensidade do vento na região é baixa, atingindo máximas de $5 - 7 \text{ m.s}^{-1}$, para 2017 e 2018, respectivamente. Em geral, a direção predominante dos ventos na região é a Noroeste/Oeste com intensidade de $1 - 3 \text{ m.s}^{-1}$.

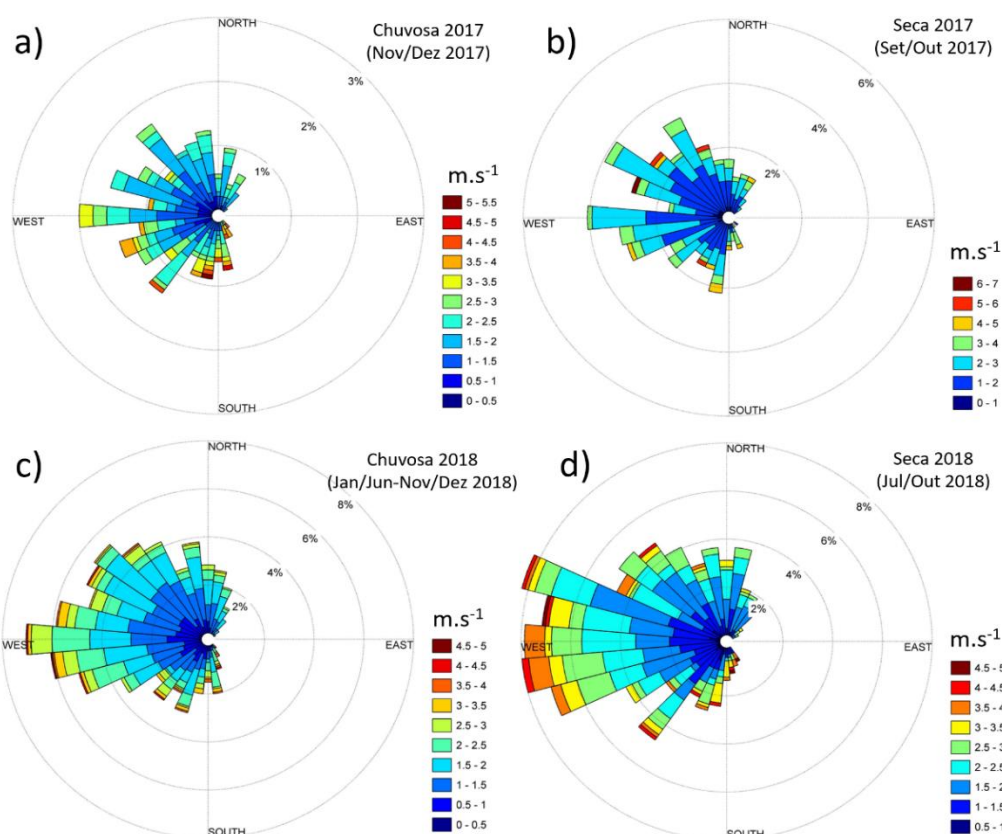


Figura 16. Rosa dos ventos para médias a cada 4 horas da intensidade (m.s^{-1}) e direção do vento para a) meses de novembro e dezembro de 2017 (meses chuvosos), b) seca de 2017 (set/out 2017), c) chuvosa de 2018 (jan/jun-nov/dez 2018) e d) seca de 2018 (jul/out 2018). A intensidade do vento é representada pelas cores na legenda e as porcentagens indicam a quantidade de dados presentes naquela faixa de intensidade.

4.2 RESULTADOS DA CORREÇÃO PARA ABSORÇÃO

4.2.1 FATOR DE CORREÇÃO PARA O ESPALHAMENTO MÚLTIPLO (C)

As Equações 11, 12 e 22 foram utilizadas para corrigir os efeitos de espalhamento múltiplo (C) e o da carga de aerossóis na fita do Aetalômetro (R). A Tabela 3 apresenta os valores médios de C, obtidos pelo processo iterativo descrito na Seção 3.3.3, para cada comprimento de onda do Aetalômetro.

Tabela 3. Variação espectral média de C calculada de acordo com as Equações 22 e 23. A variabilidade das estimativas está representada pelo desvio-padrão.

Variação de C com λ nm		
λ nm	C	R
370	$4,09 \pm 3. 10^{-3}$	$1,16 \pm 2. 10^{-2}$
470	$4,81 \pm 1. 10^{-3}$	$1,01 \pm 5. 10^{-2}$
520	$5,15 \pm 1. 10^{-3}$	$1,02 \pm 6. 10^{-2}$
590	$5,60 \pm 1. 10^{-3}$	$1,02 \pm 6. 10^{-2}$
660	$6,02 \pm 4. 10^{-3}$	$1,02 \pm 7. 10^{-2}$
880	$7,24 \pm 1. 10^{-2}$	$1,03 \pm 7. 10^{-2}$
950	$7,60 \pm 2. 10^{-2}$	$1,04 \pm 8. 10^{-2}$

De acordo com a Tabela 3, o valor médio de C em 660 nm foi de 6,02 para o Pantanal Mato-grossense, valor próximo ao encontrado por Rizzo et al. (2011) para os dados SMOCC ($C = 5,72 \pm 0,14$ a 660 nm) na Amazônia. Ran et al. (2016) encontraram $C = 3,52 \pm 0,01$ para $\lambda = 660$ nm em uma região na China altamente impactada pela poluição industrial. Collaud Coen et al. (2010) encontraram constantes de correção de dispersão múltipla (C) variando entre 2,8 e 7,8 a 660 nm para vários locais, condições de medição e procedimentos de correção. Já Schmid et al. (2006) encontraram valores de $C = 4,97$ a 6,73 para $\lambda = 450$ a 950 nm para o experimento SMOCC.

Ao comparar os resultados dos canais de 590, 660, 880 e 950 nm, os valores de $C(\lambda)$ obtidos nesse estudo foram 1,8%, 3,8%, 11% e 13%, respectivamente, maiores que os encontrados por Schmid et al. (2006). Os trabalhos de Schmid et al. (2006) e Rizzo et al. (2011) conduzidos na região Amazônica apresentaram os valores de C mais próximos dos obtidos para o Pantanal pois, além da proximidade, foram utilizados os mesmos valores de f e C_{ref} (5,23). Isso sugere que as variações para os valores de C com relação aos demais trabalhos citados, ocorreram por causa das diferentes condições atmosféricas da área amostrada, visto que o C_{ref} depende do período de amostragem e das condições do local de estudo.

Zhuang et al. (2015) estimaram $C(\lambda)$ em 2,95; 3,37; 3,79; 3,99; 4,51 e 4,64 a 370, 470, 520, 590, 660, 880 e 950 nm, valores inferiores aos encontrados neste

trabalho para os mesmos comprimentos de onda. A metodologia seguida por Zhuang et al. (2015) para $C(\lambda)$, adotou os mesmo padrões e valor médio de $C_{ref} = 3,6$ descritos e sugerido em Schmid et al. (2006), respectivamente. Isso sugere que a escolha de C_{ref} e o local de estudos podem ter sido os principais responsáveis pelas diferenças em $C(\lambda)$ nesses dois estudos.

Além disso, este trabalho constatou uma diferença em C de aproximadamente 46% entre o comprimento de onda máximo e mínimo, 950 e 370 nm, respectivamente, indicando uma dependência espectral de C para os aerossóis do Pantanal.

Mesmo com as condições atmosféricas distintas devido à queima de biomassa no período seco, os parâmetros C e R apresentaram pouca variação para o período de amostragem (Tabela 3). Este resultado já era esperado, pois diferente dos outros trabalhos citados nessa Seção, já se tinha realizado uma primeira correção para absorção com $C = 5,72$ médio obtido por Rizzo et al. (2011).

Os valores de R , apresentados na Tabela 3, praticamente não variaram com o comprimento de onda. Além disso, os resultados muito próximos a 1 sugerem que para atmosferas pouco poluídas, como a do Pantanal, o efeito de carga no filtro é mínimo.

4.2.2 COMPARAÇÃO ENTRE A ABSORÇÃO CORRIGIDA E A ATENUAÇÃO MEDIDA

Com os valores de $C(\lambda)$, foi possível corrigir a atenuação para absorção utilizando a Equação 10. O coeficiente de absorção de aerossol foi corrigido para o Pantanal Mato-grossense de maio de 2017 a novembro de 2018 usando os métodos de Schmid et al. (2006) e Rizzo et al. (2011).

A Figura 18 apresenta os coeficientes de atenuação (σ_{atn}) em 590 nm, derivados das medidas do Aetalômetro, e σ_{abs} em 590 nm corrigidos para $C(\lambda)$ e R . Enquanto σ_{atn} atinge valores acima de 200 Mm^{-1} , σ_{abs} não chega a 50 Mm^{-1} . A diferença entre σ_{abs} e σ_{atn} são mais nítidas no período seco (julho a outubro), tanto para 2017 quanto para 2018.

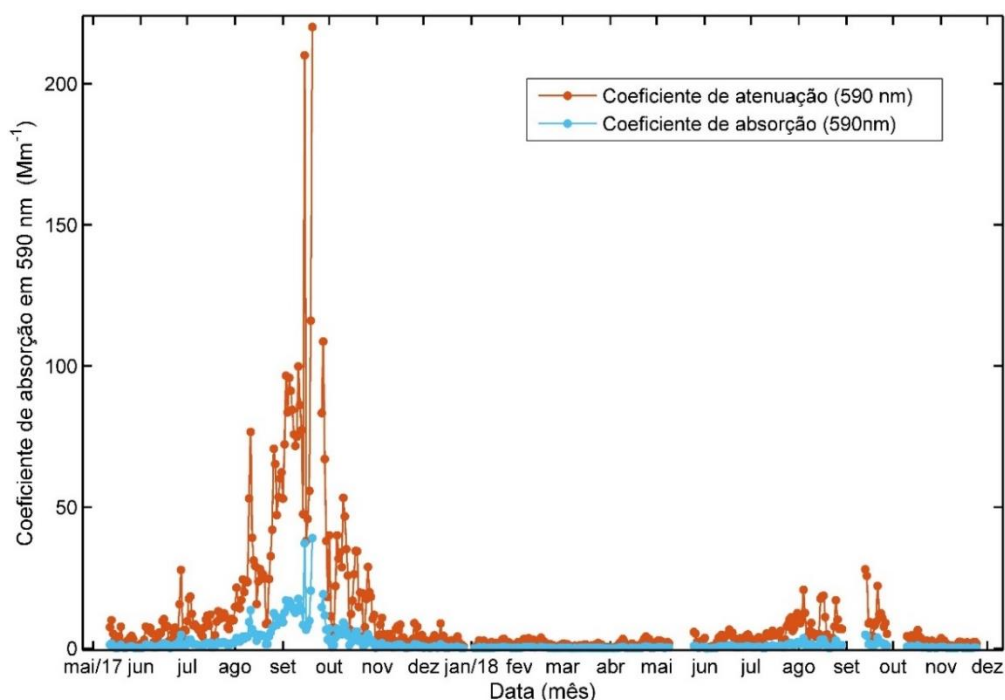


Figura 17. Comparação entre os coeficientes de atenuação (σ_{atn}) e absorção (σ_{abs} corrigido) em 590 nm. A incerteza típica em σ_{abs} é de $\pm 4\%$.

