

Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Meteorologia

**CARACTERIZAÇÃO DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS USANDO DADOS  
DO SATÉLITE CALIPSO E DA REANÁLISE MERRA-2 PARA DIFERENTES  
REGIÕES DA AMÉRICA DO SUL**

Filipe Pungirum Onofre

Rio de Janeiro – RJ

Setembro de 2022

**CARACTERIZAÇÃO DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS USANDO DADOS DO SATÉLITE CALIPSO E DA REANÁLISE MERRA-2 PARA DIFERENTES REGIÕES DA AMÉRICA DO SUL**

FILIPE PUNGIRUM ONOFRE

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA: METEOROLOGIA).



---

Prof. Dr. José Ricardo de Almeida França - PPGM/UFRJ



---

Prof. Dr. Lino Augusto Sander de Carvalho - PPGM/UFRJ



---

Profa. Dra. Judith Johanna Hoelzemann - UFRN

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

SETEMBRO 2022

## CIP - Catalogação na Publicação

P984c Pungirum Onofre, Filipe  
CARACTERIZAÇÃO DOS AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS USANDO  
DADOS DO SATÉLITE CALIPSO E DA REANÁLISE MERRA-2  
PARA DIFERENTES REGIÕES DA AMÉRICA DO SUL. / Filipe  
Pungirum ONofre. -- Rio de Janeiro, 2022.  
133 f.

Orientador: José Ricardo de Almeida França.  
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do  
Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Meteorologia, 2022.

1. Meteorologia. 2. Aerossóis Atmosféricos. 3.  
Climatologia. 4. Satélites. 5. Sensoriamento  
Remoto. I. de Almeida França, José Ricardo, orient.  
II. Título.

## AGRADECIMENTOS

Antes de começar os agradecimentos individuais e particulares, trago reconhecimento a quantas oportunidades me foram dadas graças ao departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, o qual serei sempre grato. E que essa gratidão tenha domínio amplo, que alcance todos os atores que fazem ou fizeram parte da história do departamento, nos mais diversos níveis.

Gostaria de agradecer a todos os amigos do Laboratório de Aplicações de Satélites Ambientais, que sempre mostraram muita generosidade ao compartilhar conhecimento e boas práticas de pesquisa. Em especial, gostaria de agradecer aos amigos Filippe Lemos, Caio Atila, Bianca Bernardi e Vitor Miranda por toda a ajuda ativa durante a jornada do mestrado. Aos professores Leonardo, Renata Libonati, Lino, Wallace e Ana Cristina por todo conhecimento transmitido em suas respectivas áreas de conhecimento.

Gostaria de agradecer aos queridos Patrícia Madeira e Vitor Hassan, que como se não bastasse todas as oportunidades dadas e mentoria profissional, sempre me deram flexibilidade e incentivo para me dedicar ao mestrado.

Aos amigos, colegas de trabalho e companheiros de casa Daniel Orlandi e João Castro, por todas as tardes de domingo revisando manuscritos ao som de sertanejo raiz. Aos amigos Iago, Luizão, Renan, Lucas César, Luiz Filippe e Pedro Regoto agradeço por toda parceria e trocas de conhecimento nas mais diversas maneiras.

Ao meu orientador José Ricardo, por estar sempre presente e pacientemente revisar cada versão das infinitas versões de manuscritos presentes neste ciclo. Em especial, foi uma honra ter sido orientado por uma pessoa com uma trajetória tão brilhante como a dele.

A minha incrível parceira Jéssica Mothé, por me acompanhar durante toda essa trajetória e ter ciência de todas as escolhas e renúncias que precisaram ser feitas para me garantir sucesso na jornada dupla entre o trabalho e a pós-graduação. Além disso, gostaria de estender esse agradecimento à sua mãe, Shirley Mothé, que sempre deu bastante incentivo a conclusão do curso.

Por fim, em especial gostaria de agradecer aos meus pais, Mara Cristina e Francisco, por terem me provido uma vida confortável com bastante amor e dedicação, além de sempre me ensinarem a importância da dedicação aos estudos.

## RESUMO

Os aerossóis são partículas líquidas ou sólidas em suspensão na atmosfera. Essas partículas têm a capacidade de interferir no clima de maneira direta, indireta ou semidireta. Como maneira direta, pode se destacar a interação dessas partículas com a radiação solar, através de seu espalhamento ou absorção. Como maneira indireta, pode se destacar o papel destes aerossóis como núcleos de condensação de água líquida e de gelo nas nuvens. Dependendo de sua quantidade, esses aerossóis podem formar gotas maiores ou menores, que poderão ocasionar em mudanças no albedo da nuvem. Já como efeitos semidiretos, pode se destacar o papel dos aerossóis como absorvedores de radiação dentro das nuvens, conseqüentemente propiciando mudanças na estabilidade da parcela de ar. Também como efeito semidireto, pode se ainda destacar as mudanças no ciclo de vida e a capacidade de tornar nuvens convectivas mais frias e profundas. Quanto a sua origem, os aerossóis atmosféricos podem ser classificados em naturais ou antropogênicos. As principais fontes naturais podem ser resumidas em emissões da fauna e da flora, emissões vulcânicas, queimadas naturais, emissões marinhas e erosão do solo. As principais fontes antropogênicas são a queima de combustíveis fósseis e as queimadas. A determinação correta da distribuição dos tipos de aerossóis na atmosfera é de suma importância para prognósticos climáticos a longo prazo. Neste contexto, o último relatório do *International Panel on Climate Change* (IPCC) aborda os aerossóis como representativos das maiores fontes de incerteza no âmbito das forçantes climáticas. Por isso, o objetivo deste trabalho é caracterizar os tipos de aerossol e estudar suas propriedades ópticas e trajetórias em diferentes áreas do continente da América do Sul. Para tal, serão usados dados da reanálise MERRA-2, dos satélites Aqua e Terra, do satélite CALIPSO e rodadas do modelo de trajetórias de partículas HYSPLIT. Como meta, este trabalho visa contribuir com as informações necessárias para a diminuição das incertezas quanto aos aerossóis atmosféricos na América do Sul. Como principais resultados pode se destacar a má representação de sal marinho e de black carbono em vários sítios da América do Sul, pelo MERRA-2. Além disso, como importante resultado deste trabalho tem-se a grande quantidade de queimadas no Rio de Janeiro em comparação as áreas ao interior do país no verão.

No fim do período seco, concordando com a literatura, as áreas que mais apresentam queimadas neste trabalho são as localizadas no Cerrado brasileiro.

## ABSTRACT

Aerosols are liquid or solid particles suspended in the atmosphere. These particles have the ability to interfere with the climate in a direct, indirect or semi-direct way. As a direct way, the interaction of these particles with solar radiation can be highlighted, through their scattering or absorption. In an indirect way, the role of these aerosols can be highlighted as condensation nuclei of liquid water and ice in clouds. Depending on their quantity, these aerosols can form larger or smaller droplets, which can cause changes in the albedo of clouds. For semi-direct effects, the role of aerosols as absorbers of radiation within clouds can be highlighted, consequently providing changes in the stability of the air parcel. Also as a semi-direct effect, changes in the life cycle and the ability to make convective clouds colder and deeper can still be highlighted. About their origin, atmospheric aerosols can be classified as natural or anthropogenic. The main natural sources can be summarized in fauna and flora emissions, volcanic emissions, natural fires, marine emissions and soil erosion. The main anthropogenic sources are the burning of fossil fuels and forest fires. The correct determination of the distribution of types of aerosols in the atmosphere is of paramount importance for long-term climate forecasts. In this context, the latest report of the International Panel on Climate Change (IPCC) addresses aerosols as representing the greatest sources of uncertainty in the context of climate forcing. Therefore, the objective of this work was to characterize aerosol types and study their optical properties and trajectories in different areas of the South American continent. To this end, data from the MERRA-2 reanalysis, from the Aqua and Terra satellites, from the CALIPSO satellite, and rounds of the HYSPLIT particle trajectory model will be used. As a goal, this work aims to contribute with the necessary information to reduce uncertainties regarding atmospheric aerosols in South America. As main results, it can be highlighted the bad representation of sea salt and black carbon in several sites in South America, by MERRA-2. In addition, as an important result of this work, there is the large amount of fires in Rio de Janeiro compared to areas in the interior of the country in the summer. At the end of the dry season, in agreement with the literature, the areas with the most fires in this work are those located in the Brazilian Cerrado.

## SUMÁRIO

<b>RESUMO</b> .....	2
<b>ABSTRACT</b> .....	4
<b>Lista de Siglas</b> .....	13
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	15
1.1 Objetivo e Importância.....	18
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	19
2.1 O Sensoriamento Remoto .....	19
2.2 Aerossóis .....	22
2.3 Tipos de Aerossol .....	26
2.3.1 Poeira Mineral.....	26
2.3.2 Sal Marinho .....	27
2.3.3 Black Carbon.....	28
2.3.4 Aerossóis Orgânicos .....	29
2.4 O papel dos aerossóis nas nuvens e no ciclo hidrológico. ....	30
2.4.1 Núcleos de Condensação .....	30
2.4.2 Núcleos de Congelamento .....	31
2.4.3 Os Efeitos nas nuvens.....	31
2.5 Mecanismos de feedback climáticos associados aos aerossóis.....	33
<b>3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	34
3.1. As leis da Radiação .....	34
3.1 A lei de Planck .....	34
3.2 A lei de Wien .....	35
3.3 A lei de Stefan Boltzmann .....	35
3.4 A lei de Kirchoff .....	35
3.5 A lei de Beer-Bouguer-Lambert.....	36
3.2 A Profundidade Óptica .....	37
3.2.1 A absorção por gases.....	37
3.2.2 O espalhamento na atmosfera.....	38
3.4 O Parâmetro de Angstrom .....	39
<b>4 MATERIAIS E METODOS</b> .....	42
4.1 Materiais .....	42
4.1.1 MERRA-2.....	42

4.1.2 CALIPSO .....	45
4.1.3 MODIS .....	49
4.1.4 HYSPLIT.....	49
4.2 Métodos .....	51
Aerossóis na Amazônia .....	52
4.2.2 Caracterização dos parâmetros ópticos.....	54
4.2.3 Caracterização dos tipos de aerossol quanto a sua origem.....	54
5 RESULTADOS .....	59
5.1. Aerossóis em Cuiabá .....	59
5.2 Aerossóis em Alta Floresta.....	66
5.3 Aerossóis em São Martinho .....	76
5.4 Aerossóis em La Paz .....	84
5.5 Aerossóis no Rio de Janeiro.....	90
5.6 Comparação quantitativa das Áreas de Estudo. ....	103
5.6.1 Sea Salt .....	103
5.6.2 Black Carbon.....	104
5.6.3 Dust .....	106
5.6.4 MCD64.....	107
5.6.5 Profundidade Óptica .....	107
6 CONCLUSÃO .....	109
7 REFERÊNCIAS.....	113

## Lista de Figuras

Figura 1 – Origens e transformações dos aerossóis na atmosfera. Fonte: Adaptado de IPCC 2013. ....	22
Figura 2 - Curvas de emissão de radiação para um corpo negro em função de sua temperatura. Fonte:(SEINFELD J.H., 1998a) .....	34
Figura 3 - Espectro de absorção dos constituintes da atmosfera. Fonte: Adaptado de (SEINFELD J.H., 1998b). ....	38
Figura 4 - Fluxograma dos níveis de processamento dos produtos do sensor CALIOP. Fonte: Adaptado de (WINKER et al., 2009) .....	46
Figura 5 - Fluxograma dos processos de nível 2 dos produtos do sensor CALIOP. Fonte: Adaptado de (WINKER et al., 2009) .....	47
Figura 6 - Fluxograma que representa como é feita a classificação de aerossóis do algoritmo SCA. Fonte (Lopes 2011), adaptado de (Winker et al., 2009).....	48
Figura 7 - Fluxograma que representa os níveis de processamento e os produtos do sensor MODIS. Fonte: Adaptado de Wolf et al., 1998.....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
Figura 8 - Áreas de Estudo (triângulos) com estações do AERONET (verde), e passagens dos satélites da constelação A-TRAIN.....	52
Figura 9 - Esquema dos blocos e resoluções do Vertical Feature Mask. Fonte: <i>Calipso Data Products Description</i> .....	56
Figura 10 - Mudança na variância espacial total em relação ao número de clusters.....	58
Figura 11 - Médias mensais de profundidade óptica medida pelo satélite CALIPSO em Cuiabá. Dados referentes ao período entre 2006 e 2019. ....	59
Figura 12 - Parcela do total da contagem de pixels para diferentes tipos de aerossol pelo satélite CALIPSO para Cuiabá. Dados referentes ao período entre 2006 e 2019. ....	60

Figura 13 - Médias mensais de diferentes tipos de aerossóis e suas profundidades ópticas em Cuiabá, pelo MERRA-2. Dados referentes ao período entre 2006 e 2019.....	61
Figura 14 - Clusters mensais de retrotrajetórias simuladas pelo modelo HYSPLIT. Dados de Cuiabá com período de 2006 a 2019. ....	62
Figura 15 - Anomalias padronizadas para médias mensais dos produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD64. Dados de Cuiabá com período de 2006 a 2019.....	63
Figura 16 - Médias mensais de profundidade óptica pelo satélite CALIPSO, em Alta Floresta. Dados referentes ao período de 2006 a 2019.....	67
Figura 17 - Parcela do total de pixels mensais classificados como diferentes tipos de aerossóis pelo CALIPSO, em Alta Floresta. Dados referentes ao período de 2006 a 2019. ....	67
Figura 18 - Médias mensais de volume ( $\text{kg/m}^3$ ) e profundidade óptica para diferentes tipos de aerossóis na reanálise MERRA-2, em Alta Floresta. Dados referentes ao período de 2006 a 2019. ....	68
Figura 19 - Clusters mensais de retrotrajetórias pelo modelo HYSPLIT, em Alta Floresta. Dados referentes ao período de 2006 a 2019.....	70
Figura 20 - Anomalia padronizada das médias mensais dos produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD-64. Dados de Alta Floresta com período de 2006 a 2019.....	71
Figura 21 - Médias mensais de profundidade óptica pelo satélite CALIPSO, em São Martinho-RS. Os dados são referentes a passagens do satélite entre 2006 e 2019. ....	76
Figura 22 - Porção do total de pixels de aerossóis classificados em diferentes tipos pelo satélite CALIPSO, em São Martinho-RS. Os dados são referentes a passagens do satélite entre 2006 e 2019. ....	77
Figura 23 - Médias mensais de volume ( $\text{kg/m}^3$ ) e de profundidade óptica dos diferentes tipos de aerossóis pelo merra-2, em São Martinho-RS. Os dados são referentes a passagens do satélite entre 2006 e 2019. ....	78

Figura 24 - Clusters mensais de retrotrajetórias pelo modelo HYSPLIT, em São Martinho. Período de 2006 a 2019. ....	79
Figura 25 - Anomalias padronizadas das médias mensais para os produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e do MCD64. Dados de São Martinho com período de 2006 a 2019. ....	81
Figura 26 - Médias mensais de profundidade óptica pelo satélite CALIPSO, em La Paz-Bolívia. Os dados são referentes a passagens do satélite entre 2006 e 2019.....	84
Figura 27 - Médias mensais de volume de aerossóis na coluna atmosférica em barras (kg/m <sup>3</sup> ) e de profundidade óptica dos diferentes tipos de aerossóis pelo MERRA-2. Dados de La Paz com período de 2006 a 2019.....	85
Figura 28 - Parcela do total de pixels classificados em diferentes tipos de aerossol pelo satélite CALIPSO. Dados de La Paz com período de 2006 a 2019. ....	86
Figura 29 - Clusters mensais de retrotrajetórias pelo modelo HYSPLIT, em La Paz. Dados referentes ao período de 2006 a 2019.....	87
Figura 30 - Anomalia padronizada da média mensal dos produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD64, em La Paz. Dados referentes ao período de 2006 a 2019. ....	88
Figura 31 - Totais médios mensais de espessura ótica do produto Aerosol Optical Depth do satélite CALIPSO, com período de estudo de 2006 a 2019, em vermelho. Em barras azuis claras (escuras) os valores de precipitação das normais do INMET para a cidade de Campos dos Goytacazes (Resende). As linhas azuis são referentes a precipitação média no período entre 2006 e 2019. ....	90
Figura 32 - Total de pixels classificados em smoke (azul escuro), marine (verde água) e dust (amarelo). O total está em porcentagem, em relação ao valor total de pixels. Os dados são referentes ao produto Vertical Feature Mask do satélite CALIPSO. Período 2006 a 2019. ....	92
Figura 33 - Totais de volume (em barras) e de espessura ótica (em linha), para os tipos de aerossol. Em laranja, os dados referentes ao organic carbon; em azul, os do sea salt, em verde os referentes ao dust; e em cinza os referentes ao black carbon. Os dados são do período 2006-2019, no Rio de Janeiro. ....	93

Figura 34 - Hodógrafa dos ventos médios mensais, de 1 a 12, obtida com dados observados do METAR, localizado no Aeroporto Internacional Tom Jobim no Rio de Janeiro, para o período de amostragem de 2006 a 2019..... 95

Figura 35 - Retrotrajetórias médias das massas de ar, separadas por mês. .... 96

Figura 36 - Anomalias padronizadas médias mensais para o período entre 2006 a 2019, utilizando dados do MERRA-2 (a), a comparação entre os dados CALIPSO, MERRA e MODIS (7b) e os dados do CALIPSO (7c). Nas figuras a e c, as cores das linhas representam: roxo, os dados de profundidade óptica dos aerossóis; azul, os dados dos aerossóis marinhos; vermelho, os dados de poeira; e em preto, os dados de smoke ou/e black carbono. Na figura b, a cor preta representa os dados de black carbon do MERRA-2 e de smoke do VFM do CALIPSO, a cor vermelha representa os dados de área queimada do MCD64 e, em roxo, os dados de profundidade óptica dos aerossóis do CALIPSO. 99

## Lista de Tabelas

Tabela 1 - Distribuição dos tamanhos dos aerossóis. Fonte: Adaptado de (Sienfield e Pandis 2005) .....	23
Tabela 2 - Propriedades chave dos principais aerossóis presentes na atmosfera, onde alguns tipos de aerossol orgânicos estão separados por suas diferentes propriedades. Adaptado de (BOUCHER et al., 2013a). .....	25
Tabela 3 - Efeitos dos aerossóis nas nuvens. Fonte: Adaptado de (DENMAN et al., 2007b) .....	32
Tabela 4 - Produtos de aerossol disponibilizados pela reanálise MERRA-2. Fonte: Adaptado de (RIENECKER et al., 2011) .....	43
Tabela 5 - Resoluções espaciais do satélite CALIPSO. Fonte: Adaptado de (WINKER et al., 2009).....	45
Tabela 6 - Configurações dos satélites AQUA e TERRA. <b>Erro! Indicador não definido.</b>	
Tabela 7 - Classificação de aerossóis do sensor CALIOP. Fonte: Adaptado de (WINKER et al., 2009) .....	57
Tabela 8 - Matriz correlação entre os produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD-64. Dados de Cuiabá com período de 2006 a 2019. ....	65
Tabela 9 - Matriz correlação entre os produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD64. Dados de Alta Floresta com período de 2006 a 2019.....	74
Tabela 10 - Matriz correlação entre os produtos do MERRA-2, do CALIPSO e do MCD64. Dados de São Martinho com período de 2006 a 2019.....	83
Tabela 11 - Matriz correlação entre os produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD64. Dados referentes ao período entre 2006 e 2019, em La Paz. ....	89
Tabela 12 - Coeficiente de variação das medidas referentes a aerossóis atmosféricos do MERRA-2 no Rio de Janeiro, entre 2006 e 2019.....	94

Tabela 13 Matriz correlação entre os produtos do CALIPSO, do MERRA e do MODIS.....	98
Tabela 14 - Sal marinho (kg/m <sup>3</sup> ) do MERRA e Marine (pixels) do CALIPSO.....	103
Tabela 15 - <i>Black carbon</i> (kg/m <sup>3</sup> ) do MERRA e <i>Smoke</i> (pixels) do CALIPSO.....	104
Tabela 16 - Dust (kg/m <sup>3</sup> ) do MERRA-2 e dust (pixels) do CALIPSO .....	106
Tabela 17 - Área queimada do MCD-64 (km <sup>2</sup> ) .....	107
Tabela 18 - Profundidade Óptica em 532 nm do CALIPSO e em 550 nm do MERRA-2 .....	107

## Lista de Siglas

ACI	Aerosol Cloud Interactions
AERONET	Aerosol Robotic Network
ARI	Aerosol Radiation Interactions
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
A-TRAIN	International Afternoon Constellation
AVHRR	Advanced Very High-Resolution Radiometer
BC	Black Carbon
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO Observation	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
CCN	Condensation Cloud Nuclei
CNES	Centre National d'Études Spatiales
EFR	Effective Radiation Forcing
GLAS	Geoscience Laser Altimeter System
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office
HERA	Hybrid Extinction Retrieval Algorithms
HYSPLIT Model	Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model
IIR	Infrared Imaging Radiometer
IN	Ice Nuclei
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change

LITE	Lidar in Space Transportation System
MERRA	Modern Era Retrospective Analysis
MERRA-2	Modern Era Retrospective Analysis Version 2
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OPAC	Optical Properties of Aerosols and Clouds
RF	Radiation Forcing
SCA	Scene Classification Algorithm
SIBYL	Selective Iterated BoundarY Locator
UV	Ultra-Violeta
WFC	Wide Field Camera

# 1 INTRODUÇÃO

A energia solar é a maior fonte de energia disponibilizada para os processos físicos do sistema climático terrestre (SEINFELD J.H., 1998a). A primeira tentativa de estimar o balanço de energia na Terra foi feita por (Dines, 1917), através da idealização de um modelo simples de transferência de energia. Com o desenvolvimento científico, outros resultados foram sendo obtidos, destaca-se o *Earth Radiation Budget Experiment* (ERBE) (RAMANATHAN et al., 1989), que foram utilizados como referência por outros autores até meados dos anos 90. Na mesma década (J. T. Kiehl et al., 1997) realizaram uma nova estimativa do balanço médio global de energia anual utilizando dados de. Finalmente, (Trenberth et al., 2009) com o advento das reanálises e dados do satélite TERRA, chegaram aos valores que são utilizados como referência atualmente sobre o balanço energético do sistema Terra-Atmosfera (BOSILOVICH; ROBERTSON; CHEN, 2011; STEPHENS et al., 2012). Com o avanço dos estudos acerca do balanço energético terrestre, o estado da arte científico trouxe uma nova definição: o não-balanço energético (VON SCHUCKMANN et al., 2020). Com isso, correlacionaram as mudanças no balanço energético no topo da atmosfera com absorções pelos elementos terrestres, como por exemplo os oceanos, os continentes e a própria atmosfera (BAGGENSTOS et al., 2019; GOURETSKI; CHENG, 2020).