Os coeficientes de absorção corrigidos a 590 nm, foram 83% inferiores aos correspondentes coeficientes de atenuação. Enquanto isso, AAE foi 54% maior do que os correspondentes expoentes angstrom de atenuação. Em Rizzo et al. (2011), os coeficientes de absorção corrigidos a 450 nm e os AAEs foram aproximadamente 75% menores e 40% maiores que os respectivos coeficientes de atenuação e expoentes angstrom de atenuação. A grande diferença entre σ_{atn} e σ_{abs} é relatada em vários trabalhos na literatura (PETZOLD et al., 1997; KOPP et al., 1999; BALLACH et al., 2001; WEINGARTNER et al., 2003; ARNOTT et al., 2005; ZHUANG et al., 2015). Essa diferença se deve aos vários efeitos que influenciam as medições em campo como, tamanho e composição da partícula, carregamento de filtro (R) e espalhamento múltiplo (C) no interior do equipamento. Por isso é importante utilizar métodos de correções que possam fornecer valores mais precisos de σ_{abs} para melhores estimativas dos efeitos dessa importante variável no clima local, regional e global.

O σ_{abs} no Pantanal Mato-grossense teve uma variação sazonal evidente em 2017 e 2018, com valores mais altos no período seco (jul-out) e mais baixo no período chuvoso (nov-dez/jan-jun). Os meses que compreendem o período seco foram

marcados por altos índices de queimadas e baixos índices de precipitação, principalmente em 2017 (Figura 9a). Os maiores valores de σ_{abs} foram registrados para o mês de setembro, tanto em 2017 quanto em 2018, que por sua vez, são os meses com maiores registros de queimadas para os dois anos. A região pantaneira vem sofrendo fortemente com os impactos gerados pela ação antrópica principalmente desmatamento, queima de biomassa e mudanças no uso da terra, muitas delas responsáveis pela emissão de carbono. Estas ações juntamente com o regime de chuvas podem influenciar as variações sazonais de σ_{abs} .

4.3 DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE ABSORÇÃO DOS AEROSSÓIS

4.3.1 SAZONALIDADE DA DEPENDÊNCIA ESPECTRAL DE ABSORÇÃO

Na seção anterior, foi visto a necessidade de corrigir os dados de atenuação derivados do Aetalômetro. Quando se considera os coeficientes de atenuação iguais aos coeficientes de absorção, há uma superestimação da absorção real por partículas. Além disso, foi observado um padrão sazonal nos coeficientes de absorção para o período seco e chuvoso. Nesta seção, a dependência espectral da absorção foi analisada por meio do comportamento do coeficiente de absorção com o comprimento de onda (Figura 19) com incertezas típicas de $\pm 4\%$.

Na Figura 19, observam-se o decréscimo da absorção e dos percentis (25-75%) com o comprimento de onda. Esta diminuição da absorção com o comprimento de onda está relacionada a uma maior absorção da radiação para comprimentos de onda menores. O tamanho da partícula também influencia na absorção, quanto menor o diâmetro, maior é a interação das partículas com a radiação de ondas curtas, resultando em absorções, espalhamento e desvios mais altos. Isso confirma que a absorção por partículas possui uma relação exponencial com o comprimento de onda da radiação.

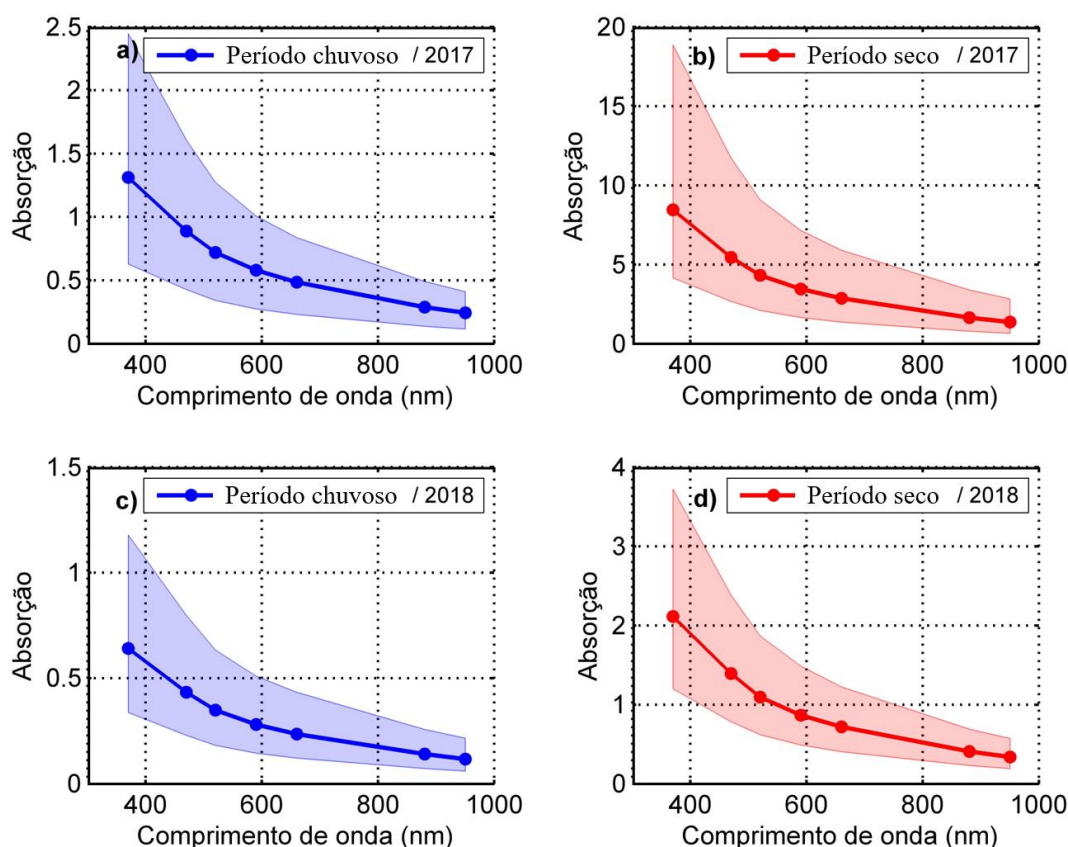


Figura 18. Variação do coeficiente de absorção médio com o comprimento de onda em $\lambda = 370, 470, 520, 590, 660, 880$ e 950 para a) jan-junho de 2017, b) jul-out de 2017, c) novembro de 2017 a junho de 2018 e d) jul-ago de 2018, considerando uma incerteza de 4%. A área sombreada representa os percentis (25-75%).

Neste trabalho, o diâmetro de corte utilizado foi $PM_{2.5}$ com médias dos coeficientes de absorção que variaram de $10,14$ (a 370 nm) a $1,30$ Mm^{-1} (a 950 nm) em 2017 e de $1,66$ (a 370 nm) a $0,26$ Mm^{-1} (a 950 nm) em 2018. Estes resultados estão bem abaixo dos encontrados por Zhuang et al. (2015) para a área urbana de Nanjing, na China ($82,07$ em 370 nm a $17,56$ Mm^{-1} em 950 para médias de 2012 e 2013) que sofre com alta intensidade de queima de biomassa e episódios de poluição. O Pantanal, em geral, sofre pouca influência de poluição urbana, principalmente por estar localizado em cidades menores, longe de grandes centros industriais.

Nas Figuras 19 a e b nota-se uma grande diferença nas absorções, principalmente entre 370 e 660 nm. O mesmo ocorre nas Figuras 19 c e d. As absorções no período seco normalmente apresentam valores mais elevados, principalmente, pela

influência de queimadas. A variabilidade nos espectros de absorções é claramente dependente dos registros de focos de queimadas apresentados na Figura 9. Comparando as Figuras 19 a com 19 c e 19 b com 19 d, nota-se um decréscimo em σ_{abs} . A redução nos registros de queimadas em 2018 com relação a 2017 foi considerável, influenciando diretamente σ_{abs} . Altas cargas de BC oriundas da queima de biomassa resultam em valores de absorção mais altos. Como em 2017 os registros de queimadas foram maiores do que em 2018, era de se esperar que os σ_{abs} em 2017 teriam valores mais altos do que em 2018, mesmo no período chuvoso.

4.3.2 QUANTIFICAÇÃO DO ÅNGSTRÖM DE ABSORÇÃO

Para avaliar a variabilidade da dependência espectral em relação às medianas representadas na Figura 19, calculou-se AAE em duas faixas espectrais distintas a partir do espectro de absorção, sendo a primeira 370/590 (mais próxima do UV e visível) e a segunda 590/880 (do visível ao infravermelho). A Figura 20 mostra histogramas de frequência relativa de AAE nessas duas faixas espectrais para o Pantanal Mato-grossense. As médias de AAE em 2017 e 2018 para cada período são mostradas na Tabela 4.

Tabela 4. Médias e desvio padrão de AAE 370/590 e AAE 590/880 nm para os períodos seco e chuvoso dos anos de 2017 e 2018.

	2017		2018	
	seca	chuva	seca	chuva
AAE 370/590	$2,08 \pm 0,41$	$1,85 \pm 0,42$	$1,95 \pm 0,34$	$1,82 \pm 0,45$
AAE 590/880	$1,24 \pm 0,21$	$1,17 \pm 0,51$	$1,27 \pm 0,43$	$1,23 \pm 0,87$

Os resultados presentes na Tabela 4 evidenciam a diferença do AAE em faixas diferentes do espectro. A primeira faixa de 370/590 nm mostra a forte contribuição de BrC, pois os valores de AAE são próximos a 2 (KIRCHSTETTER et al., 2004). Já os valores de AAE 590/880 nm mostram a contribuição do BC com valores próximos de

1. Embora os valores de AAE 590/880 nm estejam um pouco acima de 1, deve-se levar em consideração que também há contribuição de outros constituintes além do BC.

Dos dados totais, 80 a 87% de AAE 370/590 (Figuras 20 a e b) caíram entre 1,5 e 2,5 durante o período seco. Rizzo et al. (2011) encontraram 60 a 70% de AAE entre 1,5 e 2,5 para local de pasto no período seco (1999) e de transição seco-chuvoso (2002). Expoentes de Angstrom de aproximadamente 2,0, foram relatados por Kirchstetter et al. (2004) para aerossóis de queima de biomassa. Isso sugere que a região pantaneira foi mais impactada pela queima de biomassa do que a região de estudo de Rizzo et al. (2011).

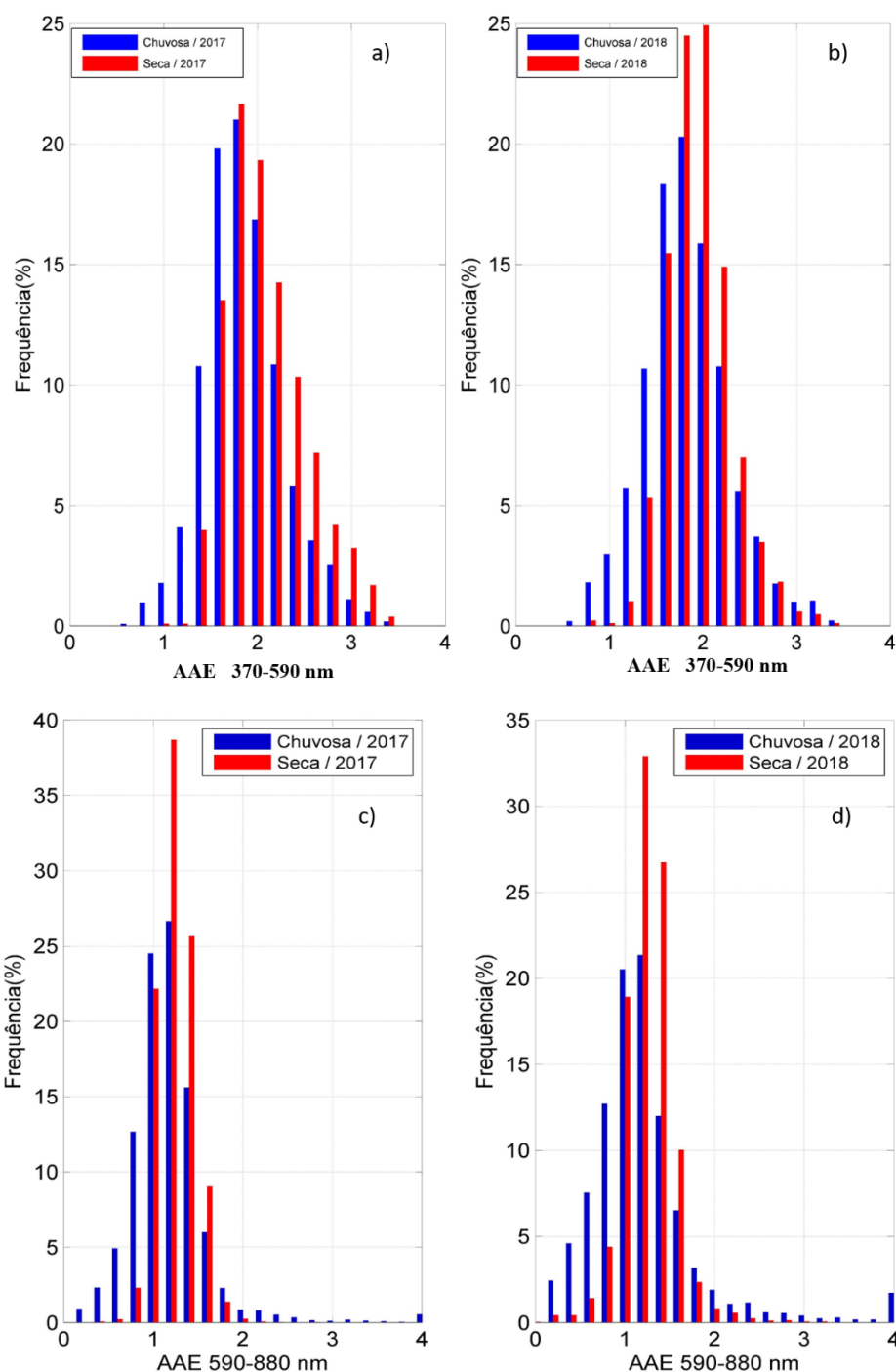


Figura 19. Histogramas da frequência relativa de a) AAE 370/590 nm em 2017 e 2018 e b) AAE 590/880 nm em 2017 e 2018. A incerteza típica em AAE é de $\pm 17\%$.

No período chuvoso, houve uma predominância de AAE 370/590 mais baixos (0,8 a 1,6) tanto para 2017 quanto para 2018. Já no período seco, a predominância de AAE 370/590 ficou acima de 1,6 (Figura 20 a) para 2017 e 2018. Essa diferença anual

pode estar relacionada, principalmente, aos registros de queimadas, muito maior em 2017 com relação a 2018. O valor médio de AAE 370/590 para todo o período foi de $1,92 \pm 0,43$ e indicam a presença de BrC no Pantanal Mato-grossense.

Foi possível observar uma diminuição consistente na média de AAE 370/590 à medida que o regime climático mudou de período seco para chuvoso (Figuras 20 a e b). Em Rizzo et al. (2011) também houve um relato semelhante para os três experimentos de campo considerados. Esse efeito foi atribuído à redução de partículas finas na massa de PM_{10} do período seco para o chuvoso, o que dá indícios de mudança de aerossóis de queima de biomassa (predominante no modo final) para aerossóis biogênicos (predominante no modo grosso).

Nesse trabalho não foi possível fazer essa comparação, contudo, devido à proximidade e semelhanças das regiões (no aspecto de serem regiões de floresta no entorno), as reduções encontradas aqui podem ser atribuídas aos mesmos fatores discutidos acima por Rizzo et al. (2011). Essa consideração aproximada nos serve por enquanto, mas existe a necessidade de trabalhos no Pantanal que façam uma caracterização mais precisa sobre a população de aerossóis nos diferentes períodos do ano.

A razão para menores AAE 370/590 no período chuvoso também pode ser atribuída à redução da queima de biomassa, pois o diâmetro de corte só permitiu passagem de partículas no modo fino que são provenientes principalmente de queimadas, ou a uma alteração nas propriedades físico-químicas da população de aerossóis (RIZZO et al., 2011). Moosmuller et al. (2011) modelaram os espectros de absorção de partículas de *Brown Carbon* e encontraram uma diminuição dos expoentes de Angstrom para diâmetros de partículas maiores (de 0,1 a 10 micrometros). Além do efeito do tamanho do aerossol, outra explicação possível seria a eliminação das chuvas de aerossóis orgânicos solúveis durante o período chuvoso, resultando em um enriquecimento de partículas de carbono de fuligem insolúveis no restante dos aerossóis. Este efeito também pode mudar os expoentes de Angstrom para valores mais baixos do período seco para o chuvoso (RIZZO et al., 2011).

Na Figura 20 (c e d) são mostrados os valores de AAE calculado em 590/880 nm, estes valores mostram a contribuição de BC para área de estudo. Os valores médios de AAE 590/880 nm (já mostrados na Tabela 4) evidenciam a contribuição de outros constituintes além do BC, pois estes valores ficaram um pouco acima de 1. A média de AAE 590/880 para todo o período de estudo foi de $1,23 \pm 0,60$.

4.4 CARACTERIZAÇÃO DE PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS NO PANTANAL

4.4.1 QUANTIFICAÇÃO DOS COEFICIENTES DE ESPALHAMENTO E ABSORÇÃO

Esta seção apresenta as séries temporais para os coeficientes de espalhamento (σ_{esp}) e absorção (σ_{abs}) dos aerossóis em 525 nm no Pantanal Mato-grossense. Através destes coeficientes foi calculado o albedo de espalhamento simples também em 525 nm (SSA 525 nm).

Após a correção para absorção, à média do SSA calculado para todo o período analisado foi de $0,91 \pm 0,04$, valor bem próximo à primeira aproximação obtida para SSA que foi de $0,92 \pm 0,04$. As médias anuais de SSA em 525 nm foram $0,89 \pm 0,04$ e $0,93 \pm 0,03$ para 2017 e 2018, respectivamente. O valor de SSA menor em 2017 quando comparado a 2018 pode estar associado a partículas de queimadas transportadas por massas de ar, pois os registros de queimadas em 2017 foram maiores que em 2018, não só no Pantanal, mas em todo Brasil.

A média anual de σ_{esp} foi $45.36 \pm 130 \text{ M.m}^{-1}$ para 2017 e $13.18 \pm 16 \text{ M.m}^{-1}$ para 2018. Já para σ_{abs} , as médias foram 4.30 ± 7.8 e $0.82 \pm 0.98 \text{ M.m}^{-1}$ para 2017 e 2018, respectivamente. O conjunto de dados apresentou uma forte variabilidade anual em σ_{esp} e σ_{abs} , principalmente para σ_{abs} em 2018 (Figura 21).

As diferenças em σ_{esp} e σ_{abs} em cada ano também foram altas. Os σ_{esp} foram cerca de 10,5 e 13,5 vezes maiores que os σ_{abs} em 2017 e 2018, nesta ordem. Para setembro o σ_{esp} é aproximadamente 10 e 15 vezes maior que σ_{abs} para os anos

correspondentes de 2017 e 2018. O σ_{abs} médio em 525 nm no mês de setembro foi de 20,34 e 2,64 Mm^{-1} , para 2017 e 2018, respectivamente, uma redução de aproximadamente 87%.

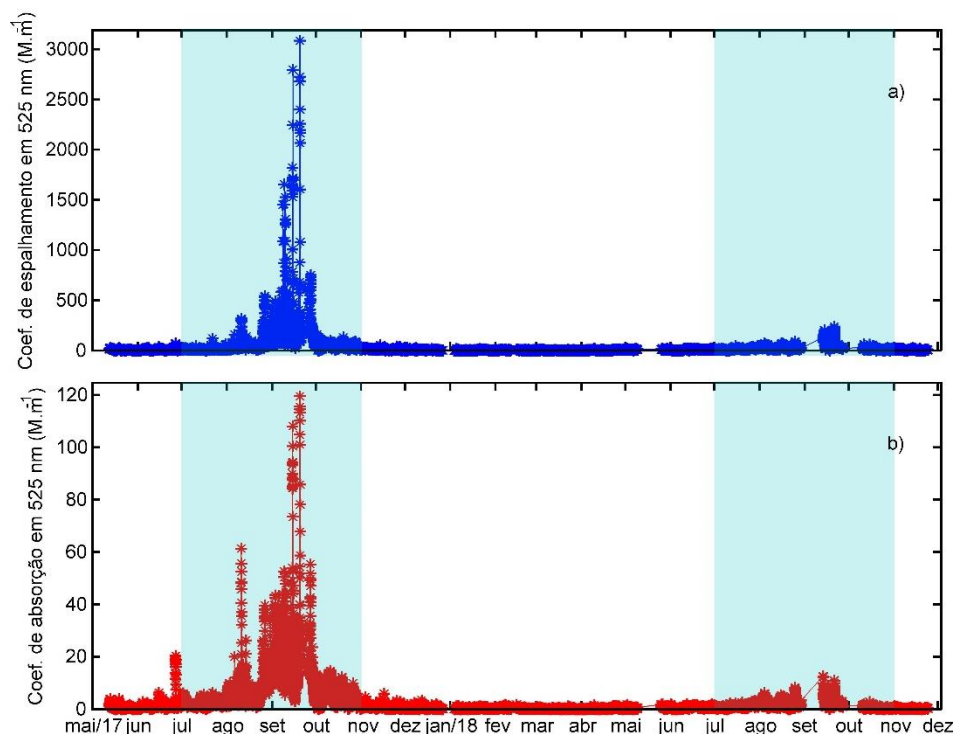


Figura 20. Médias diárias dos coeficientes de a) espalhamento e b) absorção em 525 nm de junho/17 a dezembro/2018. As áreas sombreadas representam o período seco.

Na Figura 21a e b também fica evidente uma forte sazonalidade de σ_{esp} e σ_{abs} , apresentando maiores variações no período seco e picos em setembro. Análises detalhadas das propriedades óticas de aerossol na Amazônia central feitas por Saturno et al. (2018) mostraram que os coeficientes de espalhamento e absorção dos aerossóis em 637 nm apresentaram uma sazonalidade pronunciada, com valores mais baixos no período chuvoso e mais altos no período seco, poluída com queima de biomassa.