Hoje é de comum conhecimento que os seres humanos apresentaram papel ativo em mudanças no clima da Terra (IPCC, 2021) A primeira grande contribuição humana foi durante a evolução industrial, onde começou-se a perturbar de maneira significativa o clima (BOUCHER et al., 2013a). Essa contribuição antropogênica para mudanças climáticas se dá principalmente pela emissão dos gases de efeito estufa e pelos aerossóis. Contudo, diferente dos gases estufa, que são representados de maneira satisfatória em modelos climáticos, a contribuição dos aerossóis para o clima ainda é uma das principais fontes de incertezas no que diz respeito às mudanças climáticas (IPCC, 2007, 2013, 2021) As emissões antropogênicas são responsáveis por grande parte do material particulado em suspensão presente na atmosfera (PROVENÇAL et al., 2017a). As incertezas relacionadas aos aerossóis estão relacionadas à falta de conhecimento, devido à complexidade de seus efeitos e de sua distribuição espaço-temporal, o

que traz limitações no entendimento dos prognósticos climáticos a longo prazo (FIELD et al., 2014).

Criado por Schumauss em 1920, o termo aerossol se refere a pequenas partículas líquidas ou sólidas em suspensão no ar, que dependendo de suas características físicas, podem permanecer na atmosfera de horas a semanas (PAPASTEFANOU, 2006a). Essas partículas podem ter origem natural – erupções vulcânicas, erosão mineral, sal marinho, resíduos da biosfera.– ou origem antropogênica, em que se destacam principalmente a queima de combustíveis fósseis e biomassa.

Os aerossóis atmosféricos podem afetar o clima de forma direta, indireta ou semidireta. O efeito direto dos aerossóis atmosféricos no clima se dá pela sua interação com a energia solar, afetando o balanço de radiação da terra através do espalhamento e absorção da radiação solar incidente ou da absorção da radiação terrestre de saída (PATHAK et al., 2010). O efeito indireto se dá pela sua ação como núcleo de condensação, o que pode acarretar mudanças na estrutura microfísica das nuvens e conseqüentemente em seu albedo (BOUCHER et al., 2013b). Já o efeito semidireto, se dá pela absorção da radiação solar pelos aerossóis no interior ou na vizinhança próxima das nuvens, o que pode provocar um aquecimento da parcela de ar e criando um ambiente favorável à evaporação da nuvem ou ainda mudando suas características termodinâmicas. Atualmente, os conceitos de efeitos diretos, indiretos, e semidiretos dos aerossóis vêm sendo substituídos por novas terminologias: a forçante radiativa (RF – *radiation forcing*) dos aerossóis, que engloba os efeitos diretos e indiretos, que podem ser classificados como *ARI (aerosol-radiation interactions)* e *ACI (aerosol-cloud interactions)*; e a forçante efetiva dos aerossóis (ERF – *effective radiation forcing*), que inclui o que era chamado de efeito semidireto. (BOUCHER et al., 2013a)

Os Aerossóis podem permanecer na atmosfera de horas até semanas, dependendo de sua origem, formato e tamanho (BOUCHER et al., 2013a). Sua dimensão na atmosfera pode ser representada por uma distribuição bimodal, onde o grupo com volume menor que 2,5  $\mu\text{m}$  pode ser chamado de moda fina e o grupo

com volume maior que  $2,5 \mu\text{m}$  de moda grossa. Além dessa classificação, também há subgrupos dentro do grupo de moda fina: a moda de nucleação, a moda de Aitken e a moda de acumulação (HOBBS, 1993). Também pode ser destacado as partículas inaláveis, maiores que  $10 \mu\text{m}$ , de PM<sub>10</sub>.

O estudo dos aerossóis atmosféricos é de grande importância para melhorar o entendimento acerca de seu papel no tempo e no clima. Um dos principais motivos é que essas partículas além de atuarem no balanço de energia, contribuem efetivamente para o ciclo hidrológico, fazendo o papel de núcleo de condensação, mudando o tempo de vida das nuvens, e controlando o volume de precipitação (RAMANATHAN et al., 2016). Estudos indicam que uma simples mudança no tipo de aerossol em simulações atmosféricas pode produzir diferentes impactos nos resultados prognosticados. Por exemplo, há indícios dos efeitos dos aerossóis na intensidade da precipitação relacionada aos furacões (KHAIN; LYNN; DUDHIA, 2010); de mudanças de tendência de precipitação na China em relação às emissões antropogênicas de aerossóis (GUI et al., 2017; SUN; ZHAO, 2021); e de mudanças nos jatos e nos sistemas de monção no continente africano por causa do material particulado mineral proveniente do deserto do Saara, em escalas temporais que vão de um evento específico até uma mudança de tendência climática (N'DATCHOH et al., 2018). Além disso, sabe-se que a má quantificação de aerossóis atmosféricos pode ocasionar grandes erros de modelagem atmosférica (HUANG; DING, 2021).

A América do Sul é uma das principais fontes de aerossóis provenientes de queimadas no mundo (Artaxo et al., 2005). Além desses aerossóis, existem também os aerossóis minerais consequentes da erosão eólica, o sal marinho vindo dos oceanos, e os aerossóis emitidos pela poluição urbana (BOUCHER et al., 2013a). Apesar disso, excetuando a região Amazônica, existem poucos estudos de caracterização da origem, das propriedades óticas, e das consequências dos aerossóis atmosféricos na América do Sul para o tempo e para o clima global (Guyon et al., 2004; Holanda et al., 2020; Saturno et al., 2018).

## 1.1 Objetivo e Importância

O objetivo deste trabalho é realizar um estudo climatológico dos aerossóis atmosféricos em cinco pontos diferentes do continente sul-americano. Os pontos foram escolhidos para abranger diferentes características de flora, relevo e urbanização. Serão usados dados do sensor *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization* (CALIOP) a bordo do satélite *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation* (CALIPSO), dados da reanálise *Modern Era Retrospective Analysis Version 2* (MERRA-2), dados do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) a bordo dos satélites AQUA e TERRA, e o modelo de trajetórias *Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model* (HYSPLIT).

Este trabalho propõe-se agregar conhecimento aos estudos sobre os aerossóis atmosféricos, tendo em vista as grandes incertezas relacionadas ao assunto. Assim, servirá como base para quaisquer estudos posteriores que venham a utilizar informações sobre os parâmetros ópticos, fontes, tipos, e trajetórias dos aerossóis atmosféricos na América do Sul.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 O Sensoriamento Remoto da atmosfera.

Criado por Evelyn L. Pruit em meados dos anos 1960, o termo sensoriamento remoto é o nome que se dá a técnica de aquisição de informações de um alvo de forma remota, ou seja, sem o contato físico com o objeto. Visto a necessidade de medidas em escala regional e global sobre grande parte das variáveis climáticas, o sensoriamento remoto tornou-se uma ferramenta fundamental no estudo dos processos e interações no sistema climático terrestre, devido a sua ampla disponibilidade temporal e espacial de dados.

Em relação a aquisição dos dados, o sensoriamento remoto pode ser dividido em dois métodos: ativo e passivo. O método ativo é aquele em que o sensor emite uma radiação eletromagnética em uma banda ou numa faixa específica do espectro eletromagnético, medindo o quanto dessa energia é atenuada ou espalhada pelo alvo. Já o método passivo, utiliza a emissão de radiação eletromagnética do meio estudado. Sendo assim, os instrumentos detectam a energia que é refletida ou emitida pelo alvo (MENESES; ALMEIDA, 2012).

O sensoriamento remoto pode ter base terrestre, aérea ou orbital. A técnica por base orbital foi um dos frutos do desenvolvimento tecnológico obtido na década da corrida espacial, que trouxe a possibilidade de se colocar em órbita satélites artificiais com o propósito de adquirir dados para diversos fins. O primeiro satélite para fins meteorológicos foi o TIROS-1 lançado em outubro de 1978 pelos Estados Unidos (THOMAS M. LILLESAND, RALPH W. KIEFER, 1989).

Nas décadas de 80 e 90, o *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) era o principal sensor utilizado para coletar informações físicas da atmosfera, mas não era capaz de colher dados viáveis dos aerossóis atmosféricos (HOLBEN, 1986). Foi somente a partir dos anos 2000, com o lançamento do satélite TERRA, embarcando o sensor MODIS, que o sensoriamento remoto de aerossóis por satélite tornou-se possível em grande escala. Atualmente o sensor MODIS, está a bordo também dos satélites AQUA e TERRA (LEVY et al., 2013).

O satélite AQUA, lançado no dia 4 de maio de 2002, é responsável pela coleta de dados referentes ao ciclo hidrológico e da vegetação. Sendo complementar ao satélite TERRA, é uma das principais ferramentas no estudo de aerossóis atmosféricos. O AQUA faz parte da constelação de satélites A-TRAIN e tem a bordo, junto com o TERRA, o sensor MODIS (LEVY et al., 2013) .

Dentro deste contexto, a constelação de satélites *International Afternoon Constellation* (A-TRAIN<sup>1</sup>) foi planejada para que seus componentes voassem em formação. São seis satélites em órbita polar operantes atualmente, com objetivos que se complementam. O objetivo idealizado foi de que juntos, esses satélites forneceria as estimativas mais completas a respeito do clima terrestre. Essa constelação consiste nos satélites AQUA, Aura, CALIPSO, GCOM-W1, OCO-2. O satélite PARASOL fazia parte da constelação, mas cessou suas operações no final de 2013, e o satélite Cloudsat foi retirado em 2018.

O satélite Aura, lançado em maio de 2002, extrai informações sobre a distribuição vertical e horizontal dos poluentes atmosféricos e gases do efeito estufa (L'ECUYER et al., 2011). O satélite Cloudsat, lançado em abril de 2006, foi idealizado para o estudo microfísico das nuvens. Através de perfis verticais, ele faz a análise das propriedades de partículas presentes nas nuvens. Recentemente, por problemas técnicos, este satélite foi retirado da constelação A-Train (L'ECUYER et al., 2011). O satélite CALIPSO, lançado em abril de 2006, com o seu sensor CALIOP, realiza perfis da distribuição vertical de aerossóis e nuvens, visando um melhor entendimento de seu papel no clima. Antes do CALIOP, apenas dois outros lidars espaciais fizeram medidas atmosféricas, o *Lidar in Space Transportation System* (LITE), e o *Geoscience Laser Altimeter System* (GLAS) (WINKER; COUCH; MCCORMICK, 1996; WYLIE et al., 2007). Porém nenhum desses sensores se comparava ao CALIOP, pois tinham sensibilidade limitada e muitas incertezas associadas ao contraste entre os sinais de nuvens e de aerossóis. É importante destacar a necessidade de sensores ativos no estudo de aerossóis e nuvens, tendo em vista que sensores passivos têm dificuldade em penetrar camadas de nuvens com grandes profundidades óticas (WINKER et al., 2009). O satélite OCO-2, lançado em julho de 2014, realiza com seus espectrômetros, observações da coluna de dióxido de carbono (L'ECUYER

et al., 2011). O satélite GCOM-W1, lançado em maio de 2012, faz observações de precipitação, vapor d'água, velocidade do vento, temperatura da superfície do mar, e corpos d'água em geral (L'ECUYER et al., 2011).

Contudo, para a validação dos sensores dos satélites que realizam medições das propriedades físicas dos aerossóis, é necessária a validação por meio de medições à superfície. Hoje a principal ferramenta é o AERONET (*Aerosol Robotic Network*). O AERONET se trata de uma rede de radiômetros espalhada pelo globo, cuja finalidade é realizar medições das propriedades óticas dos aerossóis da atmosfera, a fim de realizar registros em diferentes faixas do espectro eletromagnético (HOLBEN et al., 1998).

## 2.2 Aerossóis Atmosféricos.

Os aerossóis atmosféricos podem ser classificados quanto à sua origem, ao seu tamanho, e à sua composição. Os impactos no tempo e no clima dependem dessas características.

A Figura 1, adaptada do capítulo de aerossóis e nuvens do último relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2007, 2013, 2021) representa algumas fontes de emissão de aerossóis e como eles interagem na atmosfera com gases, outros aerossóis, e com as nuvens.

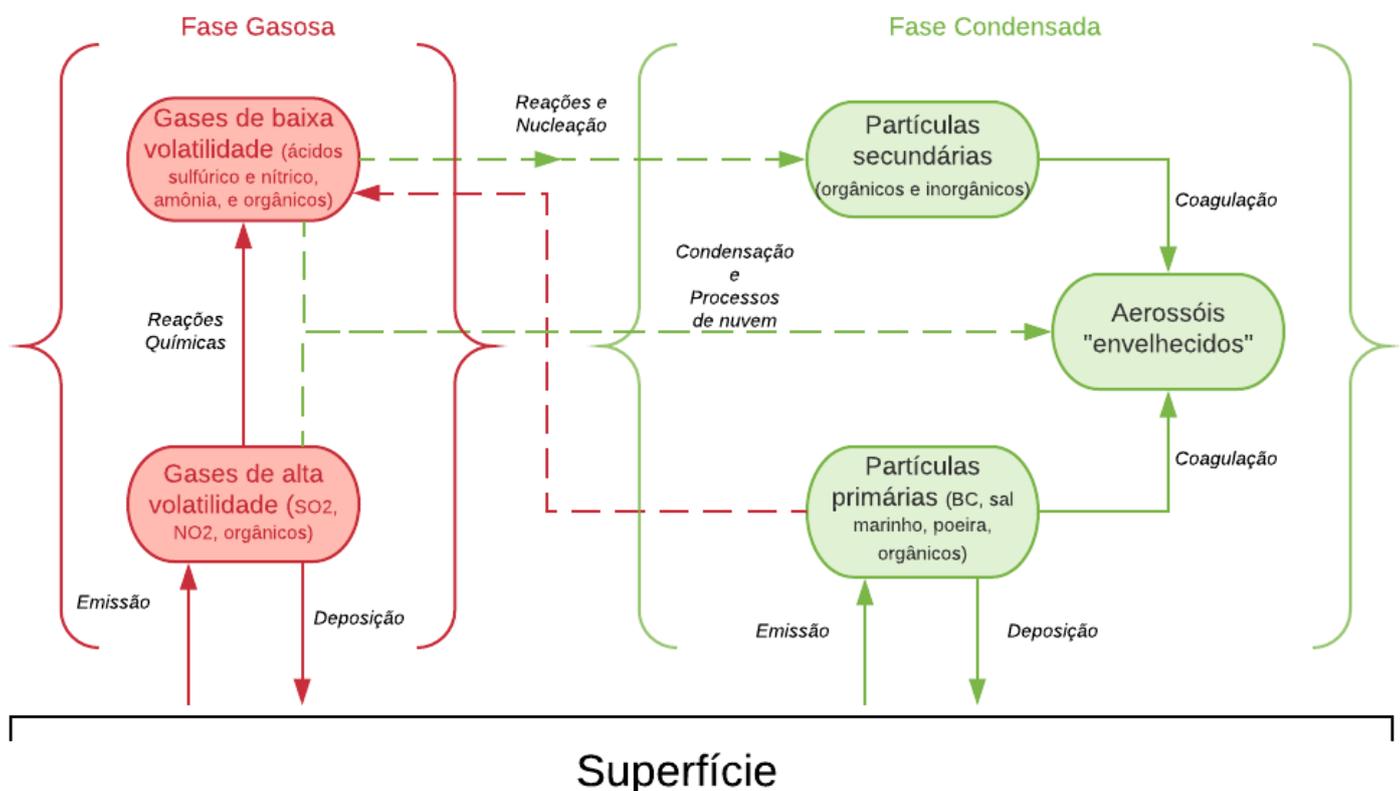


Figura 1 – Origens e transformações dos aerossóis na atmosfera. Fonte: Adaptado de IPCC 2013.

Os gases de alta volatilidade são emitidos para atmosfera e podem se condensar e participar na formação das nuvens, ou ficarem menos voláteis e sofrerem processos de transformação gás-partícula, que ocasionará no surgimento de aerossóis secundários. Em contrapartida, aerossóis primários são os que são

diretamente emitidos para atmosfera, isto é, não sofrem nenhuma reação química, como: o sal marinho, a poeira e o *black carbon*.

A distribuição de tamanhos dos aerossóis é ampla, vai de nanômetros a milímetros, e o conhecimento acerca desta informação é de fundamental importância para saber o seu papel na atmosfera. Por exemplo, o tempo de vida de uma partícula é inversamente proporcional ao seu tamanho, uma vez que quanto maior a partícula mais sujeita aos processos de deposição ela está. (PAPASTEFANOU, 2006b). Estudos também relacionam o tamanho dos aerossóis com as distâncias que eles conseguem percorrer na troposfera (MAHOWALD et al., 2014a; PAN et al., 2015a; YU et al., 2015a). Nesse contexto, como descrito na Tabela 1, a distribuição dos tamanhos dos aerossóis é primariamente bimodal sendo dividida entre os aerossóis de moda fina e os de moda grossa.

Tabela 1 - Distribuição dos tamanhos dos aerossóis. Fonte: Adaptado de (Sienfield e Pandis 2005)

<b>Moda</b>		<b>Diâmetro</b>
<b>Fina</b>	Nucleação	< 30 nm
	Aitken	entre 30 nm e 120 nm
	Acumulação	entre 120 nm e 1000 nm
<b>Grossa</b>		> 25 $\mu$ m

Em um primeiro momento, a distribuição de tamanhos de aerossóis é dividida em duas modas: a moda fina (menores que 2,5  $\mu$ m) e a moda grossa (maiores que 2,5  $\mu$ m). Além disso, há uma subdivisão no grupo da moda fina: partículas da moda de nucleação, que tem menos de 30 nm, e são constituídos por aerossóis secundários produzidos através de gases; existem os da moda de Aitken, que tem

entre 30 e 120 nm, constituída basicamente por aerossóis primários; e por fim, da moda de acumulação, que tem entre 120 e 1000 nm, que são basicamente aerossóis da moda de Aitken que sofreram processos de crescimento como condensação e coagulação. As partículas da moda grossa são basicamente de emissões marinhas, emissões minerais e emissões biogênicas.

Na Tabela 2, estão descritas as distribuições de tamanho, as principais fontes e sorvedouros, e o tempo de vida na troposfera dos aerossóis mais comuns encontrados na atmosfera.

Tabela 2 - Propriedades chave dos principais aerossóis presentes na atmosfera, onde alguns tipos de aerossol orgânicos estão separados por suas diferentes propriedades. Adaptado de (BOUCHER et al., 2013a).

<b>Espécie de Aerossol</b>	<b>Distribuição de Tamanho</b>	<b>Principais Fontes</b>	<b>Principais Sorvedouros</b>	<b>Tempo de vida</b>	<b>Propriedades Relevantes</b>
<b>Sulfato</b>	Primário: Aitken, acumulação e grossa. Secundário: Nucleação, Aitken e acumulação.	Primário: Emissões marinhas e vulcânicas. Secundário: oxidação de dióxido de enxofre e outros gases	Deposição seca ou úmida.	Aprox. 1 sem.	Espalhador, higroscópico, aumenta a capacidade de absorção do BC, CCN.
<b>Nitrato</b>	Acumulação e Grossa	Oxidação de Nox	Deposição seca ou úmida.	Aprox. 1 sem.	Espalhador, higroscópico e CCN.
<b>Black Carbon</b>	Recém emitido: menor que 100nm. Podendo chegar a moda de acumulação	Queima de combustíveis fósseis, biomassa, e biocombustíveis	Deposição seca ou úmida.	Aprox. 1 sem. a 10 dias	Absorção de radiação de onda curta, CCN, IN
<b>Orgânicos</b>	de emissão primária: Aitken e acumulação. De emissão secundária: nucleação, Aitken e acumulação.	Queima de combustíveis fósseis, biomassa e biocombustíveis. Emissões de ecossistemas marinhos e continentais.	Deposição seca ou úmida.	Aprox. 1 sem.	Espalhador, aumenta a capacidade de absorção do BC, CCN.
<b>Dos quais carbono orgânico</b>	Recem emitido: 100 e 400 nm. Podendo chegar a moda de acumulação	Queima de biocombustíveis fósseis e biomassa. Emissões biogênicas.	Deposição seca ou úmida.	Aprox. 1 sem.	Absorvedor no visível e no UV, espalhador.
<b>Dos quais emissões biogênicas</b>	Moda grossa em sua maioria	Ecossistemas terrestres	Deposição seca ou úmida. Sedimentação.	Aprox. 1 dia à 1 sem.	IN, CCN gigantes.
<b>Minerais</b>	acumulação, grossa e super-grossa.	Erosão pelo vento, ressuspensão do solo e práticas de agricultura.	Deposição seca ou úmida. Sedimentação.	Aprox. 1 dia à 1 sem.	IN, absorvedor e espalhador de luz, efeito estufa
<b>Sal Marinho</b>	grossa e acumulação	Mar	Deposição seca ou úmida. Sedimentação.	Aprox. 1 dia à 1 sem.	Espalhador, higroscópico, CCN
<b>Dos quais biogênicos</b>	Aitken e acumulação	Mar	Deposição seca ou úmida. Sedimentação.	Aprox. 1 sem.	CCN

Na América do Sul, área de estudo deste trabalho, as concentrações de aerossol encontradas na literatura são em maior parte de moda fina, e são compostas de 10% de *black carbon*, 10% de compostos inorgânicos, e 80% de compostos orgânicos, aproximadamente (ARTAXO et al., 2005a; MAENHAUT et al., 2002a; MAYOL-BRACERO et al., 2002)

## 2.3 Tipos de Aerossol

### 2.3.1 Poeira Mineral

Aerossóis minerais são partículas da moda grossa, que vêm de emissões primárias da superfície. Em sua maior parte de regiões onde o solo é facilmente erodido pelos ventos intensos, pelos movimentos turbulentos e pela fragilidade do solo (MAHOWALD et al., 2014b). Partículas de poeira são conhecidas por serem responsáveis por um dos maiores impactos na profundidade óptica dos aerossóis ao redor do globo (TEGEN et al., 1997). Esses aerossóis podem agir direta ou indiretamente no balanço energético local. Por exemplo, estudos indicam que os aerossóis minerais podem ter grandes impactos na temperatura de superfície (COLARCO et al., 2013; LAKSHMI; NAIR; SURESH BABU, 2017; YOSHIOKA et al., 2007a) e na precipitação (HUANG et al., 2014; YOSHIOKA et al., 2007b). Outra característica, é que essas partículas podem permanecer na atmosfera de um dia até uma semana (BOUCHER et al., 2013a), o que faz com que sejam um dos tipos de aerossóis que se deslocam por maiores distâncias dentro da troposfera (MAHOWALD et al., 2014a; PAN et al., 2015b; YAN et al., 2015). Os aerossóis minerais também apresentam grande importância no ciclo biogeoquímico, carregando elementos químicos fundamentais, como fósforo e nitrogênio, para regiões com solo mais pobre desses nutrientes (ANDERSON; FAUL; PAYTAN, 2010; HERUT; COLLIER; KROM, 2002). Além desses efeitos, esse particulado também pode trazer problemas à saúde humana. Quanto menor o aerossol, maior a chance de ele ser inalado e ficar depositado nos pulmões, causando problemas respiratórios (BRUNEKREEF; HOLGATE, 2002).