Para comparação dos valores de σ_{abs} obtidos por Rizzo et al. (2013) e Saturno et al. (2018) (σ_{abs} em 637 nm) também foi estimado o σ_{abs} em 637 nm para o Pantanal. As medidas de σ_{esp} para o local de estudo só foram obtidas em 525 nm, que pela proximidade com 550 nm, é razoável considerar que σ_{esp} em 550 nm também estaria dentro dos limites de incerteza das estimativas de σ_{esp} em 525 nm. Assim, as

médias dos σ_{esp} a 525 = 550 e σ_{abs} a 637 nm para o período seco e chuvoso de 2017 e 2018, foram comparadas com as médias dos σ_{esp} a 550 e σ_{abs} 637 nm de Rizzo et al. (2013) e Saturno et al. (2018). Os resultados são apresentados na Tabela 5. As médias do espalhamento, absorção e SSA a 525 nm para as estações seca e chuvosa de 2017 e 2018 são apresentadas na Tabela 6.

Como visto em seções anteriores, a absorção e o espalhamento diminuem para comprimentos de onda maiores, isso pode explicar o aumento em SSA a 637 observado em Saturno et al. (2018). Enquanto isso, uma explicação para SSA a 637 mais próximos dos obtidos aqui em 525 nm pode ser devido aos tipos de partículas predominante em cada local, aparentemente menos absorvedoras no Pantanal.

Além disso, trabalhos com medidas próximas a fontes de queima de biomassa em Rondônia, indicam que SSA medidos durante eventos de queima de biomassa e com fumaças recém-emitida, apresentaram valores mais baixos (GUYON et al., 2003a; REID et al., 1998). Isso sugere que o material particulado emitido durante a queima de biomassa apresenta características mais absorvedoras.

Um dos principais elementos emitidos na queima de biomassa é a fuligem, que de acordo com a literatura, é altamente absorvedor. Deste modo, é de se esperar que SSA diminua para eventos de queimadas, pois é dado pela razão do coeficiente de espalhamento com o coeficiente de extinção (que é a soma do coeficiente de espalhamento com o de absorção). Outro fator importante em SSA também é o tempo de permanência das partículas na atmosfera, posto que os elementos emitidos na atmosfera possam interagir com o material particulado já presente e modificar suas características física e química.

Na Tabela 5 é realizada uma comparação entre as médias dos coeficientes de espalhamento e absorção para os períodos seco e chuvoso no Pantanal e dois sítios da Amazônia central. Observa-se que houve uma forte variabilidade interanual dessas propriedades óticas para o Pantanal, mais uma vez justificado pelas diferenças nos registros de queimadas locais. No período chuvoso, para os dois anos analisados, observa-se uma boa concordância com os valores encontrados para os sítios da Amazônia central. Os valores de σ_{esp} e σ_{abs} durante o período chuvoso representam o

“*background*” de cada região, ou seja, o período em que a atmosfera é considerada limpa. É possível observar (Tabela 5) a semelhança entre os *backgrounds* na Amazônia e no Pantanal. Estes resultados evidenciam que as características óticas da atmosfera do Pantanal são semelhantes à da floresta Amazônica no período chuvoso.

Tabela 5. Comparação entre os coeficientes de espalhamento e absorção estimados para o Pantanal Mato-grossense, ZF2 e ATTO. Para os dados do Pantanal, o coeficiente de espalhamento obtido em 525 nm foi considerado comparável ao de 550 nm por falta de medidas em comprimentos de onda diferentes, o coeficiente de absorção em 637 foi estimado pela Equação 12 ($\lambda_2 = 590 \text{ nm}$) (incerteza típica de $\pm 4\%$) e as médias foram obtidas para o período seco e chuvoso de 2017 e 2018. Os coeficientes de espalhamento e absorção são dados em Mm^{-1} . As medidas não cobriram todo o período chuvoso de 2017, sendo que as médias nesse caso correspondem aos dados coletados entre os meses de maio-junho e novembro-dezembro.

	Pantanal Mato-grossense				Rizzo et al. (2013)		Saturno et al. (2018)	
					Sítio ZF2		ATTO	
	2017		2018		2008-2011		2012-2017	
	Seca	Chuva	Seca	Chuva	Seca	Chuva	Seca	Chuva
$\sigma_{esp,550}$	$76,9 \pm 172,7$	$10,2 \pm 7,4$	$22,9 \pm 21,9$	$7,0 \pm 4,8$	36 ± 48	$8,1 \pm 7,2$	33 ± 25	$7,5 \pm 9,3$
$\sigma_{abs,637}$	$4,8 \pm 6,0$	$0,6 \pm 0,7$	$0,9 \pm 0,8$	$0,31 \pm 0,2$	$3,9 \pm 3,6$	$1,0 \pm 1,4$	$4,0 \pm 2,2$	$0,6 \pm 0,9$

Tabela 6. Médias do espalhamento, absorção e SSA em 525 nm para os períodos seco e chuvoso de 2017 e 2018. As medidas são dadas em Mm^{-1} .

	2017		2018	
	Seca	Chuva	Seca	Chuva
$\sigma_{esp,525}$	$76,90 \pm 172,70$	$10,20 \pm 7,4$	$22,90 \pm 21,90$	$7,00 \pm 4,82$
$\sigma_{abs,525}$	$7,30 \pm 9,70$	$0,90 \pm 1,10$	$1,40 \pm 1,30$	$0,44 \pm 0,34$
SSA_{525}	$0,88 \pm 0,04$	$0,91 \pm 0,03$	$0,93 \pm 0,02$	$0,93 \pm 0,03$

De acordo com Saturno et al. (2018), os valores médios de σ_{esp} e σ_{abs} encontrados em Rizzo et al. (2013) para o experimento ZF2 e os encontrados em seu trabalho, apresentam boa concordância, inclusive a 450 e 700 nm, justificando-se pela proximidade dos sítios ATTO e ZF2 que os leva a amostrarem massas de ar de origem e histórico atmosférico similar.

Os coeficientes de espalhamento no Pantanal apresentaram boa concordância com os encontrados Rizzo et al. (2013) e Saturno et al. (2018) para os períodos seco e chuvoso de 2018 e período chuvoso de 2017 (ver Tabela 5). Os maiores desvios observados da média do período seco no Pantanal foram observados em 2017 e relacionados à maior ocorrência de episódios de queimadas de julho a outubro de 2017.

Os coeficientes de absorção estimados a 637 nm apresentaram valores comparáveis aos do ATTO e ZF2 nos períodos seco e chuvoso de 2017, contudo, em 2018 os resultados não tiveram boa concordância com nenhum desses locais. O Pantanal sofre influência de queimas locais, principalmente relacionadas à queima de vegetação para abertura de pastagens e da queima da própria pastagem. Devido à localização geográfica e predominância da direção do vento o Pantanal também pode ser influenciado por partículas provenientes de transporte atmosférico. Os diferentes tipos de queimadas (floresta, cerrado, pastagem) podem influenciar nas diferenças entre a absorção encontrada para o Pantanal e os sítios da Amazônia.

4.4.2 VARIAÇÃO MENSAL DOS COEFICIENTES DE ESPALHAMENTO, ABSORÇÃO E DO ALBEDO DE ESPALHAMENTO SIMPLES

A variação dos coeficientes de absorção e espalhamento do período chuvoso para o seco afetou SSA obtido em 525 nm (Figuras 22 e 23). Valores mais baixos foram observados durante o período seco de 2017 ($0,88 \pm 0,04$) em comparação com as médias observadas no período seco e chuvoso de 2018, ambos com o mesmo valor de SSA em 525 ($0,93 \pm 0,02$).

Em Saturno et al. (2018), as médias de SSA no período seco foram $0,81 \pm 0,08$ a 550 nm e $0,87 \pm 0,03$ a 637 nm, e no período chuvoso tiveram valores de $0,88 \pm$

0,08 a 550 nm e $0,93 \pm 0,04$ a 637 nm. Não foi possível obter SSA em outros comprimentos de onda neste trabalho, além de 525 nm. Apesar de não serem diretamente comparáveis os comprimentos de onda de 550 e 525 nm são muito próximos.

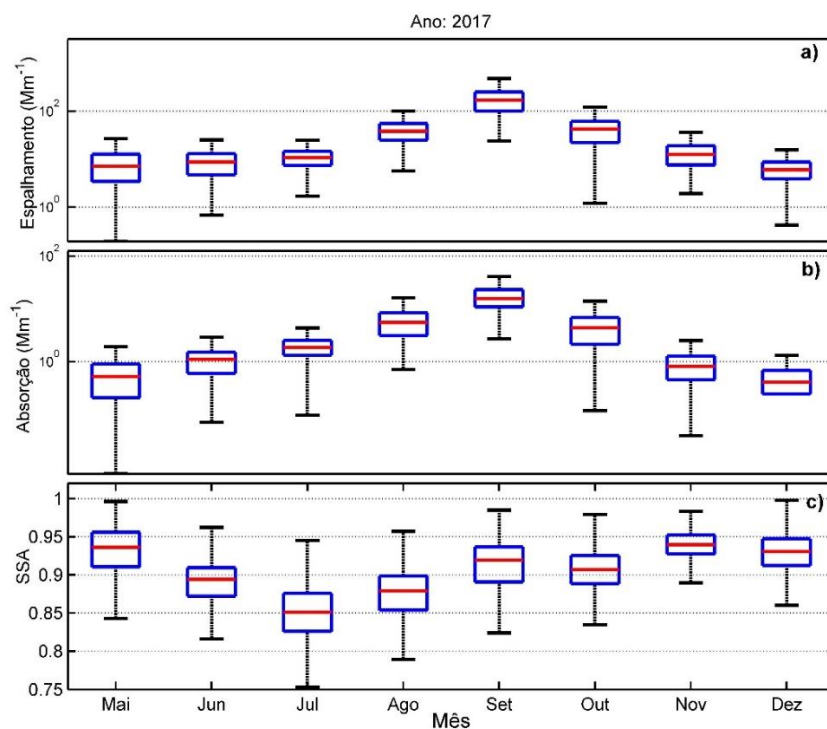


Figura 21. Variações mensais dos a) coeficientes de espalhamento em 525 nm (M.m^{-1}), b) coeficientes de absorção em 525 (Mm^{-1}) e c) do albedo de espalhamento simples SSA em 525 nm para 2017.

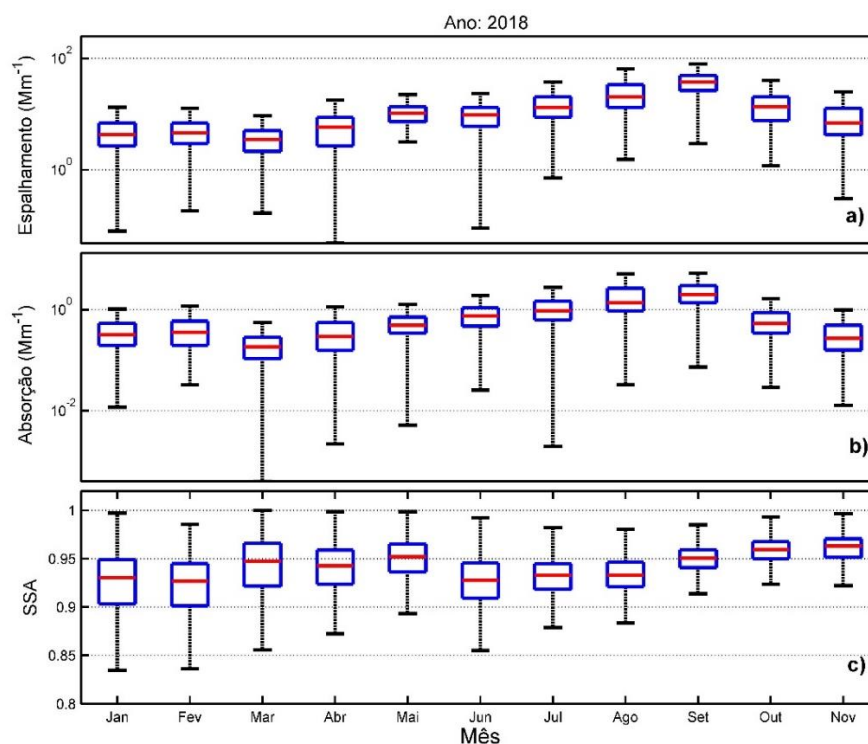


Figura 22. Variações mensais dos a) coeficientes de espalhamento em 525 nm (M.m^{-1}), b) coeficientes de absorção em 525 (Mm^{-1}) e c) do albedo de espalhamento simples SSA em 525 nm para 2018.

A composição da atmosfera em um determinado local também é influenciada pelas massas de ar e intensidade e direção do vento, que trazem consigo gases e partículas de outras regiões. Utilizando o método de Matriz de Fatoração Positiva (PMF), Santos et al. (2016) identificou que no Pantanal as três fontes principais de emissão de aerossol na moda fina no período seco foram: emissão biogênica, ressuspensão do solo e queima de biomassa. Além das contribuições locais a área de estudo também pode ser influenciada por transporte de partículas pela atmosfera. As principais massas de ar que influenciam o Pantanal são as: Equatorial continental, que tem origem na Amazônia central e são importantes pelo transporte de umidade durante o verão; Tropical continental, massa quente e seca com origem na Depressão do Chaco, próximo ao Pantanal; e a Polar atlântica, responsável pelas frentes frias no inverno.

A Figura 11 (rosa dos ventos) mostra que a predominância dos ventos em praticamente todas as estações é a noroeste-oeste. Nesse sentido, atua principalmente

a massa de ar equatorial continental. Com isso, partículas originadas na Amazônia central e em outros locais (por onde essa massa de ar percorre) podem ser transportadas até o Pantanal. Contudo, estudos mais aprofundados sobre a influência dessa massa de ar na composição da atmosfera no Pantanal devem ser realizados para verificar se de fato existe essa influência e a que nível ocorre.

Nas Figuras 22 e 23 enquanto σ_{abs} e σ_{esp} aumentou nos meses de maio, junho e julho, o SSA diminuiu, atingindo valores mínimos em julho. De agosto a setembro o SSA aumenta, passando por reduções em outubro, logo após σ_{abs} e σ_{esp} atingirem seus máximos em setembro. Em novembro, SSA torna a aumentar ao mesmo tempo em que σ_{abs} e σ_{esp} tendem a diminuir. Para o ano de 2018, σ_{abs} e σ_{esp} seguem com valores muito próximos em janeiro e fevereiro, mas apresentam uma pequena queda em março, mais evidente na Figura 23 a e b.

Em 2017, as maiores variações em σ_{esp} , σ_{abs} e SSA ocorreram em maio, outubro e julho, respectivamente. Já em 2018, ocorreram em janeiro, abril e junho para σ_{esp} , março e julho para σ_{abs} e janeiro, fevereiro, março e junho para SSA. No geral, as variações mensais em σ_{esp} , σ_{abs} e SSA em 2017 mostraram muito mais sazonalidade em relação a 2018. Grandes diferenças mensais em σ_{abs} e σ_{esp} entre 2017 e 2018 foram encontradas no período seco.

4.5 VARIAÇÃO SAZONAL DA CONCENTRAÇÃO DE *BLACK CARBON*

Utilizando as absorções corrigidas, foi calculada a concentração de BC em 880 nm com médias a cada 30 minutos medidas de maio/2017 a novembro/2018. A concentração máxima de BC para o período de estudo foi de $4,35 \mu.g.m^{-3}$ em setembro/2017 (período seco) enquanto que as menores concentrações foram encontradas no período chuvoso (Figura 24), tanto para 2017 quanto para 2018.

As médias anuais (mai/dez para 2017 e jan/nov para 2018) de BC foram $0,16 \pm 0,27$ e $0,03 \pm 0,03 \mu.g.m^{-3}$ para 2017 e 2018 respectivamente. Como era de se esperar, as médias do período seco apresentaram valores um pouco mais altos em relação à média anual, cerca de $0,28 \pm 0,33 \mu.g.m^{-3}$ para 2017 e $0,06 \pm 0,05 \mu.g.m^{-3}$

para 2018. Isso ocorre por que esse período é fortemente influenciado pelo aumento do número de queimadas e baixas taxas de precipitação, uma das principais componentes dos processos de remoção de material particulado na atmosfera.

A redução de aproximadamente 79% da concentração de BC no período seco de 2018 com relação a 2017 pode ser explicada pela grande redução nos índices de queimadas de um ano em relação ao outro, visto na Figura 9 a.

Para o mesmo local de estudo, porém usando dados de 2012 e 2013, Santos et al. (2016) encontrou concentração máxima de BC na moda fina de $1,68 \mu.g.m^{-3}$ em setembro/2012, resultado quase 3 vezes menor que o obtido para setembro/2017. Uma vez que a emissão de BC é majoritariamente fuligem proveniente da combustão, essa diferença pode estar ligada a um número maior de queimadas e/ou incêndios florestais em 2017. O aumento na concentração de BC e de partículas na moda fina no período seco indica a influência das queimadas na região em estudo (SANTOS et al., 2016). Deve-se levar em consideração que o trabalho de Santos et al. (2016) utilizou medidas de BC obtidas por análise de filtros.

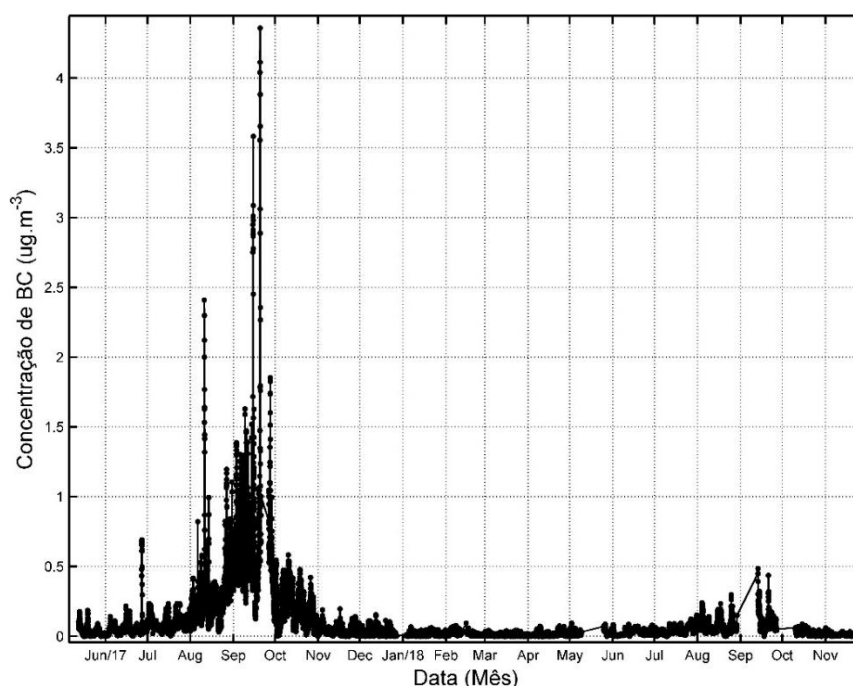


Figura 23. Variação temporal da concentração de *black carbon* (BC) em 880 nm no Pantanal Mato-grossense.

Em geral, pode-se dizer que o período seco para os dois anos de estudo foi fortemente influenciado pelo aumento no registro de queimadas em relação ao período chuvoso, além de grandes reduções nos índices locais de precipitação. Isso implica em uma variação sazonal de BC, observada nas Figuras 24 e 25.

No período seco, os baixos níveis de precipitação e altos índices de queimadas podem resultar em concentrações mais altas de BC com relação ao período chuvoso. Além disso, episódios sérios de poluição também poderiam acarretar em altos níveis de cargas de BC (o que aumentaria σ_{abs}) (ZHUANG et al., 2015), no entanto este não foi observado no local de estudo. Para efeitos de comparação, Ran et al. (2016) estimaram médias anuais de concentração de massa de BC de $5,39 \pm 4,44 \mu.g.m^{-3}$ para abr-2013/mar-2014 e $4,93 \pm 4,28 \mu.g.m^{-3}$ de abr-2014/mar-2015, em Xianghe na China, uma das regiões mais densamente povoada e poluída do mundo. Essas estimativas estão bem acima das médias anuais encontradas para reserva do SESC Pantanal, local onde este estudo foi conduzido. Isso mostra que em comparação com algumas regiões da China, o Pantanal Mato-grossense não sofre com grandes episódios de poluição.

Na Figura 25 fica mais evidente a variação sazonal de BC. É possível observar ainda um aumento gradual na concentração de BC do período chuvoso para o seco e posteriormente uma redução do seco para o chuvoso. A dependência do vento BC em cada período foi ilustrada na Figura 26. É possível observar que a predominância das concentrações de BC no período chuvoso de 2017 (a), seco de 2017 (b), chuvoso de 2018 (c) e seco de 2018 (d) vieram do sentido noroeste-oeste-sudoeste, com maiores valores no sentido oeste na seca de 2017, isso mostra que BC é predominante na mesma direção predominante do vento (Figura 11).

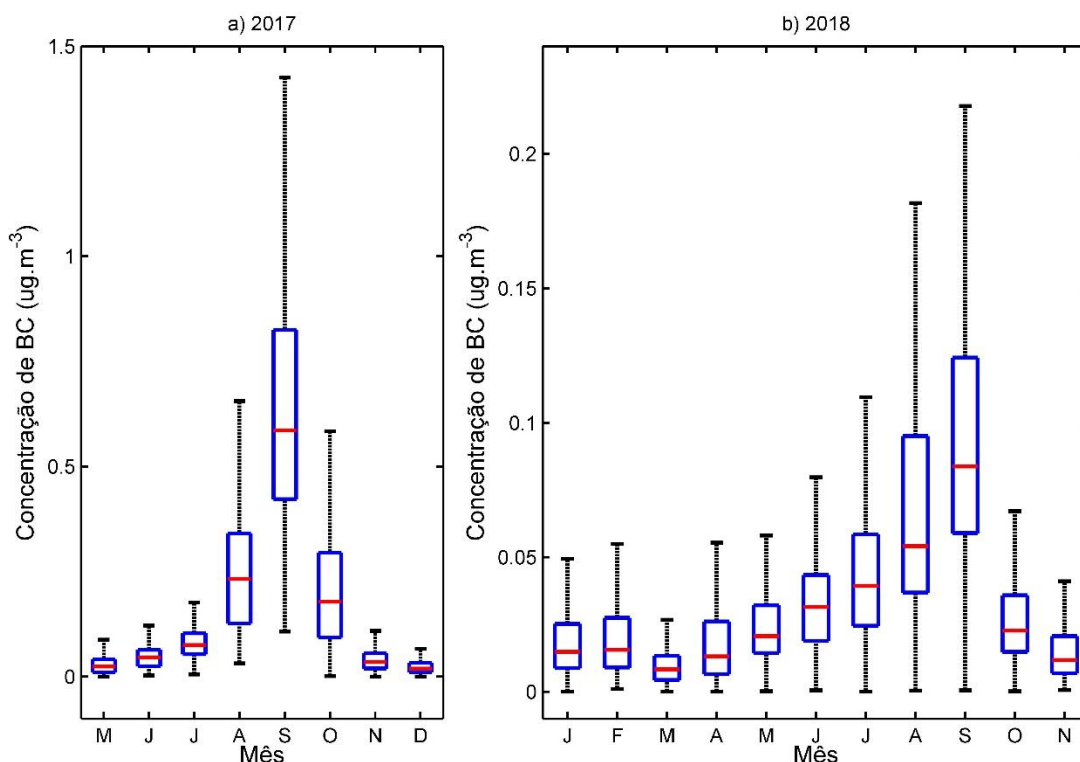


Figura 24. Concentração mensal de BC em $\mu\text{g.m}^{-3}$, a) para o ano de 2017 e em b) para o ano de 2018.