Além de alterar o regime de precipitação e a temperatura de superfície, existem estudos que conectam os aerossóis minerais com mudanças em sistemas maiores, como jatos e monções. Por exemplo, (Pan et al., 2015)) concluiu que um

aporte maior de aerossóis minerais, através de mudanças no gradiente de temperatura em superfície, ocasiona alterações no transporte de vapor d'água e consequentemente causa alterações na monção indiana. Além disso, há indícios de que um carregamento de poeira na atmosfera causaria um desvio para oeste e a intensificação do núcleo do jato africano de leste e um enfraquecimento do jato tropical de leste (N'DATCHOH et al., 2018).

Na América do Sul, a maior parte da poeira encontrada é consequência do transporte transatlântico de poeira originada no deserto do Saara (ANSMANN et al., 2009; FORMENTI et al., 2001; OKIN et al., 2004). Neste contexto, também é possível verificar o papel dos aerossóis africanos como núcleo de condensação para chuvas, e para fertilização da floresta amazônica (KAUFMAN et al., 2005; YU et al., 2015b). Yu em seu estudo de 2015, utilizando o sensor CALIOP, encontrou que cerca de 28 Tg de poeira são depositados por ano na floresta. Enquanto Kaufman em seu estudo de 2005, encontrou, utilizando o sensor MODIS, que cerca de 50 Tg por ano são depositados na região.

### 2.3.2 Sal Marinho

Os aerossóis de sal marinho são partículas da moda grossa e da moda de acumulação, produzidos na superfície do oceano. Juntos com os aerossóis minerais, estes constituem a maior parte da massa estimada dos aerossóis na atmosfera, com uma taxa de emissão que é dependente da velocidade do vento na região, de 3 a 70 Pg por ano em todo o globo (GRYTHE et al., 2014a). O tempo de vida na atmosfera das partículas de sal marinho varia de segundos a dias, dependendo do seu tamanho e dos mecanismos de remoção na região (GONG et al., 1997). Assim, as partículas da moda grossa são mais propensas à serem removidas da atmosfera, enquanto as partículas da moda de acumulação só são removidas por precipitação ou quando elas são utilizadas como núcleo de condensação (DE LEEUW et al., 2011). Finalmente, é estimado que o spray marinho seja capaz de contribuir para a absorção direta de 0,08 a 6 W/m<sup>2</sup> da energia solar que seria absorvida pelos oceanos. Esses fatores fazem com que essas partículas sejam o principal tipo de aerossol absorvedor de radiação nos

oceanos, que contribuem para vários processos geofísicos e geoquímicos no clima da Terra (LEWIS; SCHWARTZ, 2004).

O papel dos aerossóis marinhos na atmosfera depende de sua composição química, sendo esta dependente da região do globo em que eles foram emitidos para a atmosfera, por exemplo, os aerossóis emitidos pelo oceano pacífico têm características diferentes que os emitidos pelo oceano atlântico (SAPOZHNIKOV, 2009). Há indícios de que uma das fontes de sal marinho para atmosfera seja o derretimento do gelo marinho (RHODES et al., 2017).

### 2.3.3 *Black Carbon*

Os aerossóis de *black carbon* são partículas que variam da moda fina à moda grossa, suas principais fontes de emissão para a atmosfera são a queima de biocombustíveis, de biomassa e de combustíveis fósseis (BOND et al., 2004a). O *black carbon* é uma parte dos chamados aerossóis carbonáceos, que tem a outra parte composta pelo carbono orgânico. Estima-se que as emissões de *black carbon* sejam por volta de 20 Tg por ano (COHEN; WANG, 2014). Diferente da parte orgânica, o *black carbon* não consegue desempenhar um papel ativo no ciclo hidrológico, pois é estimado que cerca de 80% dos aerossóis de *black carbon* sejam hidrofóbicos (COOKE et al., 1999a). Porém, apesar de não participar ativamente, os aerossóis de *black carbon* são conhecidos por contribuir significativamente no tempo e no clima em escalas locais, regionais, e globais (RAMACHANDRAN; KEDIA, 2010). O papel dessas partículas no clima se dá principalmente por suas interações com a radiação solar, que ao contrário dos outros tipos de aerossóis que resfriam a atmosfera, acabam por contribuir para o seu aquecimento (RAMANATHAN et al., 2008).

As principais fontes de *black carbon* são provenientes de motores à diesel, indústrias, combustível residencial e queima de biomassa (BOND et al., 2004b). Mais detalhadamente, 60% a 80% das emissões na África e na Ásia são de queima de combustíveis fósseis nas residências, seja para cozinhar ou para o aquecimento do ambiente. Inclusive, é estimado que aproximadamente um terço da população mais pobre do planeta use combustíveis fósseis para cozinhar (VAN VLIET et al., 2013; WHO, 2009). Na Europa e na América do norte, 70% das emissões são

correspondentes aos motores à diesel (BOND et al., 2013). Com o aumento da população, a tendência são que as emissões de *black carbon* aumentem ao redor do globo, por isso, muitos países já buscam soluções alternativas para substituir os combustíveis fósseis. Um dos países que mais vem investindo em soluções limpas é a China. Em 2007, as emissões de *black carbon* na China foram por volta de 1957 Gg, mas simulações de cenários futuros mostram que, com a evolução de tecnologias limpas, as emissões podem diminuir em até 42% nos próximos 40 anos(WANG et al., 2012).

Na América do sul, as queimadas são as principais fontes responsáveis pelas emissões de *black carbon*, ultrapassando outras fontes nas grandes cidades (FREITAS et al., 2005). Estima-se que essas emissões de aerossóis por queimadas na América do Sul possam chegar a 30 Tg/ano (ANDREAE, 1991). As queimadas na América do sul ocorrem em maior parte na Amazônia e no Cerrado na estação seca (LIBONATI; DACAMARA; SETZER, 2016a), como consequência do uso do fogo para a agricultura e da pouca umidade na atmosfera nessa parte do ano (PIVELLO, 2011a). O *black carbon* assume um papel importante na transferência de nutrientes entre biomas no Brasil, levando fósforo do Cerrado para a Amazônia, bioma com solo carente de tal nutriente (DIONIZIO DA SILVA et al., 2017a). Em segundo plano, existem as emissões das grandes cidades, como por exemplo, as fontes de queima de combustível em São Paulo. (BACKMAN et al., 2012; CASTANHO; ARTAXO, 2001).

#### 2.3.4 Aerossóis Orgânicos

Os Aerossóis Orgânicos são partículas que vão desde a moda de nucleação, passando pela moda de Aitken, podendo chegar a moda de acumulação (ZHANG et al., 2007). Suas fontes primárias são principalmente a queima de combustíveis fósseis, queima de biomassa e partículas vindas da fauna e da flora. Suas fontes secundárias são principalmente partículas formadas através do efeito gás-partícula. Estudos indicam que a falta de conhecimento sobre os aerossóis orgânicos causa parte das incertezas em prognósticos à longo prazo dos modelos climáticos (CUBISON et al., 2008; KIEHL, 2007).

O papel dos aerossóis orgânicos no clima permanece com muitas lacunas a serem preenchidas. Porém, há indícios de seu papel de destaque na mudança do albedo das nuvens (NOVAKOV; PENNER, 1993) e de seu impacto na saúde humana (TONG et al., 2017). Também é importante destacar que por causa do grande número de propriedades, esse tipo de aerossol é de difícil categorização (ZHANG et al., 2005).

## 2.4 O papel dos aerossóis nas nuvens e no ciclo hidrológico.

### 2.4.1 Núcleos de Condensação

Além de espalhar e absorver a radiação solar, os aerossóis também podem assumir o papel de núcleo de condensação. Para tal função, o aerossol precisa ser do tipo higroscópico, isto é, conseguir absorver o vapor d'água. As características microfísicas das gotas formadas irão depender das características dos aerossóis, como por exemplo, seu tamanho e sua composição. Sua eficiência na formação de gotas está atrelada a sua solubilidade, pois quanto mais solúvel, menos vapor d'água será necessário para sua atuação como núcleo de condensação. Os aerossóis mais higroscópicos são o sal marinho, a poeira mineral, os aerossóis biogênicos, os aerossóis orgânicos secundários, os nitratos e os sulfatos (BOUCHER et al., 2013a).

O processo de crescimento das gotas nas nuvens se dá inicialmente por difusão de vapor (condensação), desde que o ambiente possua vapor d'água suficiente para a manutenção deste processo. Caso contrário, as gotas podem evaporar. Durante a formação das gotas de nuvem, em função da distribuição de tamanho dos núcleos de condensação, faz com que se formem gotas de tamanhos diferentes, possibilitando assim uma maior eficiência no crescimento delas a partir dos processos de colisão e coalescência que dão origem a precipitação em nuvens quentes. (ROGERS; YAU, 1996).

#### 2.4.2 Núcleos de Congelamento

Existem também aerossóis que podem agir como núcleo de congelamento. Os mais comuns são: os aerossóis minerais, os aerossóis vulcânicos, e os aerossóis biogênicos de emissão primária (HOOSE; MÖHLER, 2012a). Os processos de nucleação são divididos em quatro: congelamento por imersão, congelamento por condensação, condensação por contato, e nucleação por deposição (HANDE; HOOSE, 2017; HOOSE; MÖHLER, 2012b; KANJI et al., 2017).

Quando a temperatura de ativação é alcançada, o núcleo de congelamento pode formar cristais de gelo de várias maneiras. Se o núcleo em que a gota se forma é de congelamento, o processo é chamado de nucleação por condensação. Se o processo se dá pela imersão de um núcleo de congelamento em uma gota super-resfriada, o nome é congelamento por imersão. As gotas também podem congelar quando o núcleo de congelamento consegue entrar em contato com o ar mais frio fora de sua própria gota, sendo este o congelamento por contato. Finalmente, há o congelamento quando o vapor d'água se deposita diretamente no núcleo de congelamento, neste caso o nome é congelamento por deposição (HOUZE, 1993).

#### 2.4.3 Os Efeitos nas nuvens

O conhecimento das interações entre os aerossóis e as nuvens é de fundamental importância no entendimento dos processos físicos e também do quanto as emissões naturais e antropogênicas podem afetar as propriedades óticas das nuvens e conseqüentemente seu impacto no clima. Além das funções de núcleo de condensação e núcleo de congelamento, os aerossóis também podem absorver radiação solar dentro das nuvens e em suas vizinhanças, assim redistribuindo a energia em forma térmica e mudando suas características microfísicas e o ciclo de vida das nuvens. Os efeitos e conseqüências das interações dos aerossóis com as nuvens, como descrito na Tabela 3 podem ser divididos em: Efeito albedo, efeito tempo de vida, efeito semidireto, efeito indireto de glaciação, efeito termodinâmico (DENMAN et al., 2007a).

O efeito do albedo é consequência de um aporte maior de aerossóis para a mesma quantidade de vapor d'água, que faz com que as gotas fiquem menores, e consequentemente aumentem a refletividade da nuvem. Contudo, outros efeitos acabam acontecendo pela mesma causa, como por exemplo, o efeito do tempo de vida da nuvem. Esse efeito é consequência de que gotas menores têm maior dificuldade de precipitar, assim acabam por prolongar o tempo de vida da nuvem. Logo, a nuvem existindo por mais tempo, e com maior refletividade, terá o seu papel de refletir radiação solar ampliado (BOUCHER et al., 2013a).

Tabela 3 - Efeitos dos aerossóis nas nuvens. Fonte: Adaptado de (DENMAN et al., 2007b)

Efeitos dos aerossóis nas nuvens				
Efeito	Tipo de nuvem	Contribuição ao TOA	Contribuição na precipitação	Contribuição no balanço de radiação de onda curta na superfície
Albedo da nuvem	Todas	Negativa	?	Negativa
Tempo de vida da nuvem	Todas	Negativa	Negativa	Negativa
Semidireto	Todas	Positiva ou Negativa	Negativa	Negativa
Indireto de glaciação	Nuvens com fase mista	Positiva	Positiva	Positiva
Termodinâmico	Nuvens com fase mista		Positiva ou Negativa	

No contexto termodinâmico, podem ser destacados três efeitos: o semidireto, o de glaciação, e o assim chamado termodinâmico. O efeito semidireto está ligado à absorção da radiação solar por partículas dos aerossóis. Essa radiação absorvida por sua vez é reemitida em forma de calor dentro da parcela, que aumenta sua estabilidade estática e pode causar evaporação das gotas de nuvem. Já o efeito de glaciação está ligado ao aumento do número de núcleos de congelamento dentro da nuvem, o que acaba fazendo com que grande parte do vapor d'água que serviria para formação de gotas seja utilizada para criar cristais de gelo. Esses cristais, irão crescer mais rapidamente do que gotas de água cresceriam, podendo transformar uma nuvem que não seria capaz de precipitar em uma nuvem com precipitação. No efeito termodinâmico, entretanto, mais aerossóis disponíveis para núcleos de congelamento, acabarão por diminuir o tamanho dos cristais de gelo, deixando a nuvem mais profunda e mais fria. (DENMAN et al., 2007b)

Todos esses efeitos mudam o potencial das nuvens de absorver ou refletir a radiação solar, que com toda sua complexidade podem gerar outros efeitos de feedback das nuvens. Por exemplo, os efeitos que provocam um déficit de radiação em superfície contribuem para um resfriamento e diminuem a formação de nuvens convectivas. Por outro lado, os efeitos que aumentam o saldo de radiação em superfície, ao provocar o maior aquecimento, aumentam a capacidade convectiva do ambiente.

## 2.5 Mecanismos de feedback climáticos associados aos aerossóis

Os mecanismos de feedback agem como controle interno de um sistema e pode ser consequência de uma interação ou ajuste mútuo entre dois ou mais subsistemas (PEIXOTO, J.P. AND OORT, 1992). Nesse mecanismo, parte da resposta de saída é reutilizada como retroalimentação do sistema, e o influência de maneira positiva ou negativa. Nesse contexto, uma das grandes incertezas sobre os aerossóis é quais são, como se configuram, e quais as consequências dos mecanismos de feedback associados a essas partículas.

Um dos exemplos de feedback estudados é o feedback do aerossol mineral na monção indiana (DAS et al., 2015). Tal efeito começa devido à forçante radiativa positiva dos aerossóis quando há um maior aporte de poeira sobre o subcontinente indiano. Então, o aquecimento causado pela forçante causa uma anomalia induzida de pressão, que gera um movimento convergente local, que por sua vez fortalece a circulação de monção, consequentemente intensificando o vento em superfície. Essa intensificação do vento, já provou estar relacionada com a emissão de aerossóis minerais para atmosfera, sendo um exemplo de feedback positivo. (GRYTHE et al., 2014b).

## 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 3.1. As leis da Radiação

Todos os corpos presentes no universo emitem radiação eletromagnética. Nesse contexto, o Sol e a Terra apresentam comportamentos que podem ser aproximados ao de um corpo negro, logo, as leis de radiação para corpos negros podem ser aplicadas.

#### 3.1.1 A lei de Planck

A Lei de Planck mostra que a radiância emitida por um corpo negro é proporcional à sua temperatura e corresponde ao comprimento de onda considerado, conforme a equação a seguir:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 [\exp (hc/k\lambda T) - 1]} [W m^{-2} sr^{-1} m^{-1}] \quad (1)$$

Na Figura 2 podemos ver como se comportam as curvas de emissão de irradiância para um corpo negro em função de sua temperatura, ao longo de diferentes comprimentos de onda.

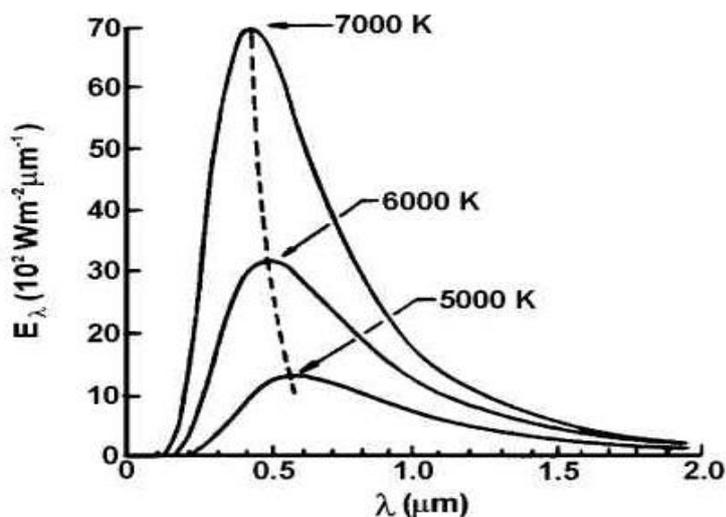


Figura 2 - Curvas de emissão de radiação para um corpo negro em função de sua temperatura.  
Fonte:(SEINFELD J.H., 1998a)

### 3.1.2 A lei de Wien

Através da derivada da função de Planck, é possível estimar a temperatura de um corpo a partir do conhecimento de seu espectro de emissão, daí surge a lei de Wien.

$$\lambda = \frac{2897}{T} \quad (2)$$

Com essa lei é possível calcular por exemplo, que a máxima emissão da terra ocorre aproximadamente em 10  $\mu\text{m}$  (infravermelho) pois sua temperatura é em média 288K, enquanto a temperatura do Sol é 6100K, pois sua emissão máxima ocorre no espectro do visível.

### 3.1.3 A lei de Stefan Boltzmann

Para saber a energia total emitida por um corpo negro, é necessário integrar a equação da lei de Planck em todas as frequências espectrais, tendo como resultado a Lei de Stefan Boltzmann.

$$E^* = \sigma T^4 \quad (3)$$

Através dessa equação, é possível afirmar que corpos com maior temperatura emitem mais energia que aqueles com menor temperatura. Ou seja, o Sol, com temperatura por volta de 6100k emite muito mais energia que a Terra, com temperatura por volta de 288K.

### 3.1.4 A lei de Kirchoff

A radiação emitida por um corpo negro é o máximo de radiação que um corpo real conseguiria emitir naquele dado comprimento de onda e temperatura. Para corpos reais, a razão entre a energia emitida pelo corpo se ele fosse negro, e a energia por ele emitida, é chamada de emissividade.

$$\varepsilon = \frac{E}{E^*} = \frac{E}{\sigma T^4} \quad (4)$$

Analogamente, existe o conceito de absorvidade:

$$a_{\lambda} = \frac{E_{\lambda} \text{ absorvido}}{E_{\lambda} \text{ incidente}} \quad (5)$$

A lei de Kirchoff diz que a absorvidade de um corpo é igual a sua emissividade, ou seja, um corpo que é um forte emissor num dado comprimento de onda também será um forte absorvedor. Aproximando cada vez mais para um cenário real, a lei de Kirchoff pode ser descrita como:

$$a_{\lambda} + r_{\lambda} + s_{\lambda} + T_{\lambda} = 1 \quad (6)$$

Onde têm se que, a energia incidente sobre um corpo, pode ser: espalhada, refletida, absorvida ou transmitida. A lei de Kirchoff pode ser aplicada para o planeta Terra e sua atmosfera, onde conseqüentemente acontecem todos esses efeitos.

### 3.1.5 A lei de Beer-Bouguer-Lambert

Para descrever a interação da radiação com a atmosfera, ou seja, a sua transmitância, temos a lei de Beer-Bouguer-Lambert.

$$T = e^{-\tau} \quad (7)$$

A profundidade ou profundidade óptica é o principal parâmetro no estudo de aerossóis atmosféricos (DUBOVIK et al., 2002; HOLBEN et al., 2001; SMIRNOV et al., 2002), e pode ser definida como a grandeza que representa a atenuação da radiação em um meio opticamente ativo, seja por absorção ou espalhamento (ECHER; SOUZA; SCHUCH, 2001). Nesse contexto, a equação (8) pode ser expressa como a integração do coeficiente de extinção  $k$  vezes a densidade de partículas  $\rho$  ao longo de um caminho óptico  $dz$ .

$$\tau = \int_{z_0}^{z_f} k\rho dz \quad (8)$$

### 3.2 A Profundidade Óptica

A profundidade óptica da atmosfera é a soma das atenuações por cada um dos constituintes da atmosfera: absorção por gases, espalhamento *Rayleigh*, e o espalhamento e a absorção por aerossóis.

#### 3.2.1 A absorção por gases

Para possibilitar a vida na Terra como é hoje, alguns gases são eficientes absorvedores de radiação solar, e provocam o chamado efeito estufa natural. Os que têm mais capacidade de absorver essa energia são o Ozônio, o vapor d'água, e o CO<sub>2</sub>. A região espectral que cada gás é mais eficiente na absorção, está representada na Figura 3.

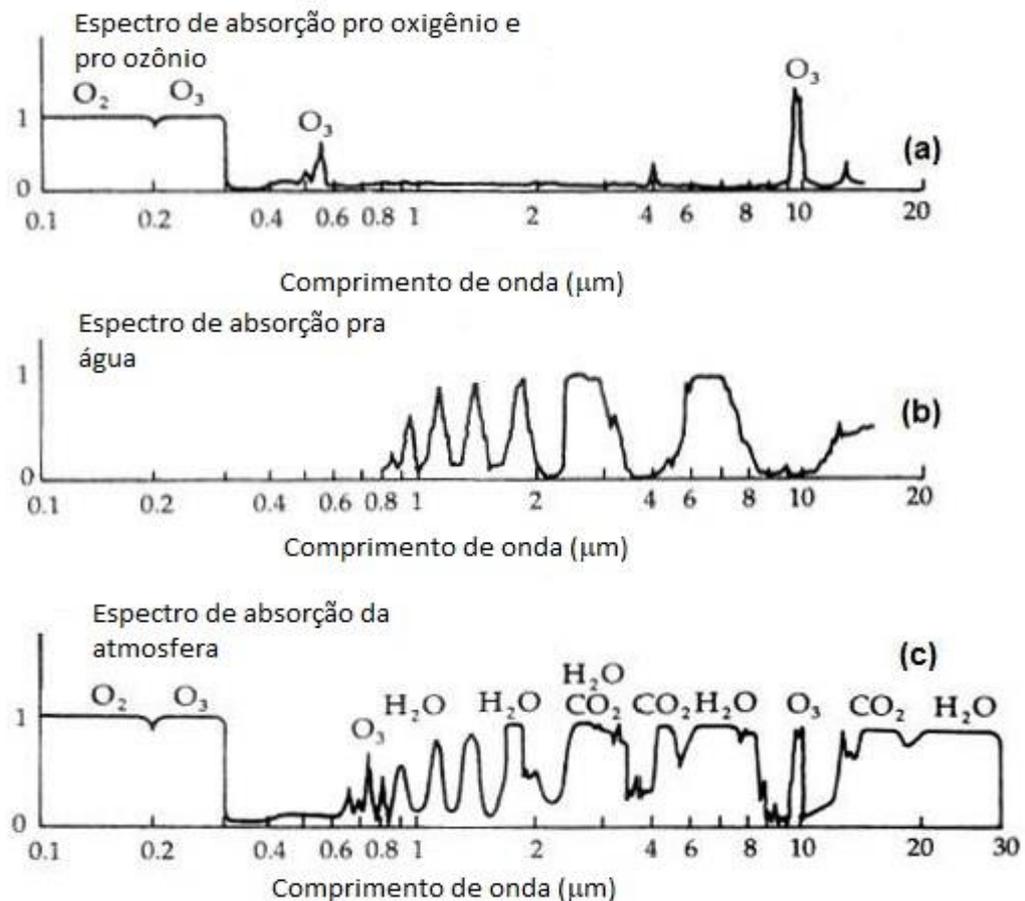


Figura 3 - Espectro de absorção dos constituintes da atmosfera. Fonte: Adaptado de (SEINFELD J.H., 1998b).