O tamanho das barras nas Figuras 25 a e b sugerem grandes variações no BC ambiente, principalmente no período seco (jul/out), devido à ocorrência de episódios de poluição relacionado às queimadas. As variações de BC no período seco são consideravelmente maiores do que no período chuvoso em 2017 (Figura 25 a). Em 2018 (Figura 25 b), as variações no período seco também são maiores, principalmente em julho, agosto e setembro. Além de uma perda de dados em setembro e outubro, outro fator que pode justificar a pequena variação para o mês outubro de 2018, considerado como período seco, é um aumento no volume precipitado no local de estudo em relação aos outros meses do período seco. A precipitação também pode ter contribuído na redução de focos de queimadas e deposição do material particulado na região de estudo.

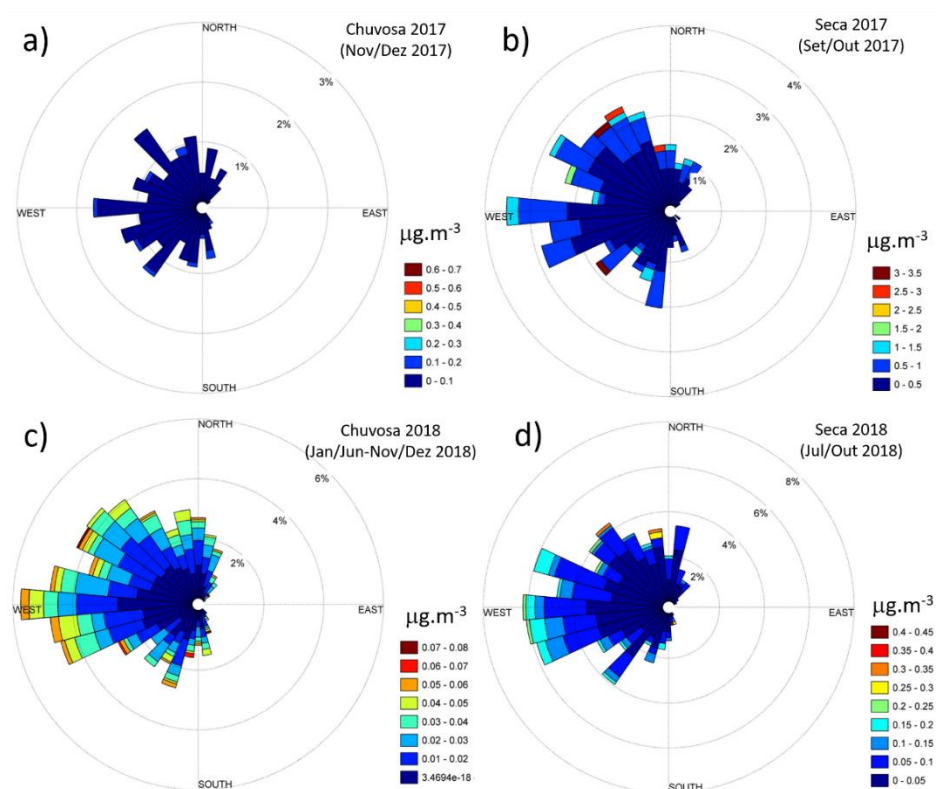


Figura 25. Adaptação da Rosa dos ventos para visualização da concentração de BC em função da direção do vento. Embora o contraste de cores não represente de forma satisfatória, as maiores concentrações foram obtidas em 2017. A falta de contraste se deve a grande diferença das amplitudes da concentração de BC.

Além disso, a Figura 25 b mostra uma redução na variação de BC de fevereiro para março e um aumento para os meses posteriores, conforme se aproxima do período seco. Normalmente, o que se observa nas Figuras 25 a e b, excluindo março, é um aumento na variação de BC conforme se aproxima dos meses secos e depois uma redução nos meses chuvosos. Em um primeiro momento, poderia se considerar um grande aumento na precipitação para esse mês, o que não ocorre de acordo com a Figura 9 b. Os índices de queimadas também foram baixos, assim como em janeiro e fevereiro. Uma redução semelhante foi observada nas Figuras 21 a e b para espalhamento e absorção em 525 nm em 2018, respectivamente. Uma possível explicação para esses resultados pode ser a redução nos incêndios e número de partículas na atmosfera, associadas ao grande volume de chuvas em dezembro de 2017, janeiro, fevereiro e março de 2018.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste estudo, a absorção dos aerossóis no Pantanal foi corrigida para os fatores de múltiplo espalhamento e carregamento na fita do Aetalômetro seguindo procedimentos semelhantes aos de Schmid et al. (2006) e Rizzo et al. (2011). O expoente Angstrom de absorção (AAE) foi calculado para o intervalo 370/590 nm. Foram obtidas médias anuais, por período, e para todo período de amostragem de σ_{abs} , σ_{esp} e SSA em vários comprimentos de onda. Médias de AAE e *black carbon* (BC) para diferentes anos e períodos também foram obtidas.

A iteração realizada para a correção dos coeficientes de absorção resultou em um fator de espalhamento múltiplo (C) de 5,15 para o comprimento de onda de 520 nm. Foi verificado pouca variação de C para os comprimentos de onda próximos a 520 nm, entretanto, foi constatado uma diferença de aproximadamente 46% entre o comprimento de onda máximo e mínimo. O coeficiente de absorção em 590 nm (corrigido) foi em média 83% inferior ao coeficiente de atenuação medido pelo Aetalômetro e o AAE foi 54% maior que o expoente Angstrom de atenuação.

Com a absorção corrigida, os valores médios obtidos para de AAE 370/590 nm no período seco e chuvoso de 2017 foram de $2,08 \pm 0,41$ e $1,85 \pm 0,42$, respectivamente. Já em 2018, as médias foram de $1,95 \pm 0,34$ e $1,82 \pm 0,45$ para os períodos seco e chuvoso, respectivamente. Os AAE 370/590 nm observados no período seco de 2017 e 2018 (próximos a 2), indicam a presença de BrC na região. Já para AAE 590/880 nm, a média obtida para todo o período de estudo foi de $1,23 \pm 0,3$ e evidencia a contribuição de outros constituintes além do BC, pois estes valores ficaram um pouco acima de 1. Foram observadas mudanças em AAE 370/590 e 590/880 à medida que o regime climático mudou de período seco para chuvoso, dando indícios de mudança de aerossóis de queima de biomassa (predominante na moda fina) para aerossóis biogênicos (predominante na moda grossa).

Os coeficientes de espalhamento (σ_{esp}) e absorção (σ_{abs}) também apresentaram variação anual devido aos eventos de queima de biomassa local e em regiões vizinhas. As médias observadas em 2017 para σ_{esp} e σ_{abs} foram 45.36 ± 130 e $4.30 \pm 7.8 \text{ M.m}^{-1}$ e em 2018, 13.18 ± 16 e $0.82 \pm 0.98 \text{ M.m}^{-1}$, respectivamente. Além das variações anuais, também foram observadas variações sazonais dos coeficientes de absorção e espalhamento devido a queimadas. As variações em σ_{esp} e σ_{abs} também

afetaram o albedo de espalhamento simples (SSA). As médias anuais observadas do SSA em 525 nm foram $0,89 \pm 0,04$ e $0,93 \pm 0,03$ para 2017 e 2018, respectivamente. Eventos de queima de biomassa foram responsáveis pela diminuição do SSA durante o período seco de 2017 ($0,88 \pm 0,04$), quando o espalhamento e absorção são maiores, em comparação com o período chuvoso do mesmo ano ($0,91 \pm 0,03$). Além das emissões locais de queima de biomassa, aerossóis biogênicos e ressuspensão de poeira no solo, massas de ar são responsáveis pelo transporte de material particulado de outras regiões para o Pantanal.

As médias encontradas para BC foram $0,16 \pm 0,27$ e $0,03 \pm 0,03 \mu.g.m^{-3}$ para 2017 e 2018. A concentração máxima de BC para o período de estudo foi de $4,35 \mu.g.m^{-3}$ em setembro/2017 (período seco) com concentrações mínimas no período chuvoso. O aumento da concentração de BC no período seco foi associado a queima de biomassa na região.

No sentido de resumir a quantificação dos principais resultados obtidos neste trabalho, é apresentada a Tabela 7.

Tabela 7. Médias das propriedades óticas para os períodos seco e chuvoso dos anos de 2017 e 2018. ¹medido em Mm^{-1} , *grandeza adimensional e ² $\mu.g.m^{-3}$.