As regiões onde os constituintes da atmosfera não conseguem absorver a radiação eletromagnética são chamadas de Janelas Atmosféricas. Esse conceito é muito importante para o sensoriamento remoto, pois através da combinação de respostas espectrais em comprimentos de ondas de janelas atmosféricas ou não, é possível detectar e classificar um objeto na atmosfera ou na superfície.

### 3.2.2 O espalhamento na atmosfera

O espalhamento da radiação na atmosfera pode ser abordado utilizando a Teoria Rayleigh (para partículas que são muito menores que o comprimento de onda da luz incidente), a Teoria Mie (para partículas com tamanho similar ao comprimento de onda da luz), e a solução por óptica geométrica (para partículas muito maiores ao comprimento de onda da luz).

#### *O espalhamento Rayleigh*

O espalhamento Rayleigh, idealizado em 1871, pelo físico britânico que dá nome a teoria, é o utilizado quando as partículas são menores que o comprimento de onda da luz incidente. Nesse contexto, como a atmosfera é composta em maior parte por gases, é através dessa teoria que é explicada a cor do céu. Na equação 9, onde  $I$  representa a radiação incidente e  $I_0$  a radiação resultante, é possível perceber que a radiação resultante é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda da luz incidente, isto é, o espalhamento é mais intenso em regiões do espectro onde o comprimento de onda é menor.

$$I = I_0 \frac{8\pi^4 \alpha^2}{\lambda^4 R^2} \quad (9)$$

Sendo assim, como no espectro do visível o comprimento do azul é um dos menores – só perdendo para o roxo, região em que o olho humano não é tão sensível –, essa cor é a predominante no céu.

### *O espalhamento Mie*

O espalhamento *Mie*, idealizado em 1908 por Gustav Mie, descreve como se dá a interação da radiação solar com partículas com de tamanho similar ao do comprimento de onda da luz incidente. Esta teoria utiliza a aproximação de que todas as partículas são esféricas, e através dela é possível calcular o espalhamento e absorção para diversos de tamanho de partícula, desde que estes sejam similares ao comprimento de onda incidente. A partir desta teoria, é possível a determinação de propriedades ópticas dos aerossóis, ou seja, sua capacidade de atenuar radiação solar.

Algumas das propriedades ópticas dos aerossóis são o coeficiente de extinção, a profundidade óptica, e o coeficiente de Angstrom. Para se calcular a profundidade óptica dos aerossóis, primeiro é necessário se aplicar a lei de Lambert para descobrir a profundidade óptica da atmosfera, e depois se retira os outros constituintes que também são atenuadores de radiação.

$$\tau_{\lambda}(\text{Aerossol}) = \tau_{\lambda}(\text{Atmosfera}) - \tau_{\lambda}(\text{vapor d'água}) - \tau_{\lambda}(\text{Rayleigh}) - \tau_{\lambda}(\text{Ozônio}) - \tau_{\lambda}(\text{NO}_2) - \tau_{\lambda}(\text{CO}_2) - \tau_{\lambda}(\text{CH}_4) \quad (10)$$

### 3.4 O Parâmetro de Angstrom

O coeficiente (ou expoente, ou parâmetro) de Angstrom, idealizado em 1929, é utilizado para fazer a caracterização da profundidade óptica dos aerossóis em função do comprimento de onda utilizado e é representado pela fórmula:

$$\tau_{\alpha\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (11)$$

Onde  $\lambda$  é o comprimento de onda em  $\mu\text{m}$ ,  $\beta$  é a profundidade óptica em  $\lambda$  igual a um,  $\tau$  é a profundidade óptica em  $\lambda$ , e  $\alpha$  é o expoente de angstrom. Esse

parâmetro é amplamente utilizado no sensoriamento remoto da atmosfera (PEDRÓS, 2003). A equação (11) proposta por angstrom assumia que os parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  eram independentes um do outro, e constantes com a variação do comprimento de onda.

(Volz, 1959), desenvolveu um método para o cálculo do coeficiente de angstrom, onde alfa passa a ser obtido com medições de profundidade óptica em quaisquer dos dois comprimentos de onda diferentes, utilizando a equação (12).

$$\alpha = - \frac{d \ln \tau_{\alpha}}{d \ln \lambda} = - \frac{\ln\left(\frac{\tau_{\alpha_2}}{\tau_{\alpha_1}}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)} \quad (12)$$

Depois de calculado alfa, beta pode ser calculado no mesmo intervalo espectral, utilizando a equação (11). Esse método traz erros na determinação de  $\alpha$  e de  $\beta$ , uma vez que considera a independência espectral de  $\alpha$  (KASKAOUTIS et al., 2006a; KASKAOUTIS; KAMBEZIDIS, 2008a).

O segundo método é o do ajuste linear, ou método direto. Uma vez que a profundidade óptica tenha sido obtida para um comprimento de onda, um ajuste linear pode ser utilizado para obter um valor válido desses parâmetros para toda faixa espectral (KASKAOUTIS et al., 2006b).

O terceiro método é o método dos mínimos quadrados ou das janelas espectrais. Esse método utiliza a ideia da omissão da profundidade óptica em bandas de forte absorção e determina os parâmetros de Angstrom nas regiões espectrais restantes. Geralmente são excluídas as bandas correspondentes à absorção do vapor d'água e de outros gases (KASKAOUTIS; KAMBEZIDIS, 2008b). A equação de angstrom então é reescrita para os comprimentos de onda restantes, utilizando um ajuste de mínimos quadrados:

$$\ln(\tau_{\alpha\lambda}) = -\alpha \ln \lambda + \ln \beta \quad (13)$$

Sendo assim, conclui-se que a determinação do parâmetro de Angstrom deve ser evitada em comprimentos em bandas estreitas, especialmente em comprimentos de ondas menores que o do espectro visível. Além disso, também

concluíram que o método que possui menos erros associados, é o dos mínimos quadrados. Apesar de um método apresentar resultados melhores que o outro, todos eles mostraram dependência espectral no valor do coeficiente de Angstrom.

Através da dependência espectral das partículas de aerossol na atmosfera, conclui-se que: Quanto maior o expoente de angstrom, maior a dependência espectral, logo menores são as partículas.

## 4 MATERIAIS E METODOS

### 4.1 Materiais

#### 4.1.1 MERRA-2

O desenvolvimento da reanálise *Modern Era Retrospective Analysis* (MERRA) do *Global Modeling and Assimilation Office* (GMAO), começou com o objetivo de utilizar as observações dos satélites da NASA num contexto climático, para melhorar a representação do ciclo hidrológico. Entretanto, em sua primeira versão, o MERRA não representava bem a alta estratosfera, por causa das mudanças bruscas nos valores dos dados dos diferentes sistemas de observação, que acarretavam saltos e tendências sem explicações físicas nos valores que representam o ciclo hidrológico (BOSILOVICH; ROBERTSON; CHEN, 2011). Além disso, os dados do MERRA também estavam em risco de sofrer grande degradação, uma vez que os sensores utilizados como base das observações estavam próximos do fim de sua vida útil, como por exemplo, o satélite AQUA. (GELARO et al., 2017).

Em 2016 o MERRA foi interrompido e substituído por uma segunda versão, o MERRA-2. Diferente da primeira versão, o MERRA-2 é capaz de assimilar dados físicos e químicos da atmosfera, dos oceanos, dos continentes, inclusive dados dos aerossóis, sendo esse último um dos principais objetivos da nova versão desta reanálise. Outra vantagem desta nova versão é a atenção especial dada à criosfera e à estratosfera, incluindo uma representação do ozônio (GELARO et al., 2017). Logo, as melhores representações das componentes do sistema terra-atmosfera trouxeram importantes melhorias para a reanálise. Estudos indicam que o MERRA-2 provou ser tão confiável quanto outras reanálises clássicas, como as do grupo NCEP/NCAR e ECMWF (CHEN et al., 2019; PINHEIRO; HODGES; GAN, 2020)

A reanálise MERRA-2 utiliza o sistema de assimilação de dados GEOS-5, o modelo atmosférico GEOS e o esquema de análise GSI. Esse modelo é composto por uma grade horizontal de  $0,5^\circ \times 0,625$  e 72 níveis verticais ETA híbridos. (GELARO et al., 2017). Quanto a assimilação de dados, o GEOS-5 é

capaz de assimilar cerca de cinco milhões de dados a cada ciclo de 6 horas, e já está programado para assimilar dados de futuros satélites.

Os dados correspondentes aos parâmetros de aerossóis integrados no MERRA-2, estão descritos na Tabela 4.

Tabela 4 - Produtos de aerossol disponibilizados pela reanálise MERRA-2. Fonte: Adaptado de (RIENECKER et al., 2011)

Nome	Dim	Descrição	Unidades
BCANGSTR	tyx	<i>Black Carbon</i> Parâmetro de Angstrom [470-870nm]	1
BCCMASS	tyx	<i>Black Carbon</i> Densidade na coluna	kgm-2
BCEXTTAU	tyx	<i>Black Carbon</i> Extinção AOT [550nm]	1
BCFLUXU	tyx	<i>Black Carbon</i> comp. U do fluxo de massa	kgm-1s-1
BCFLUXV	tyx	<i>Black Carbon</i> comp. V do fluxo de massa	kgm-1s-1
BCSCATAU	tyx	<i>Black Carbon</i> Espalhamento AOT [550nm]	1
BCSMASS	tyx	<i>Black Carbon</i> Concentração de Massa na superfície	kgm-3
DMS CMASS	tyx	DMS Densidade na coluna	kgm-2
DMS SMASS	tyx	DMS Concentração de Massa na superfície	kgm-3
DUANGSTR	tyx	Mineral (Poeira) Parâmetro de Angstrom [470-870nm]	1
DUCMASS	tyx	Mineral (Poeira) Densidade na coluna	kgm-2
DUCMASS25	tyx	Mineral (Poeira) Densidade na coluna - PM2.5	kgm-2
DUEXTT25	tyx	Mineral (Poeira) Extinção AOT [550nm] - PM2.5	1
DUEXTTAU	tyx	Mineral (Poeira) Extinção AOT [550nm]	1
DUFLUXU	tyx	Mineral (Poeira) comp. U do fluxo de massa	kgm-1s-1
DUFLUXV	tyx	Mineral (Poeira) comp. V do fluxo de massa	kgm-1s-1
DUSCAT25	tyx	Mineral (Poeira) Espalhamento AOT [550nm] - PM2.5	1
DUSCATAU	tyx	Mineral (Poeira) Espalhamento AOT [550nm]	1
DUSMASS	tyx	Mineral (Poeira) Concentração de Massa na superfície	kgm-3
DUSMASS25	tyx	Mineral (Poeira) Concentração de Massa - PM2.5 na superfície	kgm-3
OCANGSTR	tyx	Carbono Orgânico Parâmetro de Angstrom [470-870nm]	1
OCCMASS	tyx	Carbono Orgânico Densidade na coluna	kgm-2
OCEXTTAU	tyx	Carbono Orgânico Extinção AOT [550nm]	1
OCFLUXU	tyx	Carbono Orgânico comp. U do fluxo de massa	kgm-1s-1
OCFLUXV	tyx	Carbono Orgânico comp. V do fluxo de massa	kgm-1s-1
OCSCATAU	tyx	Carbono Orgânico Espalhamento AOT [550nm]	1
OCSMASS	tyx	Carbono Orgânico Concentração de Massa na superfície	kgm-3
SO2CMASS	tyx	SO2 Densidade na coluna	kgm-2
SO2SMASS	tyx	SO2 Concentração de Massa na superfície	kgm-3
SO4CMASS	tyx	SO4 Densidade na coluna	kgm-2
SO4SMASS	tyx	SO4 Concentração de Massa na superfície	kgm-3

SSANGSTR	tyx	Sal marinho Parâmetro de Angstrom [470-870nm]	1
SSCMASS	tyx	Sal marinho Densidade na coluna	kgm-2
SSCMASS25	tyx	Sal marinho Densidade na coluna - PM2.5	kgm-2
SSEXTT25	tyx	Sal marinho Extinção AOT [550nm] - PM2.5	1
SSEXTTAU	tyx	Sal marinho Extinção AOT [550nm]	1
SSFLUXU	tyx	Sal marinho comp. U do fluxo de massa	kgm-1s-1
SSFLUXV	tyx	Sal marinho comp. V do fluxo de massa	kgm-1s-1
SSSCAT25	tyx	Sal marinho Espalhamento AOT [550nm] - PM2.5	1
SSSCATAU	tyx	Sal marinho Espalhamento AOT [550nm]	1
SSSMASS	tyx	Sal marinho Concentração de Massa na superfície	kgm-3
SSSMASS25	tyx	Sal marinho Concentração de Massa - PM2.5 na superfície	kgm-3
SUANGSTR	tyx	SO4 Parâmetro de Angstrom [470-870nm]	1
SUEXTTAU	tyx	SO4 Extinção AOT [550nm]	1
SUFLUXU	tyx	SO4 comp. U do fluxo de massa	kgm-1s-1
SUFLUXV	tyx	SO4 comp. V do fluxo de massa	kgm-1s-1
SUSCATAU	tyx	SO4 Espalhamento AOT [550nm]	1
TOTANGSTR	tyx	Total Aerossol Parâmetro de Angstrom [470-870nm]	1
TOTEXTTAU	tyx	Total Aerossol Extinção AOT [550nm]	1
TOTSCATAU	tyx	Total Aerossol Espalhamento AOT [550nm]	1

As variáveis referentes a profundidade óptica do MERRA-2 foram utilizadas em estudos bem recentes para estimar a contribuição de cada tipo de aerossol para a profundidade óptica em diferentes regiões do globo (PROVENÇAL et al., 2017b).

#### 4.1.2 CALIPSO

Lançado em 28 de abril de 2006, o satélite CALIPSO é uma parceria entre a NASA e o CNES, e tem como objetivo a realização de medidas da distribuição global dos aerossóis atmosféricos e das suas propriedades microfísicas. O satélite está a 705 km de altitude, tem um ciclo de 16 dias e sua órbita é controlada para que o satélite cruze o mesmo ponto com uma precisão de 10 km. O satélite possui uma inclinação de órbita de 98,2°, o que o permite fazer medições entre 82S e 82N. O CALIPSO coleta dados quase que simultaneamente com os outros satélites da constelação A-TRAIN. Todos os dias, aproximadamente 3,5 GB de dados são transferidos do satélite até uma estação no Alaska via telemetria. Este conjunto de dados também contém informações sobre o estado técnico da aeronave. Após um processamento mais refinado, esses 3,5 GB de dados formam outro banco de dados com aproximadamente 20 GB. O CALIPSO carrega três instrumentos: o *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization* (CALIOP); a *Wide Field Camera* (WFC) que é uma câmera de ampla visão que opera em 650 nm e com resolução espacial de 125m com um *swath* (ângulo de visada) de 30km; e o *Infrared Imaging Radiometer* (IIR).

O CALIOP é o principal instrumento a bordo do CALIPSO, e sua descrição instrumental pode ser encontrada em (Winker et al., 2009). Conforme pode se observar na Tabela 5, na sua principal região de amostragem (entre 0 e 8 km de altitude), sua resolução vertical é de 30m e horizontal de 335m. Para reduzir, caracterizar os ruídos de fundo e filtrar os dados, utiliza-se os sinais entre 97 e 112 km de altitude.

Tabela 5 - Resoluções espaciais do satélite CALIPSO. Fonte: Adaptado de (WINKER et al., 2009)

<b>Altitude (km)</b>	<b>Resolução Horizontal</b>	<b>Resolução Vertical (532nm)</b>	<b>Resolução Vertical (1064nm)</b>
30.1-40	5.0	300	não tem
20.2-30.1	1.67	180	180
8.2-20.2	1.0	60	60
a-0.5-8.2	0.33	30	60
a-2-0.5	0.33	300	300

Os produtos derivados do CALIPSO são encontrados em três níveis de processamento, como descritos no fluxograma da Figura 4, que atualmente estão na versão 4.

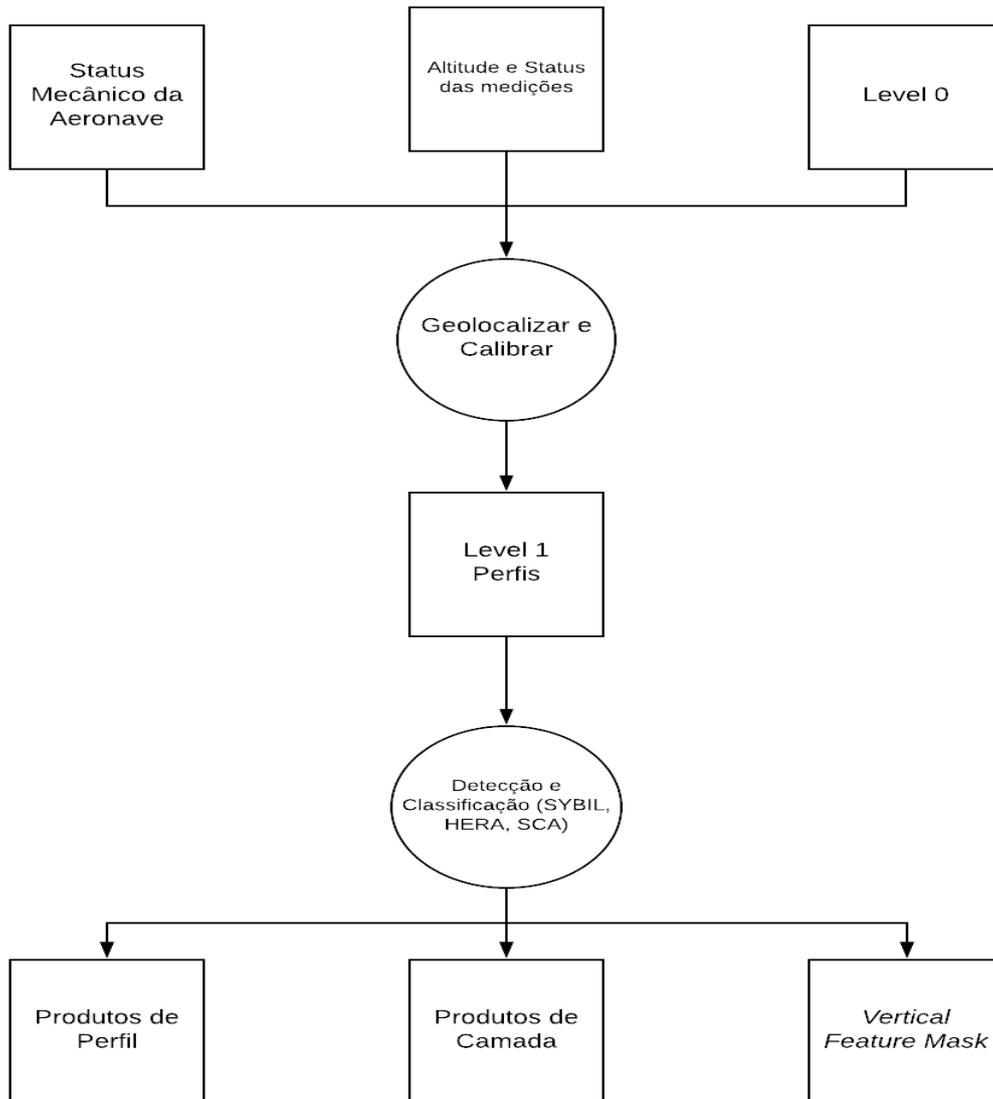


Figura 4 - Fluxograma dos níveis de processamento dos produtos do sensor CALIOP. Fonte: Adaptado de (WINKER et al., 2009)

Neste trabalho, serão utilizados todos os níveis de processamento dos dados do CALIOP. Como mostrado no fluxograma da Figura 5, após o recebimento dos dados pela estação telemétrica, os dados de nível 1 são preparados através de técnicas de georeferenciamento e de calibração. Eles são basicamente constituídos de sinais de retorno do lidar (retroespalhamento

atenuado). No nível 2 através de três algoritmos (SIBYL, HERA e SCA), são gerados os produtos de perfis de aerossol e de nuvens.

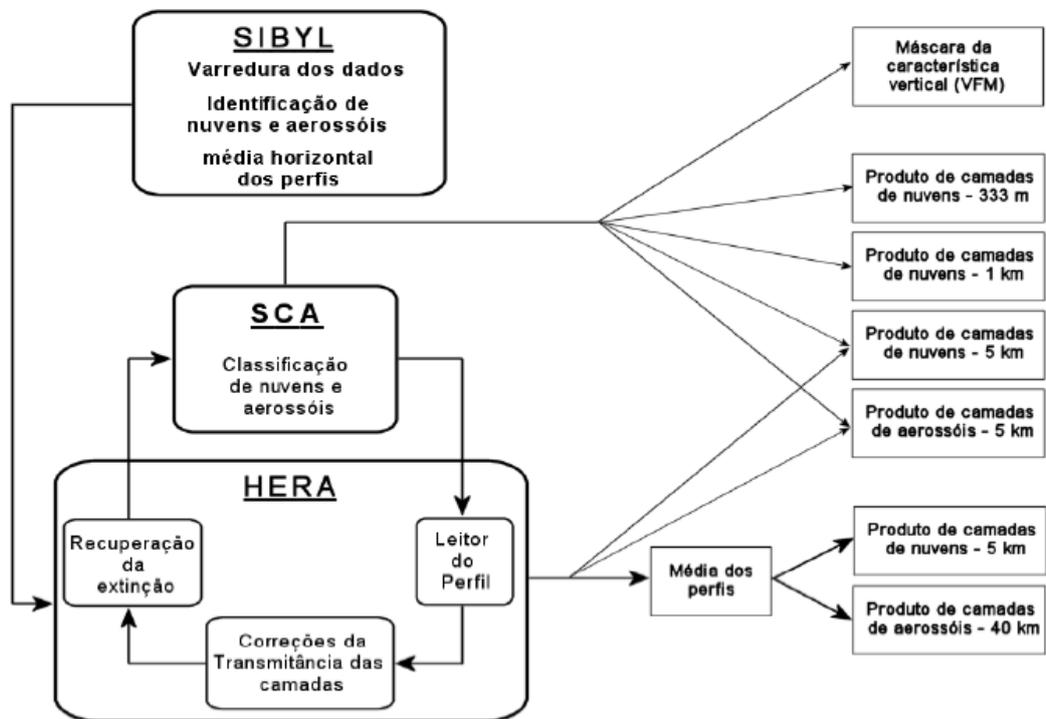


Figura 5 - Fluxograma dos processos de nível 2 dos produtos do sensor CALIOP. Fonte: Adaptado de (WINKER et al., 2009)

No nível 2, existem três etapas principais de processamento correspondentes aos algoritmos *Hybrid Extinction Retrieval Algorithms* (HERA), *Scene Classifications Algorithms* (SCA) e *Selective Iterated Boundary Locator* (SIBYL). Em um primeiro momento o algoritmo SIBYL utiliza os perfis de retroespalhamento atenuado em 532 nm para calcular os valores de transmitâncias e identificar as camadas de nuvens e de aerossóis. Após esse processo, o algoritmo SCA calcula os valores da razão de lidar e classifica essas camadas pelo tipo (tipo de aerossol, de nuvem fase líquida, nuvem fase sólida). Finalmente no terceiro e último algoritmo, o HERA, são determinados os perfis de retroespalhamento e de extinção para as partículas. Com todas as variáveis estimadas, o algoritmo SCA utiliza o tipo de superfície e sua elevação, a razão de depolarização e o retroespalhamento atenuado, para fazer a classificação dos aerossóis, como descrito no fluxograma da Figura 6.