	2017		2018	
	Seca	Chuva	Seca	Chuva
¹ $\sigma_{esp,525}$	76,90 $\pm 172,70$	$10,20 \pm 7,4$	$22,90 \pm 21,90$	$7,00 \pm 4,82$
¹ $\sigma_{abs,525}$	$7,30 \pm 9,70$	$0,90 \pm 1,10$	$1,40 \pm 1,30$	$0,44 \pm 0,34$
*SSA ₅₂₅	$0,88 \pm 0,04$	$0,91 \pm 0,03$	$0,93 \pm 0,02$	$0,93 \pm 0,03$
*AAE 370/590	$2,08 \pm 0,41$	$1,85 \pm 0,42$	$1,95 \pm 0,34$	$1,82 \pm 0,45$
*AAE 590/880	$1,24 \pm 0,21$	$1,17 \pm 0,51$	$1,27 \pm 0,43$	$1,23 \pm 0,87$
² BC	$0,28 \pm 0,33$	$0,04 \pm 0,04$	$0,06 \pm 0,05$	$0,02 \pm 0,01$

6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- i. Validar a metodologia proposta para absorção com as medidas do MAAP (do inglês, *Multi-Angle Absorption Photometer*);
- ii. Investigar de forma mais detalhada a variação interanual das propriedades óticas dos aerossóis no Pantanal;
- iii. Investigar a contribuição de BrC no espectro de absorção da radiação solar;
- iv. Avaliar os efeitos de espalhamento e absorção nos fluxos radiativos por meio da forçante radiativa dos aerossóis.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, L. M. M., LONGO, K. M., FREITAS, S. R., TARASOVA, T., PLANA FATTORI, A., NOBRE, C., e GATTI, L. V.: Sensitivity studies on the photolysis rates calculation in Amazonian atmospheric chemistry – Part I: The impact of the direct radiative effect of biomass burning aerosol particles, **Atmos. Chem. Phys. Discuss.**, 5, 9325–9353, doi:10.5194/acpd-5-9325-2005, 2005.
- ALHO, C. J. R. Conservação da Biodiversidade da Bacia do Alto Paraguai. Campo Grande: **Editora UNIDERP**, 2003. 420 p.
- ALLAN, J. D., MORGAN, W. T., DARBYSHIRE, E., FLYNN, M. J., WILLIAMS, P. I., ORAM, D. E., ARTAXO, P., BRITO, J., LEE, J. D., e COE, H.: Airborne observations of IEPOX-derived isoprene SOA in the Amazon during SAMBBA, **Atmos. Chem. Phys.**, 14, 11393-11407, <https://doi.org/10.5194/acp-14-11393-2014>, 2014.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, Vol. 22, No. 6, 2014. 711-728 p.
- ALVES, G. B. M. **Efeitos da inundação sobre o manejo da pecuária no pantanal norte com emprego de imagens orbitais**. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Mato Grosso, Departamento de Geografia, Programa de Pós-Graduação e Geografia, Rondonópolis, 2015.
- ALVES, G. B. M. **Efeitos da inundação sobre o manejo da pecuária no Pantanal-norte com emprego de imagens orbitais**, 2015. 94p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Mato Grosso, campus.
- ALVEZ, A. C. A. **Absorção da radiação solar por partículas de aerossóis no pantanal mato-grossense**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2018.
- ANDERSON, T. L.; COVERT, D. S.; MARSHALL, S. F.; LAUCKS, M. L.; CHARLSON, R. J.; WAGGONER, A. P.; SEM, G. J. Performance characteristics of a high-sensitivity, three-wavelength, total scatter/backscatter nephelometer. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 13, n. 5, p. 967-986, 1996.
- ARIEIRA, J; KARSSSENBERG, D; DE JONG, S. M; ADDINK, E. A; COUTO, E. G; NUNES DA CUNHA, C; SKOIEIN, J. O. Integrating field sampling, geostatistics and remote sensing to map wetland vegetation in the Pantanal, Brazil. **Biogeosciences**, v. 8, p. 667–686, 2011.al
- BALLACH, J., HITZENBERGER, R., SCHULTZ, E., e JAESCHKE, W.: Development of an improved optical transmission technique for black carbon (BC) analysis, **Atmos. Environ.**, 35, 2089–2100, 2001.
- BIUDES, M. S; VOURLITIS, G. L; MACHADO, N. G; ARRUDA, P. H. Z; NEVESA, G. A. R; LOBO, F. A; NEALED, C. M. U; NOGUEIRA, J. S.

- Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 202, p. 112–124, 2015.
- BOND, TAMI C.; COVERT, DAVID S.; MÜLLER, THOMAS. Truncation and angular-scattering corrections for absorbing aerosol in the TSI 3563 nephelometer. **Aerosol Science and Technology**, v. 43, n. 9, p. 866-871, 2009.
- BRANDÃO, L. G; ANTAS, P. T; OLIVEIRA, L. F; PÁDUA, M. T; PEREIRA, N. C; VALUTKY, W. W. **Plano de Manejo da Reserva Particular do Patrimônio Natural do SESC Pantanal**. – 2. ed. – Rio de Janeiro: SESC, Departamento Nacional, 148 p. 2011.
- CALVELLO, M., ESPOSITO, F., PAVESE, G., e SERIO, C.: Physical and optical properties of atmospheric aerosols by in-situ and radiometric measurements, **Atmos. Chem. Phys.**, 10, 2195-2208, <https://doi.org/10.5194/acp-10-2195-2010>, 2010.
- CASTELNOU, A. M. N; FLORIANI, D; VARGAS, I. A; DIAS, J. B. Sustentabilidade socioambiental e diálogo de saberes: o Pantanal Mato-grossense e seu espaço vernáculo como referência. **Desenvolvimento e Meio ambiente**, n.7, p.41-67, 2003.
- COLLAUD COEN, M., WEINGARTNER, E., APITULEY, A., CEBURNIS, D., FIERZ-SCHMIDHAUSER R., FLENTJE, H., HENZING J. S., JENNINGS, S. G., MOERMAN, M., PETZOLD, A., SCHMID, O., e BALTENSPERGER, U.: Minimizing light absorption measurement artifacts of the Aethalometer: evaluation of five correction algorithms, **Atmos. Meas. Tech.**, 3, 457–474, doi:10.5194/amt-3-457-2010, 2010.
- DALMAGRO, H.J. **Capacidade Fotossintética de duas espécies invasoras do Pantanal e do Cerrado**, 2012. 77 p. Tese (Doutorado em Física Ambiental) - Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, campus Cuiabá.
- DANTAS, M. Pulso de inundação, biodiversidade e produtividade no Pantanal. **IV Simpósio sobre recursos naturais e Sócio-econômicos do Pantanal. Corumbá: SIMPAN**, 2004.
- DE BRITTO FERREIRA, A. B.: Pantanal Mato-Grossense: considerações sobre a proteção constitucional para um desenvolvimento econômico sustentável. **Interações (Campo Grande)**, v. 14, n. 1, 2015.
- DE MUSIS, C. R; JUNIOR, J. H. C; FILHO, N. P. Caracterização climatológica da Bacia do Alto Paraguai, **Geografia**, v. 22, p. 5–21, 1997.
- FANTIN-CRUZ, I.; GIRARD, P.; ZEILHOFER, P.; COLLISCHONN, W.; CUNHA, C.N. Unidades fitofisionômicas em mesoescala no Pantanal Norte e suas relações com a geomorfologia. *Biota Neotrop.* **Campinas**, vol.10 n2, p 31-38, 2010.
- FILHO, P. do A. Z. Solos do Pantanal Mato-grossense. In: Ed. Boock, **SIMPÓSIO SOBRE RECURSOS NATURAIS E SÓCIO-ECONÔMICOS DO PANTANAL**, 1., 1986. Corumbá, Anais Corumbá: EMBRAPA-CPAP, p. 91-103, 1986.

- GALDINO, S.; VIEIRA, L. M.; PELLEGRIN. Impactos Ambientais e Socioeconômicos na Bacia do Rio Taquari – Pantanal. Corumbá: **Embrapa Pantanal**, p. 356, 2006.
- GONÇALVES, H. C; MERCANTE, M. A; SANTOS, E. T. Hydrological cycle. **Brazilian Journal of Biology**, v. 71, p. 241–253, 2011.
- GOPAL, K. Rama et al. Measurements of scattering and absorption properties of surface aerosols at a semi-arid site, Anantapur. **Atmospheric Research**, v. 183, p. 84-93, 2017, doi: 10.1016/j.atmosres.2016.08.016.
- GUNDEL, L. A., DOD, R. L., ROSEN, H., e NOVAKOV, T.: The relationship between optical attenuation and black carbon concentration for ambient and source particles, **Sci. Total Environ.**, 36, 197–202, 1984.
- GUYON, P., GRAHAM, B., BECK, J., BOUCHER, O., GERASOPOULOS, E., MAYOL-BRACERO, O. L., ROBERTS, G. C., ARTAXO, P., e ANDREAE, M. O.: Physical properties and concentration of aerosol particles over the Amazon tropical forest during background and biomass burning conditions, **Atmos. Chem. Phys.**, 3, 951–967, <https://doi.org/10.5194/acp-3-951-2003>, 2003a.
- HANSEN, J.; SATO, Mki; RUEDY, R. Radiative forcing and climate response. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D6, p. 6831-6864, 1997, doi: 10.1029/96JD03436.
- IBGE. 2004. Mapa de Biomas do Brasil, primeira aproximação. Rio de Janeiro: IBGE. Acessível em www.ibge.gov.br.
- IPCC, Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., and Miller, H. L., **Cambridge University Press, Cambridge and New York, USA**, 996 pp., 2007.
- JACOBSON, LUDMILLA DA SILVA VIANA et al. Acute effects of particulate matter and black carbon from seasonal fires on peak expiratory flow of schoolchildren in the Brazilian Amazon. **PloS one**, v. 9, n. 8, p. e104177, 2014.
- JACOBSON, M. Z.: Isolation nitrated and aromatic aerosols and nitrated aromatic gases as sources of ultraviolet light absorption, **J. Geophys. Res.**, 104, 3527–3542, 1999.
- JUNK, W. J; BROWN, M; CAMPBELL, I. C; FINLAYSON, M; GOPAL, B; RAMBERG, L; WARNER, B. G. The comparative biodiversity of seven globally important wetlands: a synthesis. **Aquatic Sciences**, v. 68, p. 400-414, 2006.
- JUNK, W. J; CUNHA, N. C. Pantanal: a large South American wetland at a crossroads. **Ecological Engineering**, v. 24, p. 391-401, 2005.
- JUNK, W. J; NUNES DA CUNHA, C; WANTZEN, K. M; PETERMANN, P; STRUSSMANN, C; MARQUES, M. I; ADIS, J. Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. **Aquatic Sciences**, v. 68, p. 278–309. 2006.

- KIRCHSTETTER, T. W., NOVAKOV, T., e HOBBS, P. V.: Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 109, 1208, doi:10.1029/2004JD004999, 2004.
- KOPP, C., PETZOLD, A., e NIESSNER, R.: Investigation of the specific attenuation cross-section of aerosols deposited on fiber filters with a polar photometer to determine black carbon, *J. Aerosol Sci.*, 30, 1153–1163, 1999.
- LACK, D. A., CAPP, C. D., CROSS, E. S., MASSOLI, P., AHERN, A. T., DAVIDOVITS, P., e ONASCH, T. B.: Absorption enhancement of coated absorbing aerosols: validation of the photo-acoustic technique for measuring the enhancement, *Aerosol Sci. Tech.*, 43, 1006–1012, doi:10.1080/02786820903117932, 2009.
- LOURIVAL, R; MCCALLUM, H; GRIGG, G; ARCANGELO, G; MACHADO, R; POSSINGHAM, H. A systematic evaluation of the conservation plans for the Pantanal Wetlands in Brazil. *Wetlands*. v, 29. n 4. 1189-1201. 2009.
- MACHADO, N. G; BIUDES, M. S; ANGELINI, L P; MÜTZENBERG, D. M. S; NASSARDEN, D. C. S; BILIO, R. S; SILVA, T. J. A; NEVES, G. A. R; ARRUDA, P. H. Z; 2, NOGUEIRA, J. S. Sazonalidade do Balanço de Energia e Evapotranspiração em Área Arbustiva Alagável no Pantanal Mato-Grossense. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 31, n. 1, p. 82-91, 2016.
- MACHADO, N. G; SANCHES, L; SILVA, L. B; NOVAIS, J. W. Z; AQUINO, A. M; BIUDES, M. S; PINTO-JUNIOR, O. B; NOGUEIRA, J. S. Soil nutrients and vegetation structure in a neotropical seasonal wetland. *Applied Ecology and Environmental Research*. v. 13, n. 2, p. 289–305, 2015.
- MISHCHENKO, M. I.; CAIRNS, B.; HANSEN, J. E.; TRAVIS, L. D.; BURG, R.; KAUFMAN, Y. J.; MARTINS, J. V.; E SHETTLE, E. P. Monitoring of aerosol forcing of climate from space: analysis of measurement requirements. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, v. 88, n. 1-3, p. 149-161, 2004.
- MMA. 2006. **Mapa de cobertura vegetal dos biomas brasileiros**. Acessível em www.mma.gov.br.
- MMA. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. **Monitoramento do Desmatamento nos Biomas Brasileiros por Satélite**. Acordo de Cooperação Técnica MMA/IBAMA: Monitoramento do Bioma Caatinga 2008 a 2009. 2011.
- MOOSMÜLLER, H.; CHAKRABARTY, R. K.; ARNOTT, W. P. Aerosol light absorption and its measurement: A review. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, v. 110, n. 11, p. 844-878, 2009.
- MÜLLER, T., HENZING, J. S., DE LEEUW, G., WIEDENSOHLER, A., ALASTUEY, A., ANGELOV, H., BIZJAK, M., COLLAUD COEN, M., ENGSTRÖM, J. E., GRUENING, C., HILLAMO, R., HOFFER, A., IMRE, K., IVANOW, P., JENNINGS, G., SUN, J. Y., KALIVITIS, N., KARLSSON, H., KOMPPULA, M., LAJ, P., LI, S.-M., LUNDER, C., MARINONI, A., MARTINS DOS SANTOS, S., MOERMAN, M., NOWAK, A., OGREN, J. A., PETZOLD, A., PICHON, J. M., RODRIQUEZ, S., SHARMA, S., SHERIDN, P. J., TEINILÄ, K., TUCH, T., VIANA, M., VIRKKULA, A.,