#### 4.1.3 MODIS

O sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) (WOLFE; ROY; VERMOTE, 1998) a bordo dos satélites AQUA e TERRA (detalhes na **Erro! Fonte de referência não encontrada.**), tem como principais objetivos observar: dados de temperatura de superfície, dados da vegetação, dados de queimadas, dados do oceano, e dados da atmosfera (aerossóis, nuvens, perfil de temperatura e de vapor d'água). Este sensor realiza medições completas globais a cada 2 dias.

O MCD64A1 versão 6 de área queimada é um produto mensal, com grade de 500 m contendo informação sobre área queimada por pixel. O algoritmo utiliza um índice de vegetação (IV) para criar limites dinâmicos que são aplicados dependendo da composição dos dados. O IV é vem do infravermelho do MODIS corrigido para superfície nas bandas 5 e 7. O dado guarda o dia juliano em que houve a queimada em cada pixel.

#### 4.1.4 HYSPLIT

O *Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model* (HYSPLIT) é um modelo lagrangiano de dispersão de partículas na atmosfera (DRAXLER; HESS, 1998). Esse modelo foi criado em 1949, na sua primeira versão pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Primeiramente foi projetado para situações atmosféricas emergenciais, como acidentes nucleares e erupções vulcânicas. Atualmente, nele é possível simular desde uma simples trajetória de uma parcela de ar, até modos de deposição e transformações químicas de partículas. O HYSPLIT é o modelo mais utilizado na investigação da dispersão de partículas (STEIN et al., 2015), tendo sido aplicado com as mais diversas finalidades, como por exemplo: estudo de dispersão de radionuclídeos (KINOSHITA et al., 2011), estudo da dispersão de partículas pirogênicas (ROLPH et al., 2009), estudo de transporte de pólen (EFSTATHIOU; ISUKAPALLI; GEORGOPOULOS, 2011), do transporte de cinzas vulcânicas (STUNDER; HEFFTER; DRAXLER, 2007), do transporte de poluição (ZHAO et al., 2013) e do transporte de poeira entre os continentes (YU et al., 2015a).

O HYSPLIT tem uma versão *online* e uma versão *desktop* para *download*. A versão online no site da NOAA é a mais simples e a mais intuitiva de se usar, pois apresenta apenas algumas opções menos elaboradas. O HYSPLIT versão *desktop* é a mais completa e ideal para se realizar um estudo mais profundo. Sua representação é iniciada a partir da entrada de dados meteorológicos, que podem ser personalizados ou da própria série histórica do banco de dados da NOAA. Nele é possível analisar graficamente as trajetórias, as retrotrajetórias, as frequências climatológicas, os padrões de deslocamento, o movimento vertical associado, os conjuntos de trajetórias com múltiplos locais de partida inicial. Também é possível estudar as concentrações, tendo como opções as emissões instantâneas ou contínuas, grade de concentração, decaimento radiativo, ressuspensão, fontes pontuais ou em área, emissões simultâneas de múltiplas espécies de poluentes, dispersão com base nas variações meteorológicas e vários cenários probabilísticos.

Os dados meteorológicos precisam de preparação para serem utilizados como dados de entrada no HYSPLIT (ROLPH et al., 2009). Isso se dá porque diferentes modelos meteorológicos usam diferentes tipos de coordenadas verticais, como por exemplo: pressão-absoluta, pressão-sigma, *terrain*-sigma, pressão-absoluta-sigma-híbrida, eta e outras. Neste trabalho o dado meteorológico de entrada do modelo HYSPLIT é a reanálise 2 do NCEP NCAR, que utiliza o modo pressão-sigma como coordenada vertical.

As coordenadas verticais pressão sigma se adaptam à superfície, ou seja, as deformações no nível vertical  $Z_0$  do modelo são replicadas e suavizadas em direção ao topo do modelo, de modo que no nível vertical final  $Z_f$  as deformações sejam nulas. Quando coordenadas desse tipo são os dados de entrada do HYSPLIT, é necessário se calcular as alturas  $Z$ , já que os níveis sigma não contêm alturas. Primeiro, é assumido que a umidade seja uma umidade específica e a temperatura seja uma temperatura da atmosfera seca. Portanto, a temperatura virtual é calculada através da umidade específica ( $Q$ ).

$$T_v = T + 0,61 Q \quad (14)$$

Depois, a temperatura virtual é convertida para temperatura potencial, ou seja, é calculada a temperatura que a parcela teria se fosse expandida ou comprimida adiabaticamente até o seu estado real de temperatura e de pressão à 1000 mb. Por fim, as alturas são determinadas para cada nível através da equação hipsométrica.

$$\Delta_z = \ln \left( \frac{P_1}{P_2} \right) RH T_{v12} g^{-1} \quad (15)$$

Como o modelo é lagrangiano, o movimento é calculado seguindo a posição das partículas. Ou seja, a advecção de cada partícula em cada posição, é calculada de maneira independente. Em cada passo de tempo, a posição final  $P(t+dt)$  é calculada através da média do vetor posição tridimensional  $P(t)$  e a posição primeiro palpito  $P'(t+dt)$ . A posição palpito é:

$$P'(t + dt) = P(t) + V(P, t)dt \quad (16)$$

E a posição final é:

$$P(t + dt) = P(t) + 0,5[V(P, t) + V(P', t + dt)]dt \quad (17)$$

Neste trabalho, o HYSPLIT será utilizado no cálculo das retrotrajetórias das massas de ar que passam pelas áreas de estudo, a fim de caracterizar e investigar sua origem. Além disso, será uma forma de fazer uma caracterização climatológica sazonal acerca das partículas que estão presentes nesses sítios.

## 4.2 Métodos

Nesta seção será abordada a metodologia do trabalho que será dividida em duas seções: caracterização dos parâmetros óticos e caracterização dos tipos de aerossol para todas as cinco áreas de estudo. Ao longo do estudo foram utilizadas 2367 passagens do satélite CALIPSO, simuladas 63720 trajetórias no HYSPLIT, e 13 anos de dados do MODIS e do MERRA-2.

### 4.2.1 Áreas de Estudo

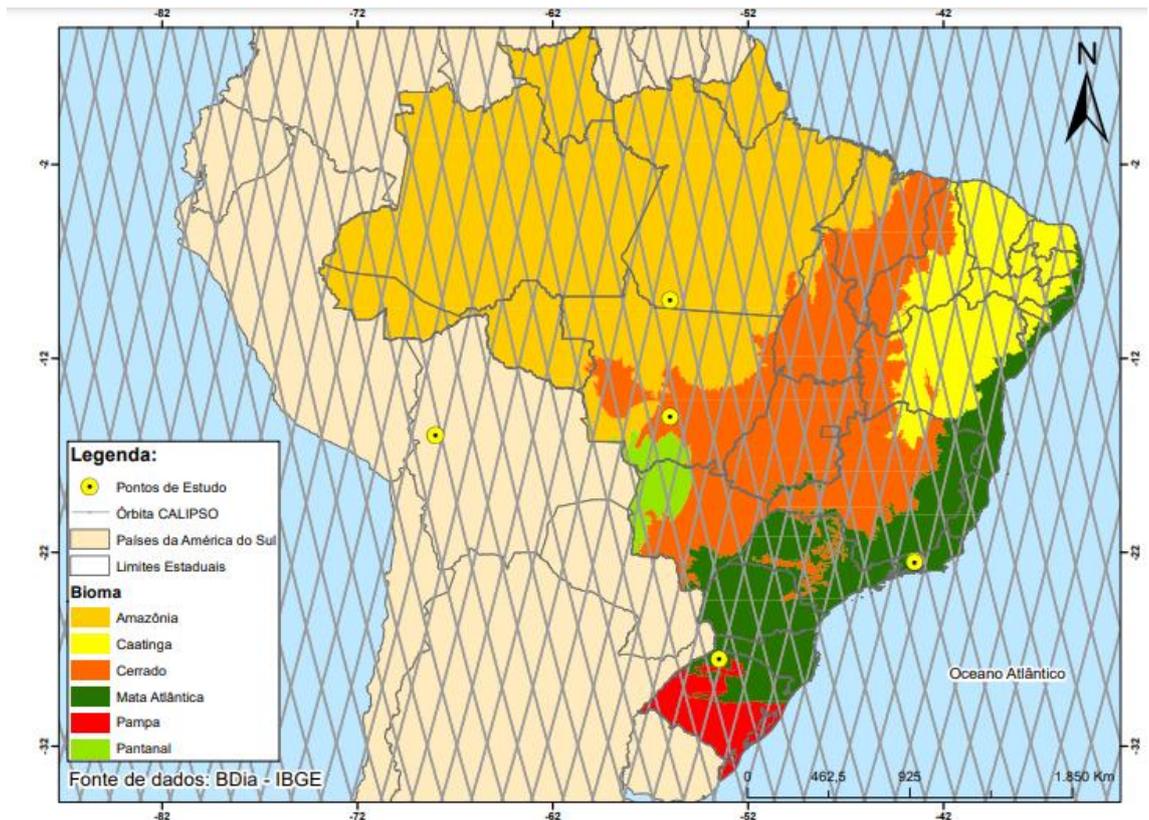


Figura 7 - Áreas de Estudo (triângulos) com estações do AERONET (verde), e passagens dos satélites da constelação A-TRAIN.

As regiões foram escolhidas (Figura 7) primeiramente por possuírem estações dos fotômetros AERONET com pelo menos dez anos de medições, e estarem próximas (num raio de até 100 km) das passagens dos satélites CALIPSO e AQUA. Assim, possibilitando uma análise mais completa com diferentes sensores. Para o uso dos dados do CALIPSO, fez-se necessário um corte para as regiões de interesse, tendo em vista que o dado é disponibilizado no formato de passagens contínuas em todo o globo. Para os dados MODIS, fez-se necessária a criação de máscaras para as regiões de interesse. Outro fator relevante é o grande volume de dados que precisam ser baixados e administrados de uma forma a ter seu armazenamento viável.

#### *Aerossóis na Amazônia*

A maior parte dos aerossóis presentes no bioma amazônico são originados na própria floresta, seja pela suspensão mineral do solo, e das queimadas (ARTAXO et al., 1988; MAENHAUT et al., 2002b; PONCZEK et al., 2021).

Também são encontrados na região, aerossóis provenientes do transporte entre longas distâncias, como de poeira transatlântica (GLÄSER et al., 2015) e de sal marinho (ANDREAE et al., 2004; CAL; STALLARD; EDMOND, 1981). É importante levar em consideração, que cada fonte de aerossóis possui sua variação sazonal e espacial e que o mapeamento de sua distribuição é um desafio atual (MIYAJI et al., 2021). Além disso, sabe-se que os efeitos dos aerossóis atmosféricos no balanço energético da região são bastante significativos nas estações úmida e seca (DA SILVA PALÁCIOS et al., 2022).

#### *Aerossóis na região de Cuiabá*

A região de Cuiabá compreende três biomas diferentes: a Amazônia, as áreas úmidas do Pantanal, e as savanas do Cerrado. (MAENHAUT; FERNÁNDEZ-JIMÉNEZ; ARTAXO, 1999), realizaram um estudo dos aerossóis atmosféricos nessa região utilizando três anos de dados de uma unidade filtradora acoplada. Neste estudo, foram encontradas concentrações principais de 55% queima de biomassa, 30% de poeira, 10% de poluição urbana, e de 5% de sal marinho. Além disso, publicações recentes sugerem que a presença de aerossóis oriundos da queima de biomassa na região é provavelmente de origem local (PALÁCIOS et al., 2022).

#### *Aerossóis na região Sul do Brasil*

Na região sul do Brasil há com frequência a incidência de um fluxo meridional que é capaz de transportar umidade e partículas das latitudes menores para esta região (VERA et al., 2006). Sendo assim, a maioria dos estudos sobre aerossóis nesta região identifica a incursão de partículas de queimadas vindas de outras localidades (DE OLIVEIRA et al., 2016; TARGINO; KRECL, 2016). Existem também indícios de que a região seja afetada pela advecção de partículas de origem antropogênica que são emitidas na região sudeste do país (MARIANO; VOSS; MARIANO, 2011).

### *Aerossóis no Rio de Janeiro*

O estado do Rio de Janeiro recebe influência principalmente de ventos de nordeste que são consequência da ASAS (Alta Subtropical do Atlântico Sul) e de sudoeste, quando há a incursão de sistemas frontais (DERECZYNSKI; OLIVEIRA; MACHADO, 2009). Nesta região não há muitos estudos sobre o tipo nem a origem dos aerossóis. Alguns trabalhos identificaram nesta região indícios de poeira mineral, spray marinho e emissões industriais. Contudo, o estudo realizado foi realizado através de coleta de material particulado em estações pontuais em diferentes localidades, não podendo ser considerado base para a representação de todo o estado (GODOY et al., 2009). Pungirum (2016) mostrou que a região possui sal marinho e poeira mineral na atmosfera, mas que principalmente os níveis de profundidade óptica dos aerossóis no estado são governados pela variação sazonal de *black carbon* e carbono orgânico.

#### 4.2.2 Caracterização dos parâmetros ópticos

Para iniciar a caracterização dos parâmetros ópticos, serão analisados seu comportamento espacial e temporal (intra e interanual), por região. Nesta fase serão utilizados os produtos *Aerosol Optical Depth 532 nm* e *Aerosol Optical Depth 1064 nm* do CALIPSO e as variáveis do MERRA-2 descritas na Tabela 4.

Os dados do CALIPSO de profundidade óptica são dados por camadas, então é necessário se fazer a média vertical, para efeito de comparação com os dados do MERRA-2, que são valores representativos para toda a camada troposférica. Com os dados do CALIPSO, foram escolhidos pontos de trajetórias com até um grau de latitude e/ou longitude de distância do ponto de estudo. Com os do MERRA-2, de maneira similar, mas através de mascaramento, foram filtrados os pontos de grade com até um grau de latitude e/ou longitude de distância do ponto de estudo.

#### 4.2.3 Caracterização dos tipos de aerossol quanto a sua origem e ao seu tipo.

Na segunda etapa, será feita a caracterização dos tipos de aerossol para cada uma das regiões de estudo, utilizando cada um dos sensores. Com os dados

do CALIPSO nível 2, será possível obter o tipo de aerossol através do produto *Feature Classification Flags*. Este produto traz consigo várias informações quanto a detecção dos tipos de nuvens e dos aerossóis em forma binária. Para sua decodificação é necessária a operação por bits. Sendo assim, como resumido na Tabela 6, existe a possibilidade de classificação em: *Clean Continental* (continental limpo), *Polluted Continental* (continental sujo), *Polluted dust* (poeira suja), *Desert dust* (poeira do deserto), *Marine* (marinho), *Smoke* (fumaça) (NOWOTTNICK et al., 2015).

Os dados do *Feature Classification Flags* são disponibilizados primeiro classificam o pixel em (a) *Feature Type* (nuvens, aerossóis troposféricos, aerossóis estratosféricos), (b) *Feature Subtype*, (c) Fase da água (gelo ou água, disponível apenas para nuvens) e (d) quantidade de amostragem necessária para detecção da camada.

Esses dados são disponibilizados em blocos-matrizes de  $I \times 5515$ , onde são dispostos I perfis e com 5515 pontos de grade. Cada perfil separadamente, de  $1 \times 5515$ , precisa ser separado como na Figura 8, com as respectivas resoluções de cada ponto de grade. A primeira separação do bloco tem 165 pontos de grade com resolução de 180 m, cobrindo aproximadamente 10km de altitude (de 20,2 até 30,1 km) e 5 km de extensão horizontal. A segunda separação do bloco aumenta a resolução para 60m em aproximadamente 1000 pontos de grade, cobrindo 12 km de altitude e 5 km de extensão horizontal. Finalmente, de onde vem a maior parte dos dados e conseqüentemente a maior parte de pixels classificados como aerossóis, o último bloco aumenta a resolução para 30m. Esse último bloco, com aproximadamente 5350 pontos de grade, abrange aproximadamente 8 km de altitude e uma extensão horizontal de 5 km.

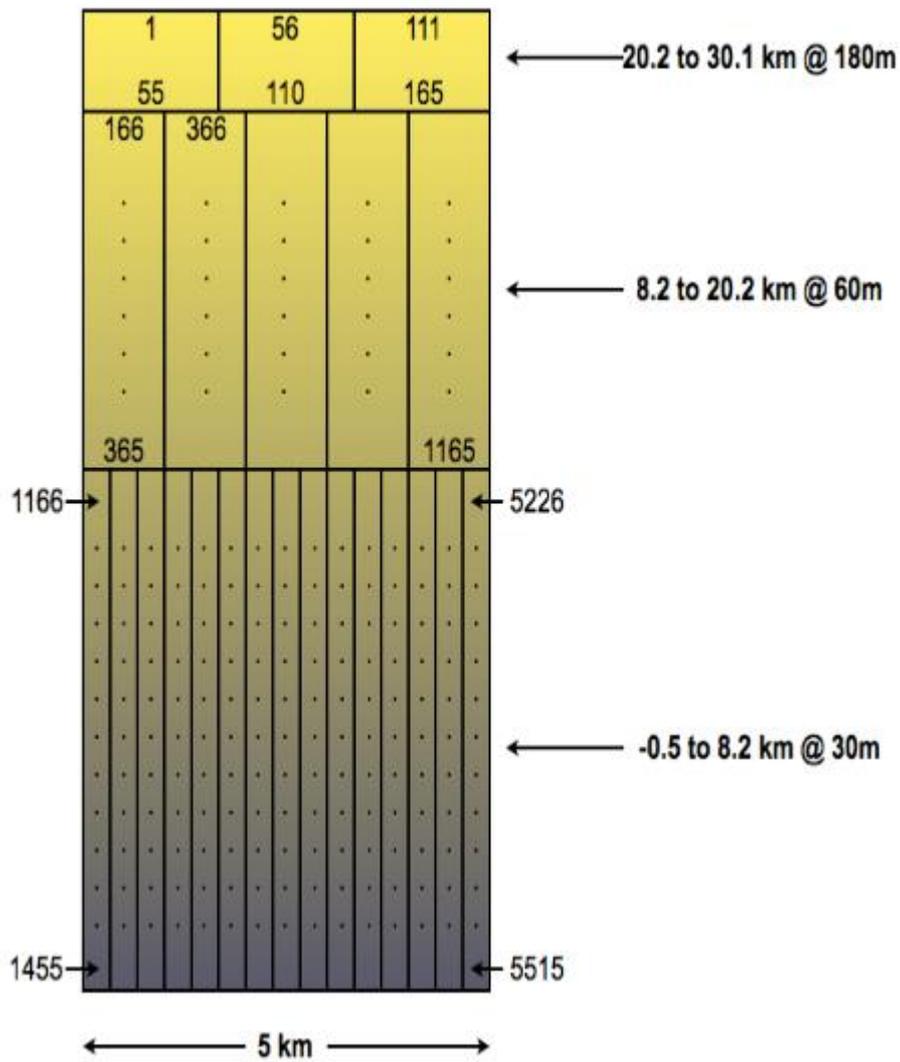


Figura 8 - Esquema dos blocos e resoluções do Vertical Feature Mask. Fonte: *Calipso Data Products Description*

Com as matrizes referentes à passagem do satélite, foram filtrados apenas os blocos que estão a no máximo 1 grau de latitude e/ou de longitude do ponto de estudo. Depois disso, os blocos de 1x5515 foram computados separadamente e alocados em bancos de dados referenciados por data.

Tabela 6 - Classificação de aerossóis do sensor CALIOP. Fonte: Adaptado de (WINKER et al., 2009)

Classificação de aerossóis do sensor CALIOP					
Caminho	Superfície	Retrospalhamento Atenuado	Razão de depolarização	Camada elevada?	Classificação do Aerossol
1	Neve ou gelo	$\gamma > 0.0015$	-	-	Continental Limpo
2	Neve ou gelo	$\gamma < 0.0015$	-	-	Continental Poluído
3	Continente ou Oceano	-	$0.075 < \delta < 0.20$	-	Poeira Poluída
4	Continente ou Oceano	-	$\delta > 0.20$	-	Poeira Desértica
5	Continente (Desértico)	$\gamma < 0.0005$	$\delta < 0.075$	-	Poeira Poluída
6	Continente (não desértico)	$\gamma < 0.0005$	$\delta < 0.075$	-	Continental Limpo
7	Continente	$\gamma > 0.0005$	$\delta < 0.075$	Não	Continental Poluído
8	Oceano	$\gamma < 0.01$	$\delta > 0.05$	-	Continental Poluído
9	Oceano	$\gamma < 0.01$	$\delta < 0.05$	Não	Marinho
10	Oceano	$\gamma > 0.01$	$\delta < 0.075$	Não	Marinho
11	Continente	$\gamma > 0.0005$	$\delta < 0.075$	Sim	Fumaça
12	Oceano	-	$\delta < 0.075$	Sim	Fumaça

Do MERRA-2 foi utilizado o produto M2TMNXAER e o produto M2TMNXCSP que dão informações mensais sobre os valores de fluxo e de razão de mistura para os diferentes tipos de aerossóis e dos parâmetros microfísicos do ciclo hidrológico, respectivamente. Os dados referentes aos tipos de aerossóis não serão calculados com o MODIS tendo em vista que a maioria dos dados de propriedades físicas de aerossóis da reanálise MERRA-2 já são assimilados dos dados do MODIS (GELARO et al., 2017).

Por fim, ainda nesta etapa do trabalho serão elaboradas as retrotrajetórias com o HYSPLIT. Os destinos das trajetórias nas configurações do modelo serão cada um dos sítios de estudo, a fim de entender como funciona a origem e o transporte de aerossóis nessas regiões.

Com o HYSPLIT, foram feitas retrotrajetórias a partir de cada ponto de estudo, separadas mensalmente. Para considerar o tempo de deposição dos aerossóis mais pesados, o tempo máximo de simulação foi selecionado em 72 horas. Para cada

mês, em todo o período de estudo foram elaboradas 4 simulações diárias, nos horários sinóticos 00:00 UTC, 06:00 UTC, 12:00 UTC e 18:00 UTC.

Depois, todas as retrotrajetórias de cada mês foram somadas e divididas em *clusters* com trajetórias médias mais similares. O método de escolha da quantidade de *clusters* de cada grupo mensal de retrotrajetórias foi o *elbow method*, ou método do cotovelo. Este método consiste em numa avaliação na mudança do desvio padrão na em função do número de *clusters*, isto é, como a mudança do número de clusters se afastaria ou se aproximaria da situação real. A Figura 9 é um exemplo de uma das análises desse tipo feitas nesse trabalho. No eixo x, a mudança em TSV (*Total Spatial Variance*, ou variância espacial total), e no eixo y, o número total de *clusters*.

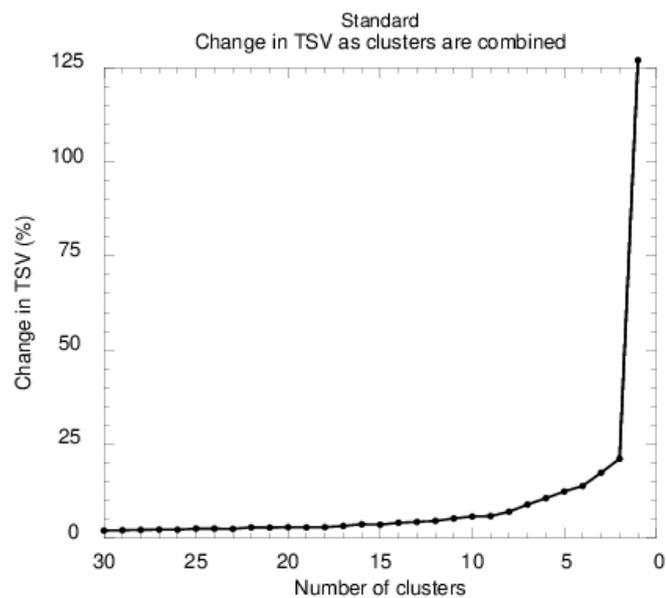


Figura 9 - Mudança na variância espacial total em relação ao número de clusters.

Pela análise da Figura 9 e utilizando o método deste trabalho, o número ideal de clusters nesse mês é 2. O salto de variância vai de em torno de 25% com 2 *clusters* para mais de 100% com 1 *cluster*. A ideia principal do método é que o menor número ótimo de *clusters* seja escolhido, em que ao mesmo tempo não prejudicasse a representação da realidade, mas facilitasse sua interpretação.

## 5 RESULTADOS

### 5.1. Aerossóis em Cuiabá

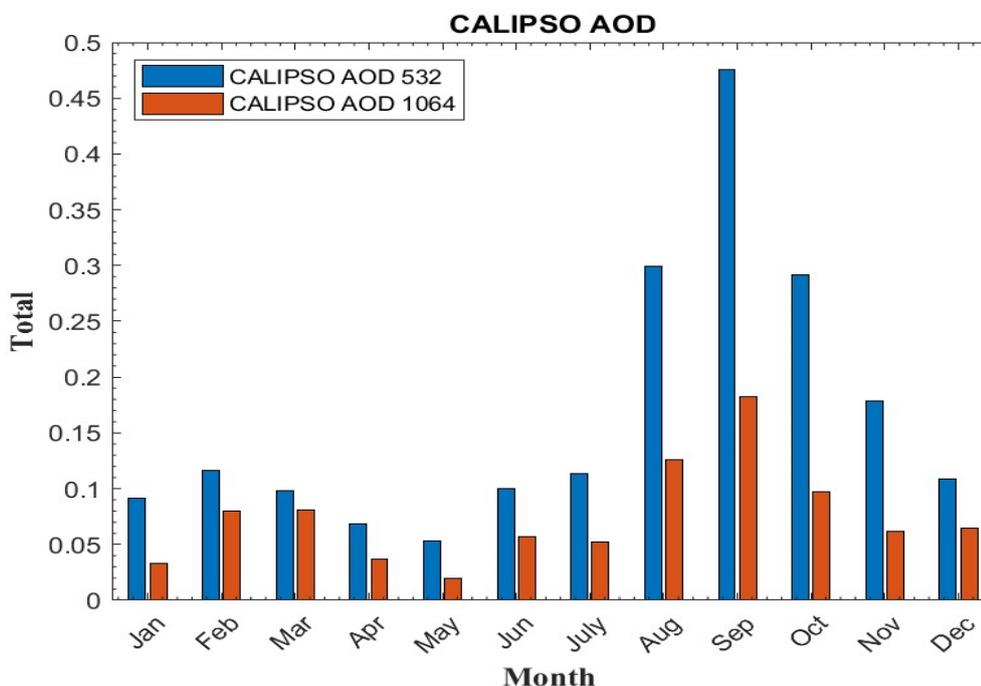


Figura 10 - Médias mensais de profundidade óptica medida pelo satélite CALIPSO em Cuiabá. Dados referentes ao período entre 2006 e 2019.

No gráfico, nota-se a evolução das espessuras óticas medidas em 532 nm e em 1064 nm. Como era de se esperar, os níveis mais altos de espessura ótica são registrados após o período mais seco do ano, entre agosto e outubro, com pico no fim do período seco, em setembro. Contrapondo esse indício de correlação, se observa um segundo pico secundário, em fevereiro. Além disso, é notável a diferença entre os níveis registrados em 532 e 1064 nm. Isso se dá por que o canal de 1064 nm, na região espectral do infravermelho, é próximo a janela do vapor d'água. Sendo assim, esse canal acaba recebendo contribuição do vapor d'água presente na atmosfera. Por isso, nos meses mais secos, a diferença é maior entre os níveis de 532 e 1064. Inclusive, no mês mais úmido, o de março, é o que se nota a menor diferença entre os dois canais. Além disso, também se nota que nos meses mais secos, os valores de espessura são mais altos, por causa da estabilidade atmosférica. Como a atmosfera fica mais estável no inverno, diminuem os

processos de deposição úmida e a atmosfera fica carregada de material particulado. Na Figura 11 é mostrada a quantidade de *pixels* classificados como *smoke* (em preto), *dust* (em vermelho) e *marine* (em azul claro), em todo o período de estudo.

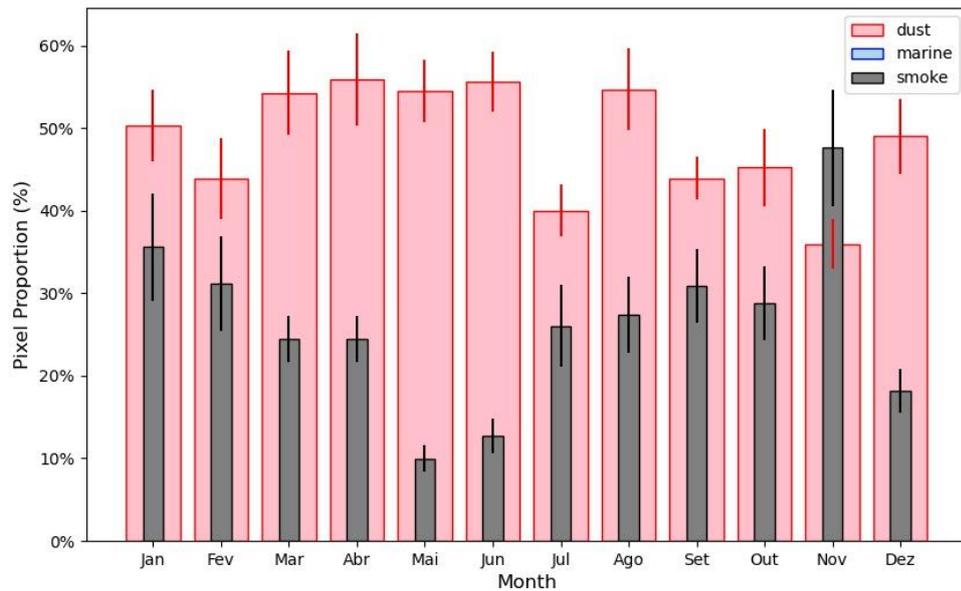


Figura 11 - Parcela do total da contagem de pixels para diferentes tipos de aerossol pelo satélite CALIPSO para Cuiabá. Dados referentes ao período entre 2006 e 2019.

Primeiro, nota-se a ausência de *pixels* classificados como aerossóis marinhos na região. Essa falta de aerossóis pode ser explicada pela distância entre Cuiabá e o litoral. Os outros tipos, de poluição continental e poeira dominam a amostragem quase que todo o ano, com exceção do período mais seco, entre agosto e outubro. É importante dizer que essa diminuição é em relação ao total absoluto, ou seja, alguma forçante de outro tipo de aerossol aparece principalmente nesta época do ano. A área de estudo do gráfico, Cuiabá, está localizada próximo a regiões dos Biomas do Cerrado e da Amazônia, que têm episódios frequentes de queimadas nesses meses do ano (ARTAXO et al., 2005b; DIONIZIO DA SILVA et al., 2017b; LIBONATI; DACAMARA; SETZER, 2016b; PIVELLO, 2011b). Pela análise dos dados da reanálise MERRA-2 apresentados na Figura 12, que mostra os valores médios mensais dos diferentes tipos de aerossóis.

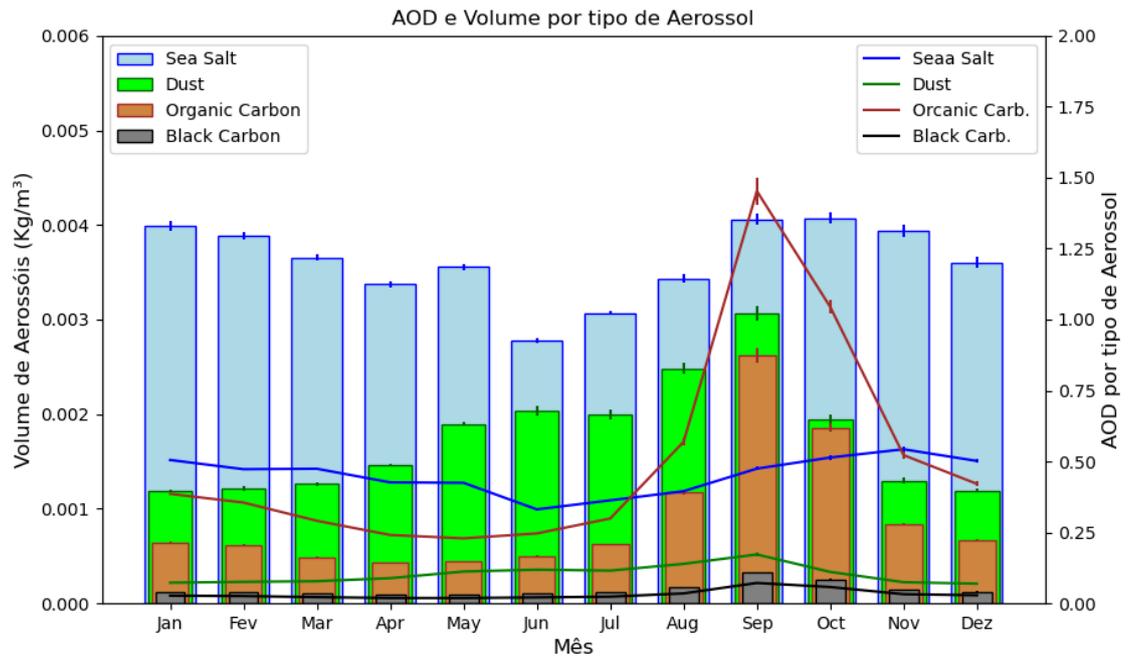


Figura 12 - Médias mensais de diferentes tipos de aerossóis e suas profundidades ópticas em Cuiabá, pelo MERRA-2. Dados referentes ao período entre 2006 e 2019

Pode-se notar que as barras roxas, referentes à poeira, representam o maior volume em todos os meses. Todos os aerossóis apresentam maiores volumes nos meses secos. Também é possível observar que os aerossóis carbonáceos, orgânicos e *black carbon*, têm sazonalidade mais demarcada do que os de outros tipos. Inclusive, nos meses secos, os aerossóis orgânicos, representam a maior parte da espessura ótica dentre os aerossóis. Outro aspecto notável, é de que apesar de serem maioria no volume, os aerossóis de poeira não representam os maiores volumes de espessura ótica, e sim os orgânicos. Diferente da verificação do CALIOP, o MERRA considera aerossóis de sal marinho em sua representação atmosférica da área de estudo.

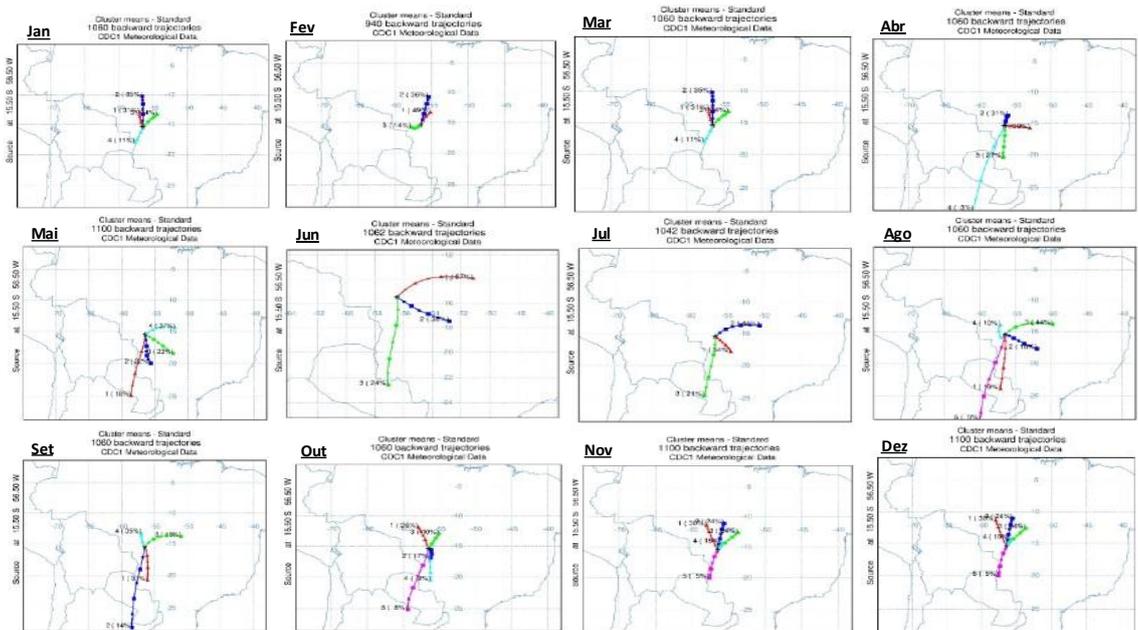


Figura 13 - Clusters mensais de retrotrajetórias simuladas pelo modelo HYSPLIT. Dados de Cuiabá com período de 2006 a 2019.

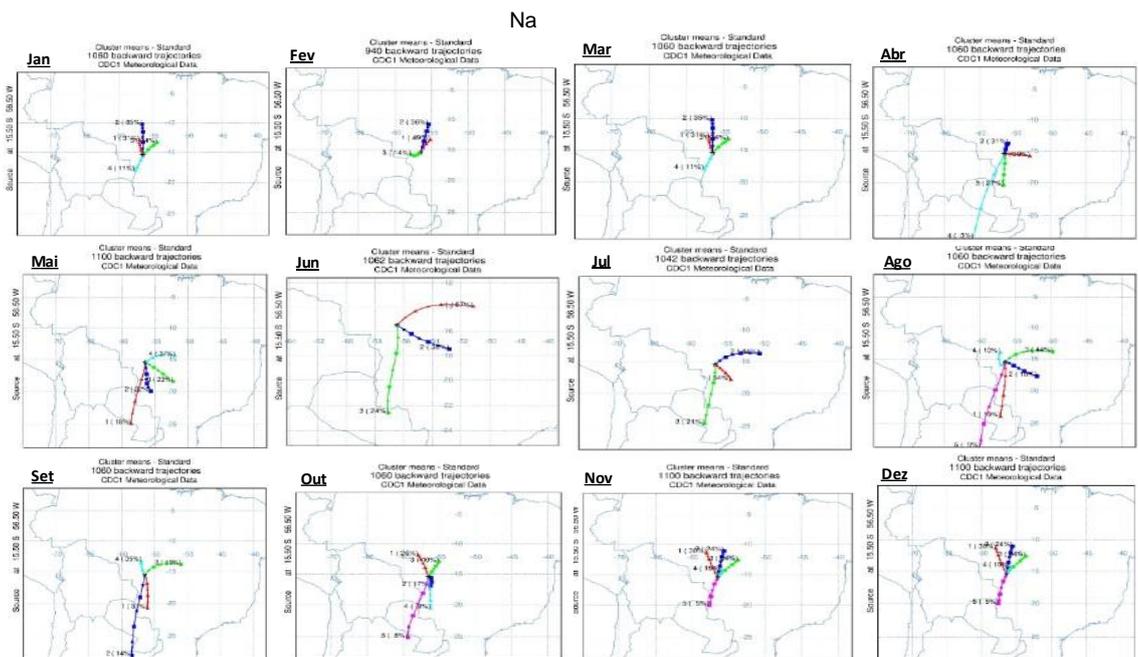


Figura 13, estão representados os *clusters* de retrotrajetórias mensais finalizadas no ponto central da área de estudo. Nas figuras, nota-se a sazonalidade das trajetórias. No período de verão (DJF), as trajetórias são predominantemente de norte, vindas do bioma amazônico. Após esse período, iniciado o outono (MAM), os *clusters* de trajetórias vindas do sul do país começam a ganhar mais força. No Inverno (JJA), as trajetórias vindas de sul atingem sua maior fatia nos totais mensais de trajetórias, pois são os meses com maior incursão de frentes frias na

região. Finalmente, na primavera (SON), as trajetórias voltam a ser predominantemente de norte. Entre o outono e o inverno, também se nota um padrão de que as trajetórias ficam bem mais de leste do que nos outros meses do ano. Os meses mais úmidos, em que as trajetórias vêm com maior proporção do cerrado, coincidem com os picos, na Figura 11, de aerossóis com origem mineral e os poluídos continentais. Esse fato pode ser explicado pelo cerrado ser um solo naturalmente mais seco (GEVAERD et al., 2014), portanto, um solo propenso à suspensão de partículas no ar. Já nos meses mais secos, há queimadas em todos os arredores da área de interesse, por todas as direções. Para continuar o estudo, na Figura 14, a anomalia padronizada média mensal de cada um dos tipos de aerossol e de AOD e AOT, considerados pelo MERRA-2 e pelo CALIPSO, além do produto de área queimada MCD64 do MODIS.

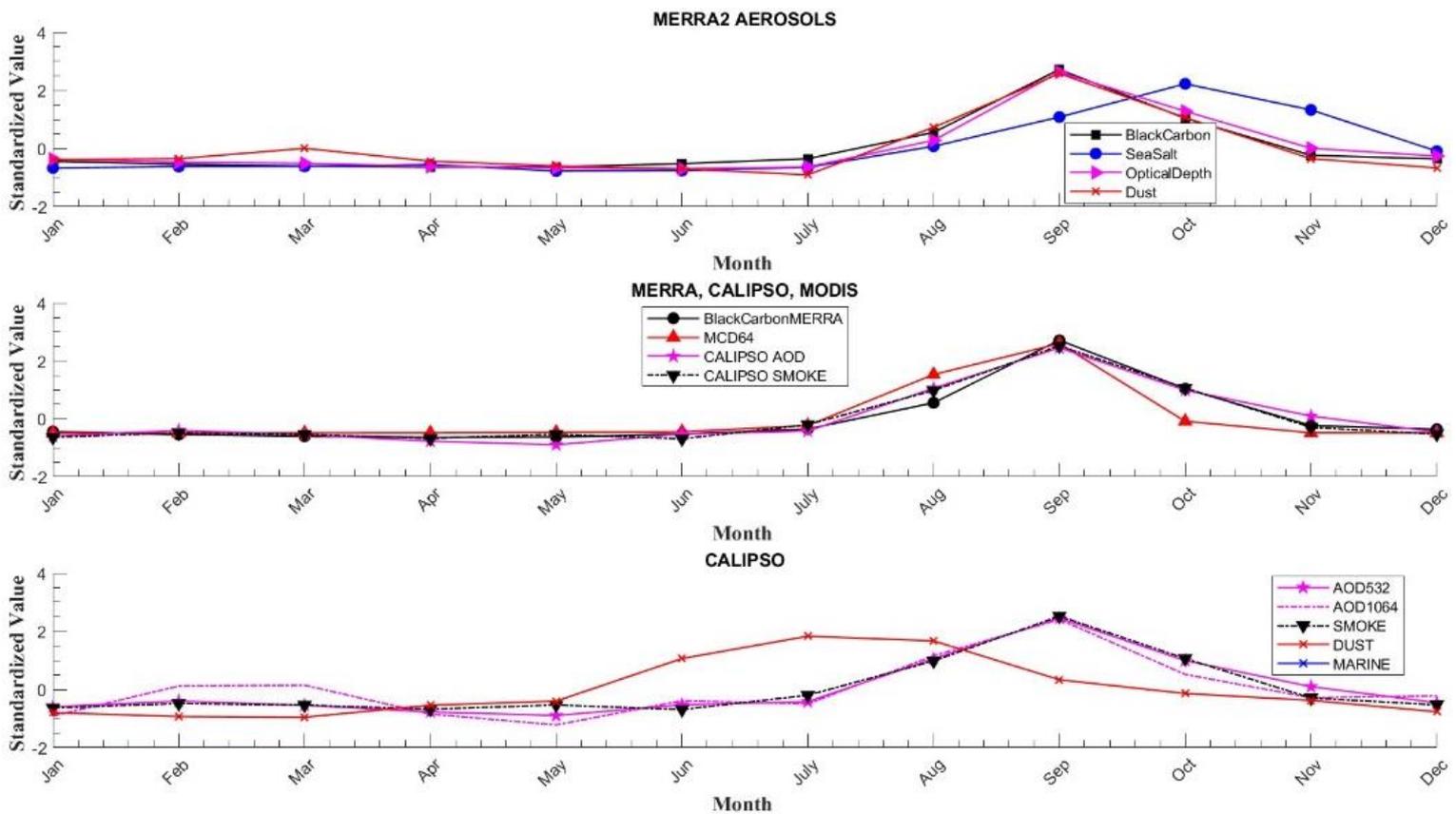


Figura 14 - Anomalias padronizadas para médias mensais dos produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD64. Dados de Cuiabá com período de 2006 a 2019.

Primeiro, no gráfico de cima, estão as evoluções temporais apenas do MERRA-2. Todos os aerossóis apresentam máximos em setembro, com exceção do sal marinho com máximo da curva em outubro. Na curva de baixo, do satélite CALIPSO, não há detecção de sal marinho na área de estudo. A curva de *dust*, com máximo entre junho julho e agosto, também não está correlata à curva de representação do mesmo tipo no MERRA-2. O *black carbon* e a profundidade óptica, estão com evolução parecida na reanálise e no satélite.

A seguir, na Tabela 7, a matriz correlação entre todos os tipos de aerossol e profundidade óptica considerados pela reanálise MERRA, pelo satélite CALIPSO e o produto de área queimada do sensor MODIS.

Tabela 7 - Matriz correlação entre os produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD-64. Dados de Cuiabá com período de 2006 a 2019.