- WEINGARTNER, E., WILHELM, R., AND WANG, Y. Q.: Characterization and intercomparison of aerosol absorption photometers: result of two intercomparison workshops. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 4, n. 2, p. pp245-268, 2011.
- MÜLLER, T., LABORDE, M., KASSELL, G., AND WIEDENSOHLER, A.: Design and performance of a three-wavelength LED-based total scatter and backscatter integrating nephelometer, **Atmos. Meas. Tech.**, 4, 1291-1303, <https://doi.org/10.5194/amt-4-1291-2011>, 2011.
- NAKAYAMA, T., KONDO, Y., MOTEKI, N., SAHU, L. K., KINASE, T., KITA, K., e MATSUMI, Y.: Size-dependent correction factors for absorption measurements using filter-based photometers: PSAP and COSMOS, **J. Aerosol Sci.**, 41, 333–343, 2010.
- NUNES DA CUNHA, C; JUNK, W.J. Year-to-year changes in water level drive the invasion of *Vochysia divergens* in Pantanal grasslands. **Applied Vegetation Science**, v. 7, p. 103-110. 2004.
- PETZOLD, A., KOPP, C., e NIESSNER, R.: The dependence of the specific attenuation cross section on black carbon mass fraction and particle size, **Atmos. Environ.**, 31, 661–672, 1997.
- PRANCE, G.T. e SCHALLER, G.B.. Preliminary study of some vegetation types of the Pantanal, Mato grosso, Brazil. **Brittonia** 34(2):228-251. 1982
- RAN, L.; DENG, Z.Z.; WANG, P.C.; XIA, X.A. Black carbon and wavelength-dependent aerosol absorption in the North China Plain based on two-year aethalometer measurements. **Atmospheric Environment**, v. 142, p. 132-144, 2016.
- REID, J. S., HOBBS, P. V, FERREK, R. J., BLAKE, D. R., MARTINS, J. V., DUNLAP, M. R., e LIOUSSE, C.: Physical, chemical, and optical properties of regional hazes dominated by smoke in Brazil, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 103, 32059–32080, <https://doi.org/10.1029/98JD00458>, 1998.
- RESENDE, E. K. Pulso de Inundação – Processo Ecológico Essencial à Vida no Pantanal. Corumbá: **Embrapa Pantanal**, 2008. 16 p. Disponível em < <https://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/bitstream/doc/807537/1/DOC94.pdf>>. Acessado em: 06 de dezembro de 2018.
- RIZZO, L. V., ARTAXO, P., MÜLLER, T., WIEDENSOHLER, A., PAIXÃO, M., CIRINO, G. G., ARANA, A., SWIETLICKI, E., ROLDIN, P., FORS, E. O., WIEDEMANN, K. T., LEAL, L. S. M., e KULMALA, M.: Long term measurements of aerosol optical properties at a primary forest site in Amazonia, **Atmos. Chem. Phys.**, 13, 2391–2413, <https://doi.org/10.5194/acp-13-2391-2013>, 2013.
- RIZZO, L. V., CORREIA, A. L., ARTAXO, P., PROCOPIO, A. S., e ANDREAE, M. O. Spectral dependence of aerosol light absorption over the Amazon Basin. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 17, p. 8899-8912, 2011.

- ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M. Geomorfologia In: Brasil, Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. (Ed.). Projeto RADAMBRASIL. Folha SD. 21 Cuiabá. Rio de Janeiro, MME/SG/RADAMBRASIL. 1982. 193-256 p.
- SANDRADEWI, J.; PRÉVÔT, A.S.H.; WEINGARTNER, E.; SCHMIDHAUSER, R.; GYSEL, M. BALTENSBERGER, U. . A study of wood burning and traffic aerosols in an Alpine valley using a multi-wavelength Aethalometer. **Atmospheric Environment**, v. 42, n. 1, p. 101-112, 2008.
- SANTOS, A. C. A.; FINGER, A.; NOGUEIRA, J. SOUZA; CURADO, L. F. A.; PEREIRA, V. M. R.; PALACIOS, R. S. Analysis of the concentration and composition of aerosols from fires in the mato grosso wetland. **Química Nova**, v. 39, n. 8, p. 919-924, 2016.
- SATURNO, J., HOLANDA, B. A., PÖHLKER, C., DITAS, F., WANG, Q., MORAN-ZULOAGA, D., BRITO, J., CARBONE, S., CHENG, Y., CHI, X., DITAS, J., HOFFMANN, T., HRABE DE ANGELIS, I., KÖNEMANN, T., LAVRIČ, J. V., MA, N., MING, J., PAULSEN, H., PÖHLKER, M. L., RIZZO, L. V., SCHLAG, P., SU, H., WALTER, D., WOLFF, S., ZHANG, Y., ARTAXO, P., PÖSCHL, U., e ANDREAE, M. O.: Black and brown carbon over central Amazonia: long-term aerosol measurements at the ATTO site, **Atmos. Chem. Phys.**, 18, 12817-12843, <https://doi.org/10.5194/acp-18-12817-2018>, 2018.
- SCHMID, H., LASKUS, L., ABRAHAM, H. J., BALTENSBERGER, U., LAVANCHY, V., BIZJAK, M., BURBA, P., CACHIER, H., CROW, D., CHOW, J., GNAUK, T., EVEN, A., TEN BRINK, H. M., GIESEN, K. P., HITZENBERGER, R., HUEGLIN, E., MAENHAUT, W., PIO, C., CARVALHO, A., PUTAUD, J. P., TOOM-SAUNTRY, D., e PUXBAUM, H.: Results of the “carbon conference” international aerosol carbon round robin test stage I, *Atmos. Environ.*, 35, 2111–2121, 2001.
- SCHMID, O., ARTAXO, P., ARNOTT, W. P., CHAND, D., GATTI, L. V., FRANK, G. P., HOFFER, A., SCHNAITER, M.; ANDREAE, M. O.: Spectral light absorption by ambient aerosols influenced by biomass burning in the Amazon Basin. I: Comparison and field calibration of absorption measurement techniques, **Atmos. Chem. Phys.**, 6, 3443–3462, doi:10.5194/acp-6-3443-2006, 2006.
- SCHWERDTFEGGER, J; JOHNSON, M. S; COUTO, E. G; AMORIM, R. S. S; SANCHES, L; CAMPELO JR, J. H; WEILER, M. Inundation and groundwater dynamics for quantification of evaporative water loss in tropical wetlands. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, p. 4407–4422, 2014.
- SEGURA, S.; ESTELLÉS, V.; R. ESTEVE, A.; MARCOS. C.R.; UTRILLAS, M.P.; MARTÍNEZ-LOZANO, J.A. Multiyear in-situ measurements of atmospheric aerosol absorption properties at an urban coastal site in western Mediterranean. **Atmospheric Environment**, v. 129, p. 18-26, 2016.
- SEINFELD, JOHN H.; PANDIS, SPYROS N. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. John Wiley & Sons, 2016.
- SENA, E. T.; ARTAXO, P.; CORREIA, A. L. Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use change in

- Amazonia. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 3, p. 1261-1275, 2013.
- SILVA, Carolina Joana; NUNES, José Ribeiro da Silva; SIMONI, Jane. O sistema de Baías Chacororé-Sinhá Mariana. **Água, biodiversidade e cultura do Pantanal: estudos ecológicos e etnobiológicos no sistema de Baías Chacororé-Sinhá Mariana** Cáceres: Ed. Unemat, p. 28, 2012.
- SILVA, J. S. V; ABDON, M. M. Delimitação do Pantanal brasileiro e suas sub-regiões. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 33, p. 1703-1711, 1998.
- SOUZA, R. L. M. **Balanco de energia na camada limite superficial sobre o Pantanal Sul Matogrossense** – estação seca, 2011. 121 p. Dissertação (Engenharia Civil) – COPPE – Programa de Pós – graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil.
- SPECHT, L. **Avaliação da sustentabilidade da pecuária em uma propriedade multifuncional no Pantanal**. 2011. 82 f. Monografia (Trabalho de conclusão de curso). Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Ciências Agrárias, Florianópolis.
- SURRATT, Jason D. et al. Reactive intermediates revealed in secondary organic aerosol formation from isoprene. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 107, n. 15, p. 6640-6645, 2010.
- TRENBERTH. K.E.; FASULLO. J.T.; KIEHL. J. Earth's global energy budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, n. 3, p. 311-323, 2009.
- WEINGARTNER, E., SAATHOFF, H., SCHNAITER, M., STREIT, N., BITNAR, B., E BALTENSBERGER, U.: Absorption of light by soot particles: Determination of the absorption coefficient by means of aethalometers, **J. Aerosol Sci.**, 34, 1445–1463, 2003.
- YU, H., KAUFMAN, Y. J., CHIN, M., FEINGOLD, G., REMER, L. A., ANDERSON, T. L., BALKANSKI, Y., BELLOUIN, N., BOUCHER, O., CHRISTOPHER, S., DECOLA, P., KAHN, R., KOCH, D., LOEB, N., REDDY, M. S., SCHULZ, M., TAKEMURA, T.,; ZHOU, M.: A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing, **Atmos. Chem. Phys.**, 6, 613–666, 2006, <http://www.atmos-chem-phys.net/6/613/2006/>.
- ZEILHOFER, P. Soil mapping in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil, using multitemporal Landsat TM data. **Wetlands Ecology and Management**, v. 14, p. 445- 461, 2006.
- ZHUANG, B. L., WANG, T. J., LIU, J., MA, Y., YIN, C. Q., LI, S., XIE, M., HAN, Y., ZHU, J. L., YANG, X. Q., e FU, C. B.: Absorption coefficient of urban aerosol in Nanjing, west Yangtze River Delta, China, **Atmos. Chem. Phys.**, 15, 13633-13646, <https://doi.org/10.5194/acp-15-13633-2015>, 2015.