Matriz Correlação	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
<b>MERRA-2</b>										
(1): Black Carbon	1,00	0,68	0,98	0,96	0,98	NaN	0,26	0,97	0,89	0,89
(2): Sea Salt	0,68	1,00	0,76	0,65	0,67	NaN	0,01	0,72	0,54	0,38
(3) AOT	0,98	0,76	1,00	0,96	0,95	NaN	0,12	0,96	0,86	0,82
(4): Dust	0,96	0,65	0,96	1,00	0,95	NaN	0,12	0,95	0,91	0,87
<b>CALIPSO</b>										
(5): Smoke	0,98	0,67	0,95	0,95	1,00	NaN	0,35	0,98	0,91	0,92
(6): Marine	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
(7): Dust	0,26	0,01	0,12	0,12	0,35	NaN	1,00	0,32	0,28	0,44
(8): AOD 532	0,97	0,72	0,96	0,95	0,98	NaN	0,32	1,00	0,94	0,91
(9): AOD 1064	0,89	0,54	0,86	0,91	0,91	NaN	0,28	0,94	1,00	0,89
<b>MCD64</b>										
(10): B. Area	0,89	0,38	0,82	0,87	0,92	NaN	0,44	0,91	0,89	1,00

Na tabela, analisando o *black carbon* do MERRA-2 há uma correlação de 98% com o AOT da própria reanálise e com o *smoke* do CALIPSO. Ou seja, há indício de que a reanálise considere o *black carbon* como um dos moduladores da AOT na região além disso, de que haja uma boa representação da curva de fumaça presente na atmosfera pela reanálise, como visto na comparação com o satélite.

Já o *sea salt* do MERRA-2, tem uma correlação de 76% com o AOT da própria reanálise e com o similar da identificação de sal marinho pelo CALIPSO não há correlação, uma vez que não foi identificado esse tipo de aerossol pelo CALIOP na área de estudo. Logo, há indicação de que o MERRA-2 considere outro tipo de aerossol como sal marinho no total de aerossóis ao longo do ano em Cuiabá-MT.

No *dust* do MERRA-2, há uma correlação de 96% com o *black carbon* e com o AOT da própria reanálise, indicando que junto com o *black carbon*, há uma alta representatividade desse tipo de aerossol na variação total de AOT. Já na correlação com o que é classificado como *dust* pelo CALIPSO não há

significância estatística, indicando uma representatividade ruim desse particulado na atmosfera pela reanálise.

Analisando o que é classificado como *smoke* pelo CALIPSO, há uma correlação de 98% com o AOD 532, 91% com o AOD 1064 e 92% com o MCD64. Isso indica que as queimadas na própria região têm grande contribuição para a variação de *smoke* na região e que a quantidade de *smoke* contribui para a variação de AOD nos dois comprimentos de onda, concordando com estudos recentes (PALÁCIOS et al., 2022). Além disso, a correlação de 91% entre o AOD 532 e as queimadas do MCD64, apenas corroboram o fato da contribuição das queimadas para a profundidade óptica da região.

Não se pode deixar de ressaltar que a principal fonte de dados de aerossóis para a reanálise MERRA-2 é o sensor MODIS. Dito isso, há conhecimento científico das limitações desse sensor em algumas regiões do globo, como na América do Sul, por exemplo (LANZACO et al., 2016).

## 5.2 Aerossóis em Alta Floresta

Na Figura 15 estão representadas as médias mensais da profundidade óptica dos aerossóis atmosféricos nos comprimentos de onda de 532 nm, no espectro visível, e de 1064, no infravermelho. Analisando as barras nos dois comprimentos de onda, observa-se que os picos estão presentes no período agosto-setembro-outubro. A diferença é que os picos do canal de 532 são bem mais evidenciados do que os do canal próximo ao infravermelho, 1064. Como a região está numa zona de floresta tropical úmida, apresenta altos valores de umidade durante todo o ano (INMET), por isso, há pouca variação na medida dessa faixa espectral em Alta Floresta. Outro padrão mostrado na figura, é que a medição os dois canais apresentam pico secundário em março, no auge do período úmido da região.

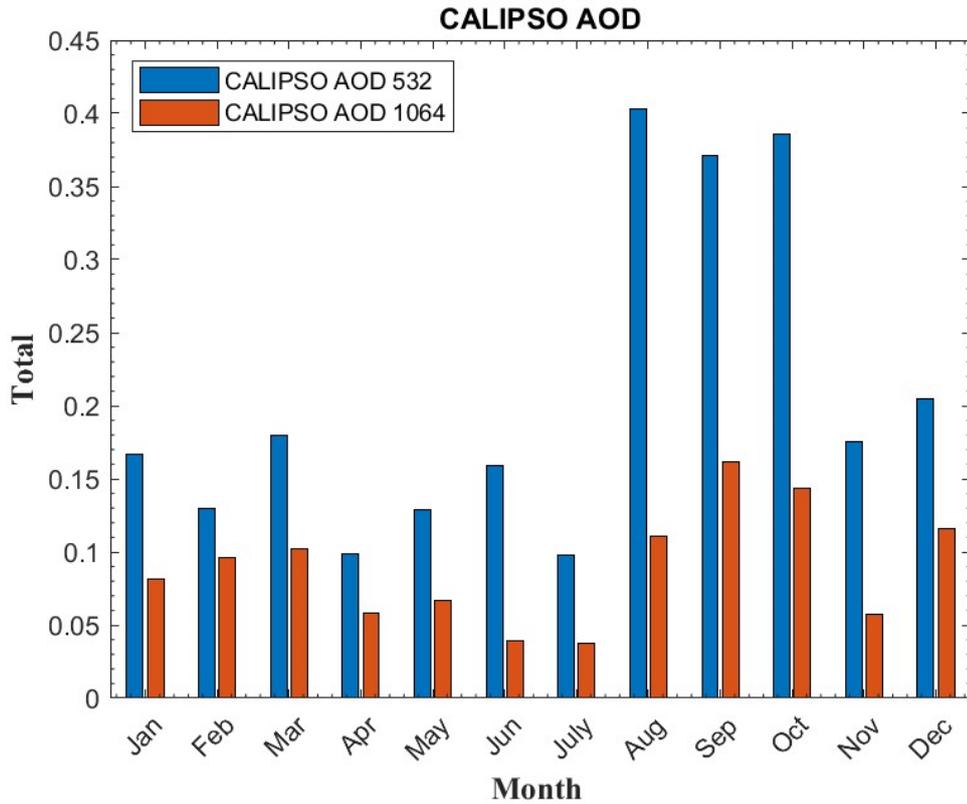


Figura 15 - Médias mensais de profundidade óptica pelo satélite CALIPSO, em Alta Floresta. Dados referentes ao período de 2006 a 2019.

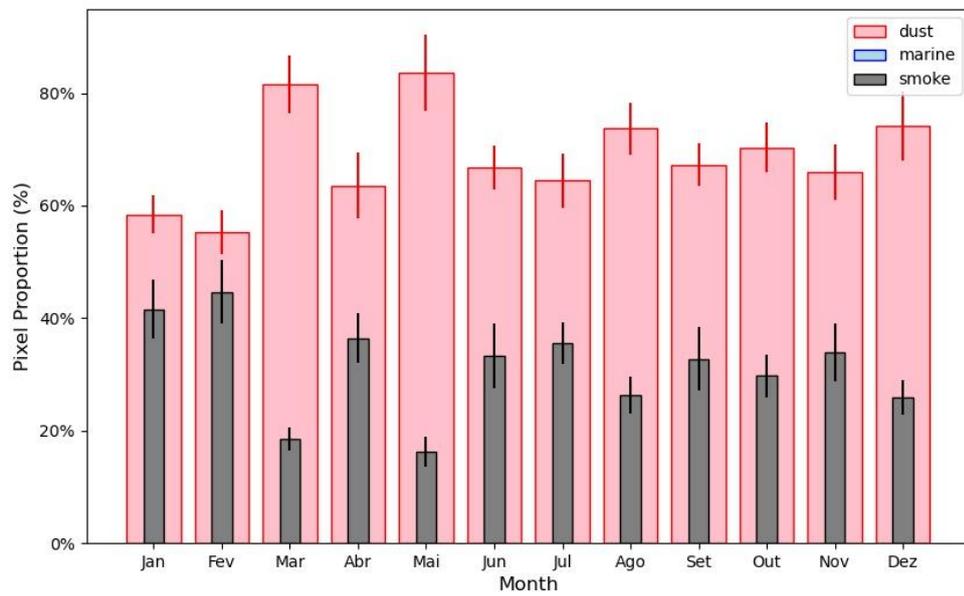


Figura 16 - Parcela do total de pixels mensais classificados como diferentes tipos de aerossóis pelo CALIPSO, em Alta Floresta. Dados referentes ao período de 2006 a 2019.

Na Figura 16, observa-se a contagem de pixels utilizando a metodologia proposta anteriormente neste trabalho. Nesta análise, foi disposta a proporção entre os pixels classificados como diferentes tipos de aerossol. Ao longo de quase todo o ano, os pixels classificados como *dust* têm a maior contribuição para o total de aerossóis atmosféricos na região. A maior contribuição proporcional de black carbon ao total de aerossóis se dá entre os meses de janeiro e fevereiro. Esse fato pode estar ligado a característica hidrofobia desses aerossóis. Apesar do ápice do período seco ser entre os meses de maio e de setembro, quando muitas queimadas são observadas na região (LIBONATI; DACAMARA; SETZER, 2016b), esse não é o período onde há maior contribuição proporcional.

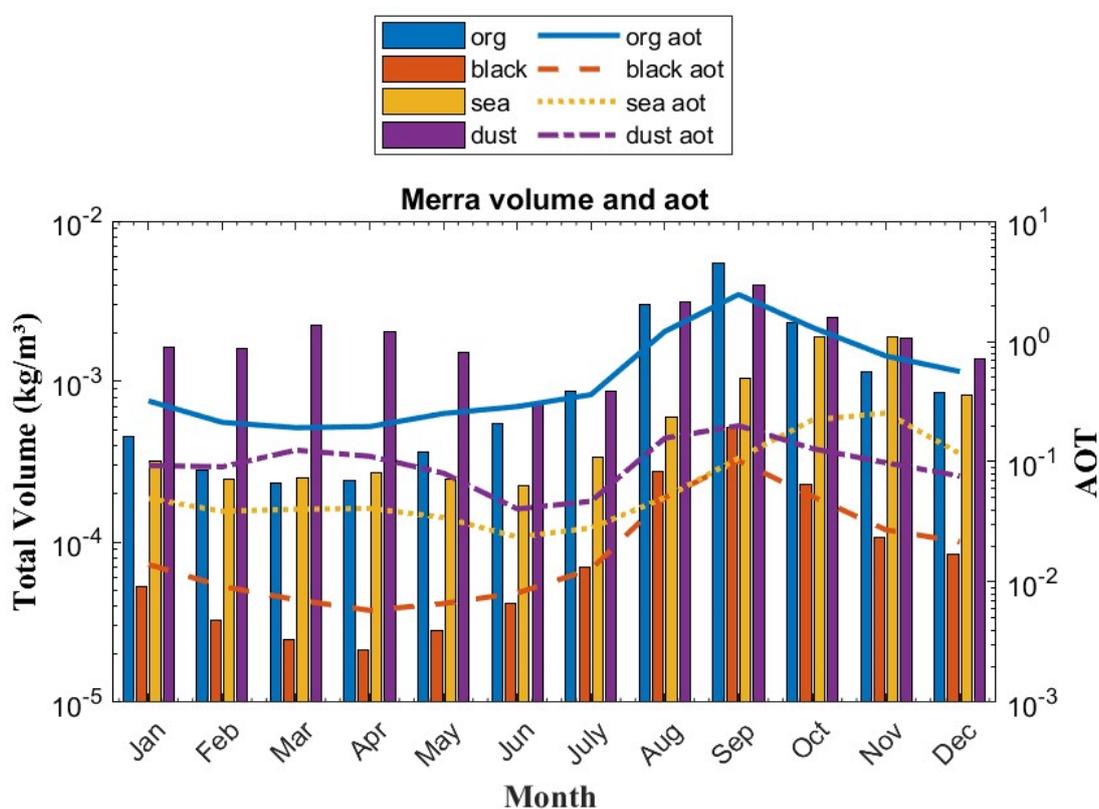


Figura 17 - Médias mensais de volume ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ) e profundidade óptica para diferentes tipos de aerossóis na reanálise MERRA-2, em Alta Floresta. Dados referentes ao período de 2006 a 2019.

Na Figura 17, estão os totais de profundidade óptica e de volume dos aerossóis na atmosfera, considerados pela reanálise MERRA-2. A poeira apresenta os maiores valores de volume na atmosfera, durante quase todo o ano. Já em relação à profundidade óptica, os maiores valores são atribuídos ao carbono orgânico.

Apesar de estar longe dos oceanos, nas suas simulações atmosféricas o MERRA-2 leva em consideração aerossóis marinhos em seus cenários, como pode ser visto no gráfico, com máximos de volume e de espessura entre os meses de outubro e novembro. Apesar disso, como pode ser observado na Figura 16, com a detecção pelo satélite CALIPSO não há qualquer sinal significativo de aerossol marinhos. Os aerossóis carbonáceos, *black* e *organic carbon*, apresentam sazonalidade bem evidenciada, com máximo nos meses mais secos, agosto setembro e outubro. O *organic* inclusive, ultrapassa os totais de poeira e alcança o maior volume dentre os tipos de aerossóis, em setembro. Como Alta Floresta possui estação seca e chuvosa bem demarcada (INMET), é normal que os volumes de aerossóis sejam maiores na época mais seca, por causa dos processos de deposição úmida pela chuva na atmosfera.

A área de estudo é rodeada por áreas que costumam queimar no período seco por todos os lados (ARTAXO et al., 2005b). Apesar disso, há períodos do ano em que o movimento atmosférico é mais dinâmico e há maior troca de aerossóis entre áreas próximas ou longas. Para elaborar essa investigação, na Figura 18 foram feitas simulações com o modelo lagrangiano de trajetórias, o HYSPLIT.

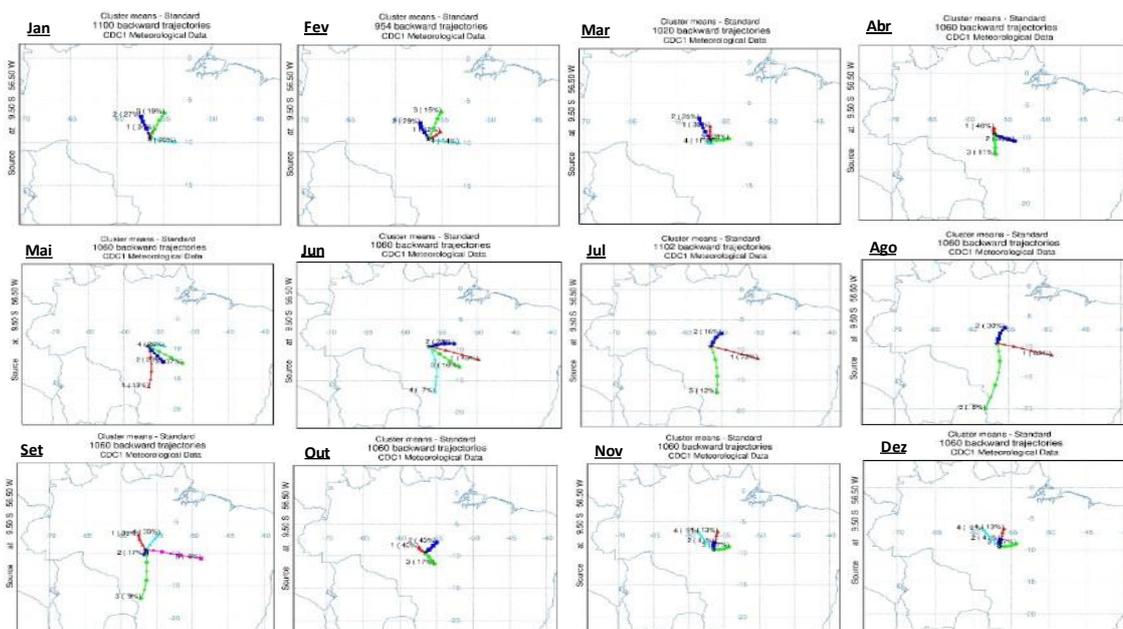


Figura 18 - Clusters mensais de retrotrajetórias pelo modelo HYSPLIT, em Alta Floresta. Dados referentes ao período de 2006 a 2019.

Nas trajetórias, há uma sazonalidade evidenciada, onde as trajetórias são em grande parte vindas de norte, no início do ano. Depois desse período, com a chegada da estação seca, as trajetórias vindas de sul aumentam, com o avanço de massas de ar polar pelo país. Com isso, no inverno, chegam a aparecer *clusters* com origem próxima à fronteira entre a Bolívia e o Paraguai. Mas, a partir de outubro, com o início do período úmido, os *clusters* de trajetórias são todos muito próximos a Alta Floresta. Também no período mais seco, trajetórias vindas de leste tem maior frequência, esse fato pode ser explicado pelo deslocamento da ASAS em direção ao continente nessa época do ano. Para manter a investigação, a Figura 19 traz os resultados das anomalias padronizadas da reanálise MERRA-2, do sensor MODIS e do satélite CALIPSO. No gráfico superior, com os dados da reanálise, é possível perceber que ela posiciona quase todos os máximos de aerossóis no auge do período seco, em setembro. A única exceção fica por conta do sal marinho, que apresenta pico entre os meses de outubro e de novembro. No gráfico de baixo, de dados observados, o CALIPSO apresenta sazonalidade parecida, com algumas pequenas diferenças. Quanto ao sal marinho, como se viu

na Figura 16, o CALIPSO não classificou um número significativo de pixels como esse tipo de aerossol em Alta Floresta.

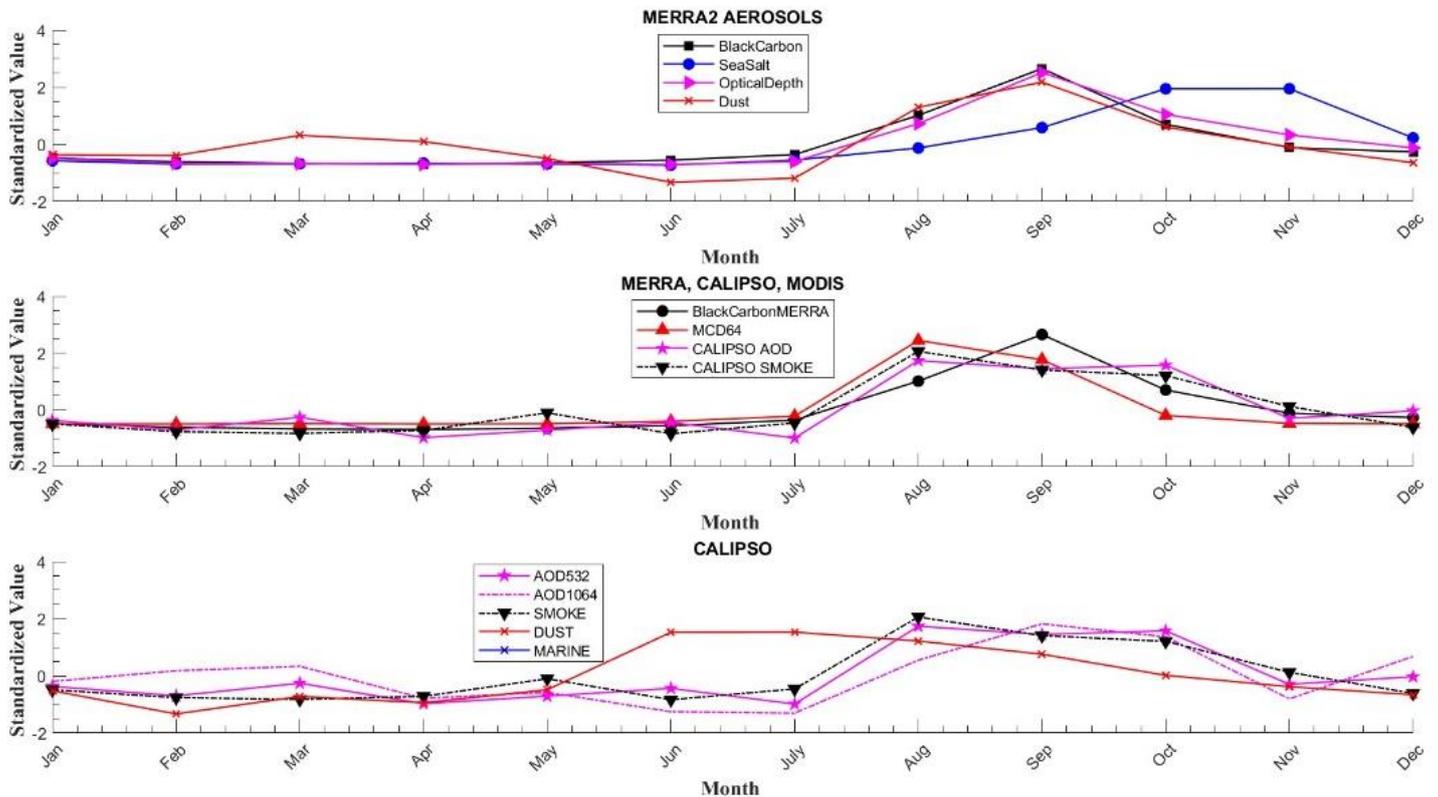


Figura 19 - Anomalia padronizada das médias mensais dos produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD-64. Dados de Alta Floresta com período de 2006 a 2019.

Ainda no gráfico inferior da Figura 19, pelo CALIPSO, o pico de *smoke* na região acontece em agosto. Pela análise do CALIPSO, o pico de AOD não é claramente em setembro, e sim entre os meses de agosto setembro e outubro, como já foi visto na

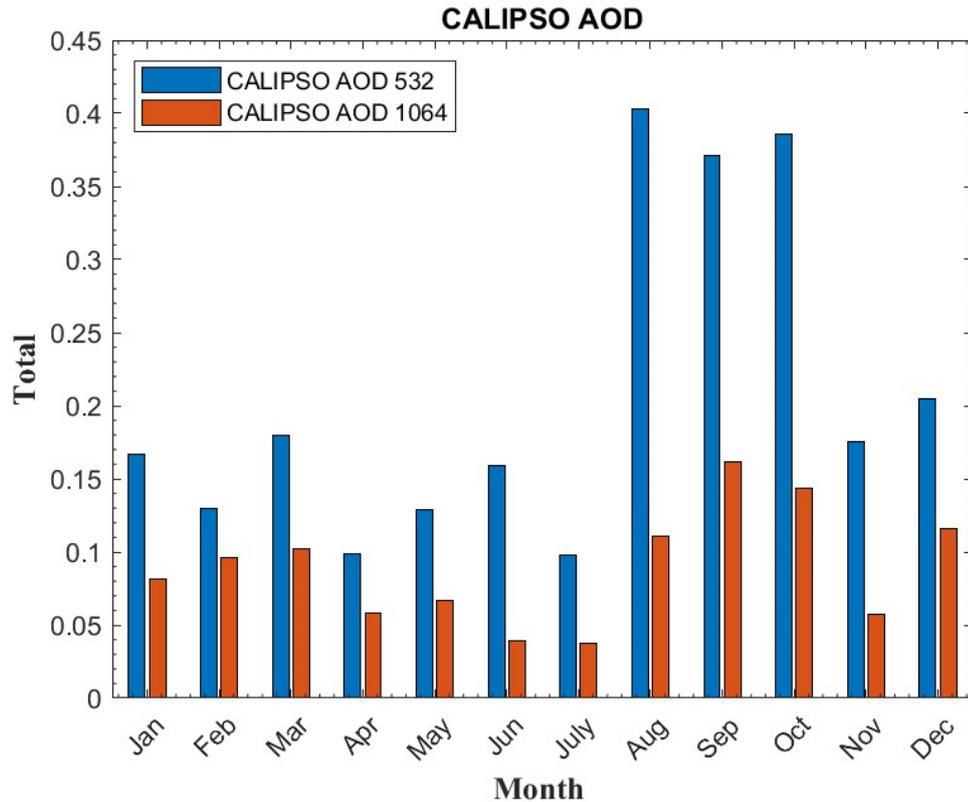


Figura 15. O gráfico do meio da Figura 19 evidencia as diferenças entre as considerações do satélite CALIPSO e as considerações da reanálise MERRA-2. Por exemplo, o CALIPSO posiciona o pico de fumaça no mesmo mês do pico de queimadas identificadas pelo MCD64, o que é mais coerente do que o posicionamento do pico de *black carbon* do MERRA-2, em setembro. A seguir, na Tabela 8, a matriz correlação entre todos os tipos de aerossol e profundidade óptica considerados pela reanálise MERRA, pelo satélite CALIPSO e o produto de área queimada do sensor MODIS. As curvas de profundidade óptica possuem comportamento parecido ao mapeado em literatura (DA SILVA PALÁCIOS et al., 2022).

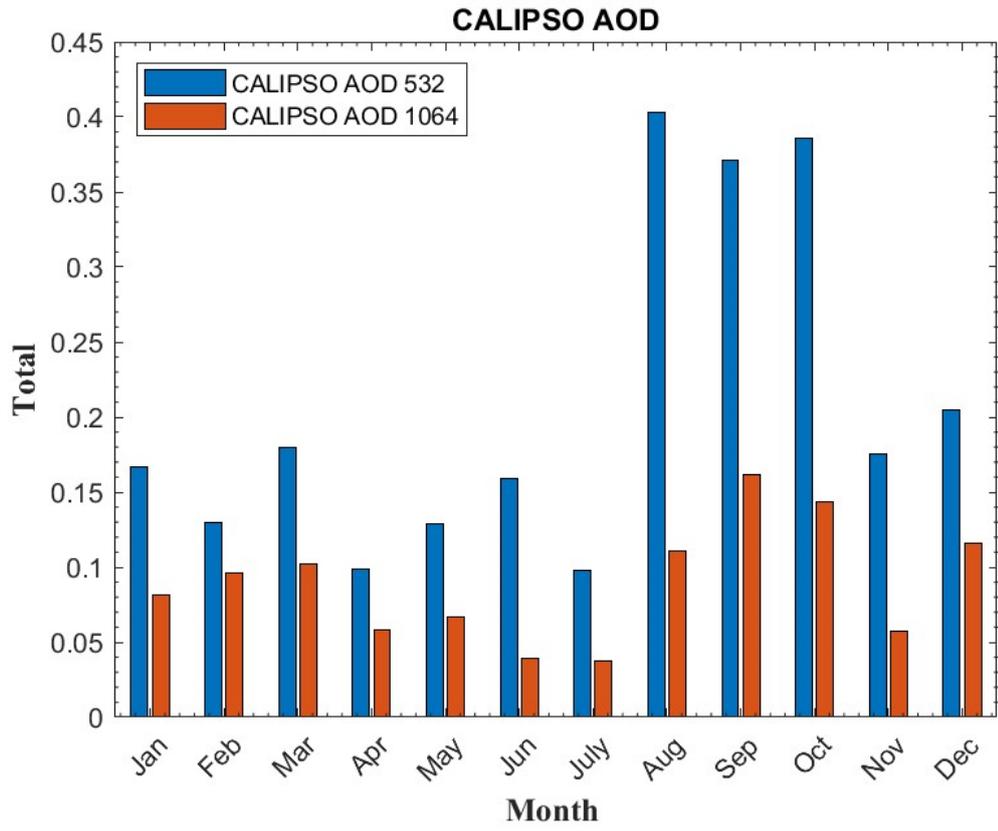


Tabela 8 - Matriz correlação entre os produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD64. Dados de Alta Floresta com período de 2006 a 2019.

Matriz Correlação	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
MERRA-2										
(1): Black Carbon	1,00	0,47	0,98	0,85	0,84	NaN	0,42	0,84	0,74	0,82
(2): Sea Salt	0,47	1,00	0,64	0,37	0,53	NaN	0,01	0,54	0,41	0,12
(3): AOT	0,98	0,64	1,00	0,84	0,83	NaN	0,31	0,85	0,77	0,72
(4): Dust	0,85	0,37	0,84	1,00	0,79	NaN	0,04	0,79	0,79	0,77
CALIPSO										
(5): Smoke	0,84	0,53	0,83	0,79	1,00	NaN	0,42	0,91	0,62	0,85
(6): Marine	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
(7): Dust	0,42	0,01	0,31	0,04	0,42	NaN	1,00	0,34	-0,12	0,53
(8): AOD 532	0,84	0,54	0,85	0,79	0,91	NaN	0,34	1,00	0,80	0,77
(9): AOD 1064	0,74	0,41	0,77	0,79	0,62	NaN	-0,12	0,80	1,00	0,51
MCD64										
(10): B. Area	0,82	0,12	0,72	0,77	0,85	NaN	0,53	0,77	0,51	1,00

Considerando representação de *black carbon* do MERRA-2, há uma correlação de 98% com o AOT da própria reanálise, 84% com o *smoke*, 84% com o AOD 532 e 82% com a área queimada do MCD64. Logo, há indicativo de que a reanálise considere esse tipo de aerossol como um grande modulador da profundidade óptica na região. Analisando a comparação com o seu similar do satélite CALIPSO, o *smoke*, há também alta correlação, ou seja, uma boa representação da realidade por parte da reanálise. Também há alta correlação com os valores de área queimada do MCD64 e dos valores de AOD do próprio CALIPSO.

Analisando o sal marinho, há correlação de 64% com o AOT considerado pela reanálise e 54% com o AOD do satélite CALIPSO. Não há correlação entre os valores considerados pela reanálise MERRA-2 e pelo similar do satélite CALIPSO, pois o sensor CALIOP não identificou aerossóis de sal marinho na área de estudo. Logo, há indicação de que a reanálise esteja considerando erroneamente esse tipo de aerossol na área de estudo. Analisando o *dust* do MERRA-2, há uma correlação de 85% com o *black carbon*, indicando que a

reanálise considera uma evolução parecida entre as duas séries temporais, com máximos no período seco. A correlação entre o *black carbon* e o AOT da reanálise também é grande, 84%, uma indicação de que a reanálise considera o *dust* também como um dos moduladores da profundidade óptica na região. Na comparação entre os *dust* do satélite e da reanálise, a correlação não teve significância estatística. Mas, na comparação entre o AOD do satélite e o *dust* da reanálise, há correlação próxima aos 80%, indicando que o efeito de algum outro tipo de aerossol seja representado como *dust* na reanálise.

A série temporal dos *pixels* classificados como *smoke* pelo satélite tem correlação de 84% com o *black carbon* do MERRA-2, 91% com o AOD 532, 62% com o AOD 1064 e 85% do MCD64. Ou seja, há uma boa representação dos aerossóis de fumaça pela reanálise. Também há indicativo de que os aerossóis de *smoke* modulem a variação do AOD 532, mas que tenham impacto menor no AOD 1064. Por fim, com uma correlação de 85% entre o *smoke* e o MCD64 e 77% entre o MCD64 e o AOD532, há indicação de que as queimadas na própria região sejam capazes de interferir muito na variação de AOD ao longo do ano. Indicação essa que é coerente com resultados já vistos em literatura (DA SILVA PALÁCIOS et al., 2022).

### 5.3 Aerossóis em São Martinho

Para iniciar a análise dos aerossóis atmosféricos em São Martinho-RS, a análise da profundidade óptica dos aerossóis atmosféricos medida pelo sensor CALIOP a bordo do satélite CALIPSO.

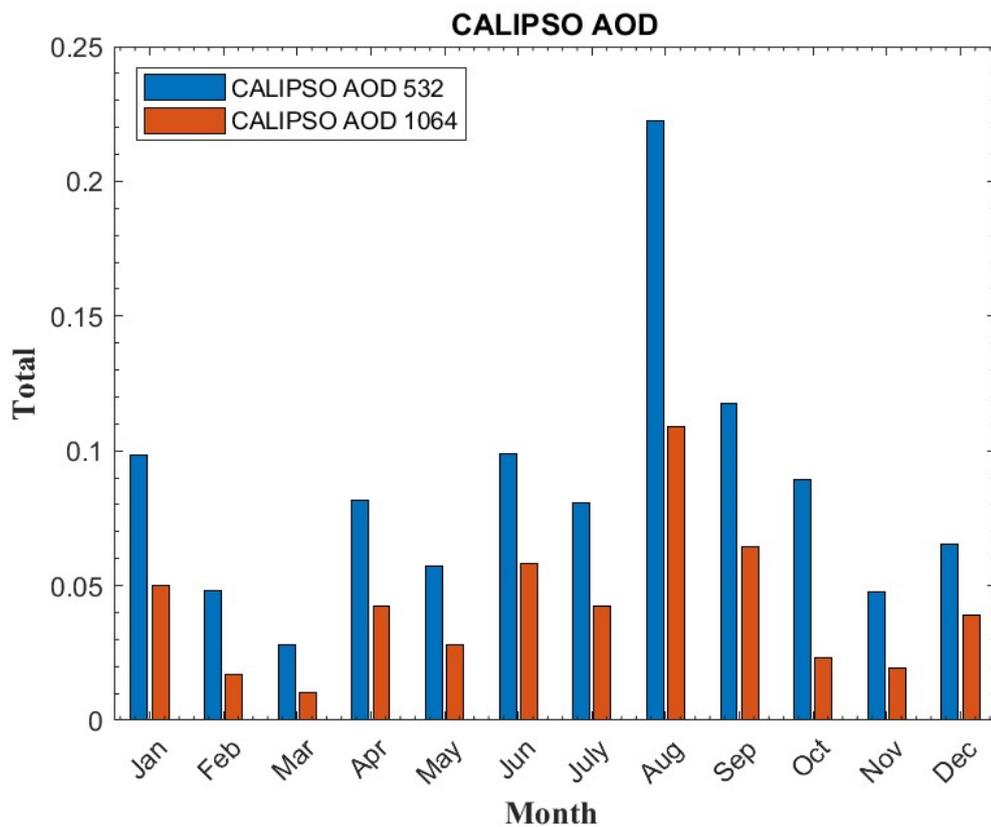


Figura 20 - Médias mensais de profundidade óptica pelo satélite CALIPSO, em São Martinho-RS. Os dados são referentes a passagens do satélite entre 2006 e 2019.

Na Figura 20 é apresentada a evolução temporal da média mensal dos valores de profundidade óptica dos aerossóis, em São Martinho. A evolução da curva dos níveis de AOD é bem definida, tendo pico nos meses de inverno (JJA). O pico de profundidade óptica, tanto no canal de 532 nm quanto no canal de 1064, é registrado no mês de agosto, enquanto o mínimo, no mês de março. Alguns meses apresentam diferenças nas proporções entre os dois canais, devido as diferentes características de captação de suas faixas espectrais. O canal de 1064, no

infravermelho, está muito próximo à janela espectral do vapor d'água, enquanto o canal de 532 se encontra no espectro visível. As maiores diferenças entre os valores de profundidade óptica nas duas bandas não parecem seguir um padrão atrelado à climatologia (INMET) de chuvas da região.

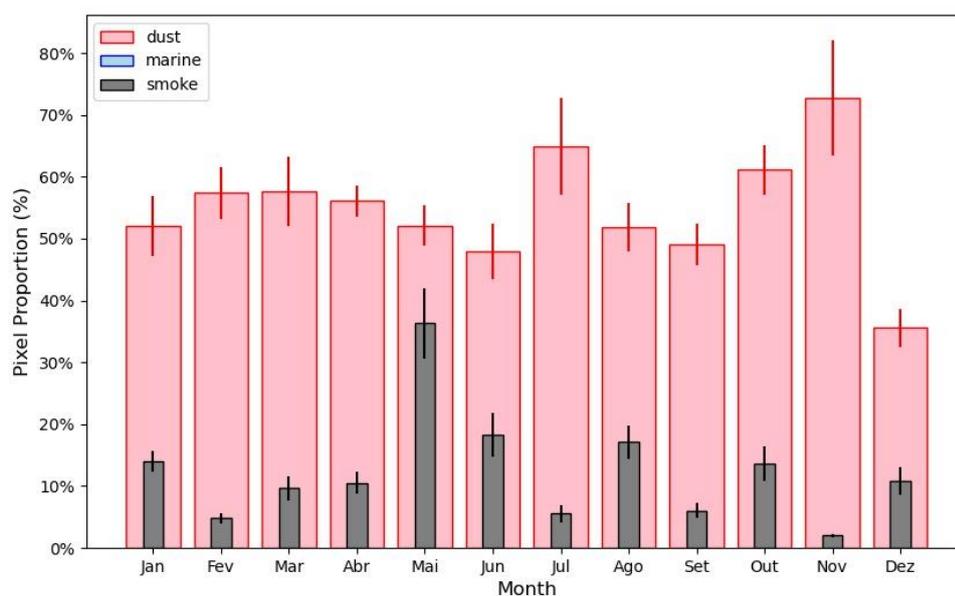


Figura 21 - Porção do total de pixels de aerossóis classificados em diferentes tipos pelo satélite CALIPSO, em São Martinho-RS. Os dados são referentes a passagens do satélite entre 2006 e 2019.

Na Figura 21, as proporções mensais de quantidade de pixels classificados como *marine* (azul), *smoke* (preto) e *dust* (vermelho), pelo VFM do CALIPSO. Em São Martinho, também não houve registro significativo de aerossóis do tipo marinho. Os dois tipos, *smoke* e *dust*, representam a maioria na classificação de tipos de aerossol na área de estudo. Mais especificamente, o tipo de aerossóis de *smoke* apresenta pico de representatividade entre maio e junho, enquanto o de poeira mineral tem a maior representatividade em todo o ano. Nas proximidades da área de estudo, não há documentação de nenhum evento significativo que possa influenciar nos níveis de aerossol na atmosfera, como as queimadas.

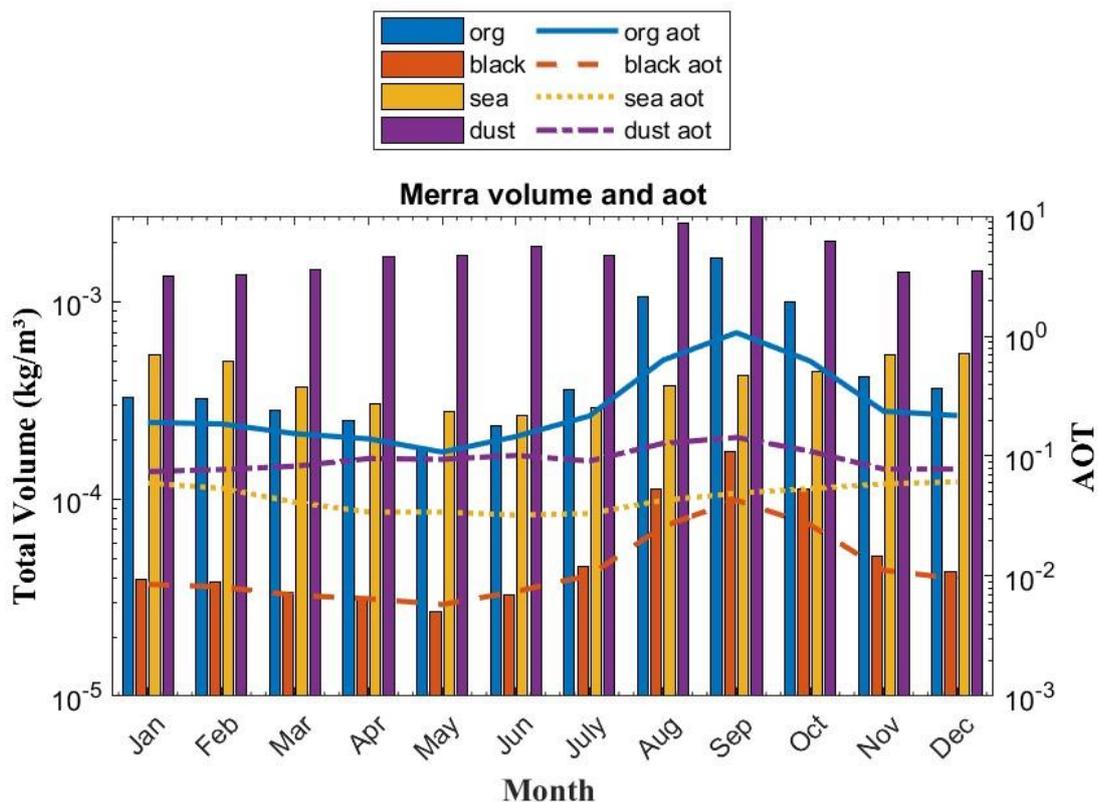


Figura 22 - Médias mensais de volume ( $\text{kg/m}^3$ ) e de profundidade óptica dos diferentes tipos de aerossóis pelo merra-2, em São Martinho-RS. Os dados são referentes a passagens do satélite entre 2006 e 2019.

Assim como na detecção do CALIPSO, na Figura 22, a reanálise MERRA-2 também considera uma atmosfera rica em aerossóis de poeira mineral, em barras roxas no gráfico. Esses aerossóis apresentam os maiores valores, dentre os outros tipos de aerossóis, durante todo o ano. Pela reanálise, o pico desses aerossóis ocorre entre os meses de agosto e setembro. Apesar da evidenciada sazonalidade na curva do volume atmosférico, em barras, quando analisamos a linha de espessura óptica desse mesmo aerossol, quase não há variação durante o ano. Além disso, a contribuição não é apenas a segunda maior para o total de profundidade óptica dos aerossóis na atmosfera da região. Assim como nas outras localidades, o MERRA-2 também considera um nível bastante significativo de aerossóis de sal marinho em São Martinho (em barras amarelas), diferente das medições do CALIPSO. O diferente neste caso é que, em São Martinho há trajetórias vindas do oceano. Com isso, também há contribuição significativa desse tipo de aerossol, de origem oceânica, para a espessura óptica da atmosfera na região. As barras em azul, de carbono orgânico, representam o segundo maior volume atmosférico dentre os

aerossóis. Com pico em setembro, esse tipo de aerossol apresenta sazonalidade clara na região, tanto em seu volume quanto em sua contribuição para a espessura ótica total. Além disso, pela avaliação do MERRA-2, é o tipo de aerossol com maior contribuição para a espessura ótica total. Por fim, os aerossóis de *black carbon*, com o menor volume na atmosfera e com sazonalidade evidenciada. Esse tipo de aerossol apresenta pico em setembro, com menores volumes registrados em maio. A curva de espessura ótica também acompanha, com proporcionalidade à variação de volume. Dentre os aerossóis considerados pelo MERRA-2, é o aerossol com maior variação sazonal, tanto no volume atmosférico, quanto na contribuição na profundidade ótica total da atmosfera.

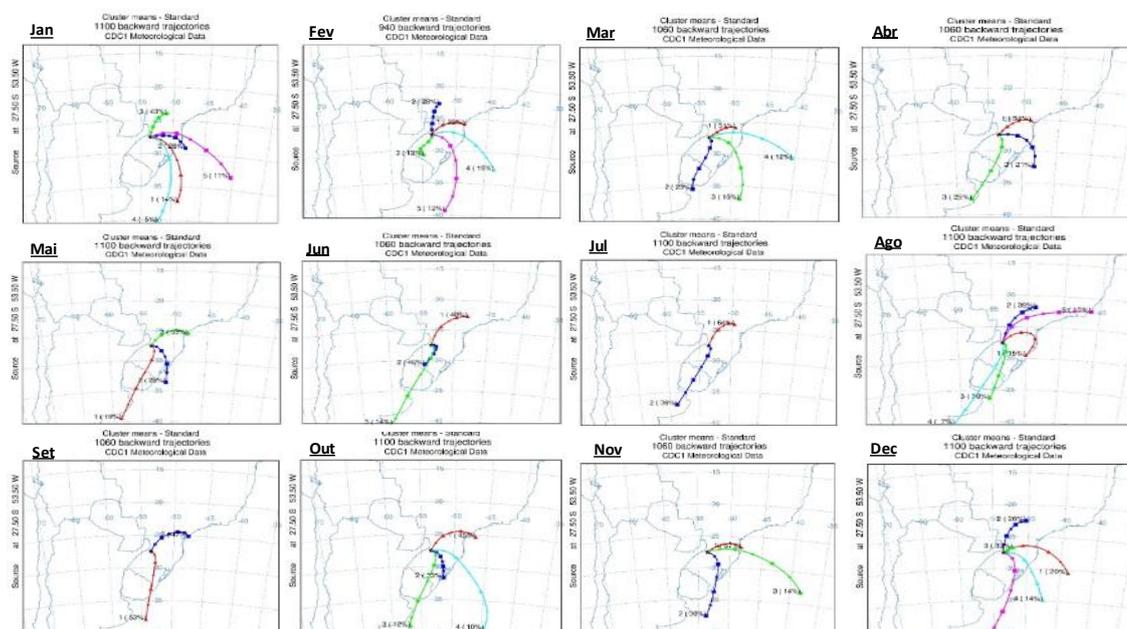


Figura 23 - Clusters mensais de retrotrajetórias pelo modelo HYSPLIT, em São Martinho. Período de 2006 a 2019.

A Figura 23 retrata as retrotrajetórias simuladas no modelo HYSPLIT. Diferente das outras regiões, a divisão de clusters das retrotrajetórias terminadas em São Martinho não apresenta distribuição sazonal bem definida. As trajetórias são, basicamente, clusters divididos entre pontos iniciais sobre o Oceano Atlântico, sobre a Argentina e sobre o próprio território brasileiro, vindas de noroeste. Em dezembro, cerca de 40% das trajetórias vêm de sudeste, do Oceano Atlântico, enquanto o restante, cerca de 60%, vem de áreas continentais à nordeste. Ao longo do verão, em janeiro e fevereiro, as trajetórias vindas de sudeste vão ganhando

proporção sobre o total de clusters. É então que, no outono (MAM), há um equilíbrio entre as trajetórias vindas de quadrante norte e as que vêm de quadrante sul. Nos meses de inverno (JJA), os clusters médios ficam totalmente continentais, o que pode ser explicado pelo deslocamento da ASAS no inverno, mais próxima ao continente (BASTOS; FERREIRA, 2008). A partir da primavera, com o afastamento da ASAS, as trajetórias oceânicas voltam a aparecer e, vão evoluindo, à medida que chega o verão novamente. Com uma rápida interação entre os resultados do HYSPLIT e os acumulados do MERRA-2, percebe-se que há coerência entre o fato das trajetórias ficarem mais continentais nos meses de inverno e os valores de poeira, *black* e *organic carbon* aumentarem. Em agosto, período em que o satélite CALIPSO identificou maiores valores de espessura óptica, também é o período em que há maior número de clusters continentais chegando à cidade de São Martinho.

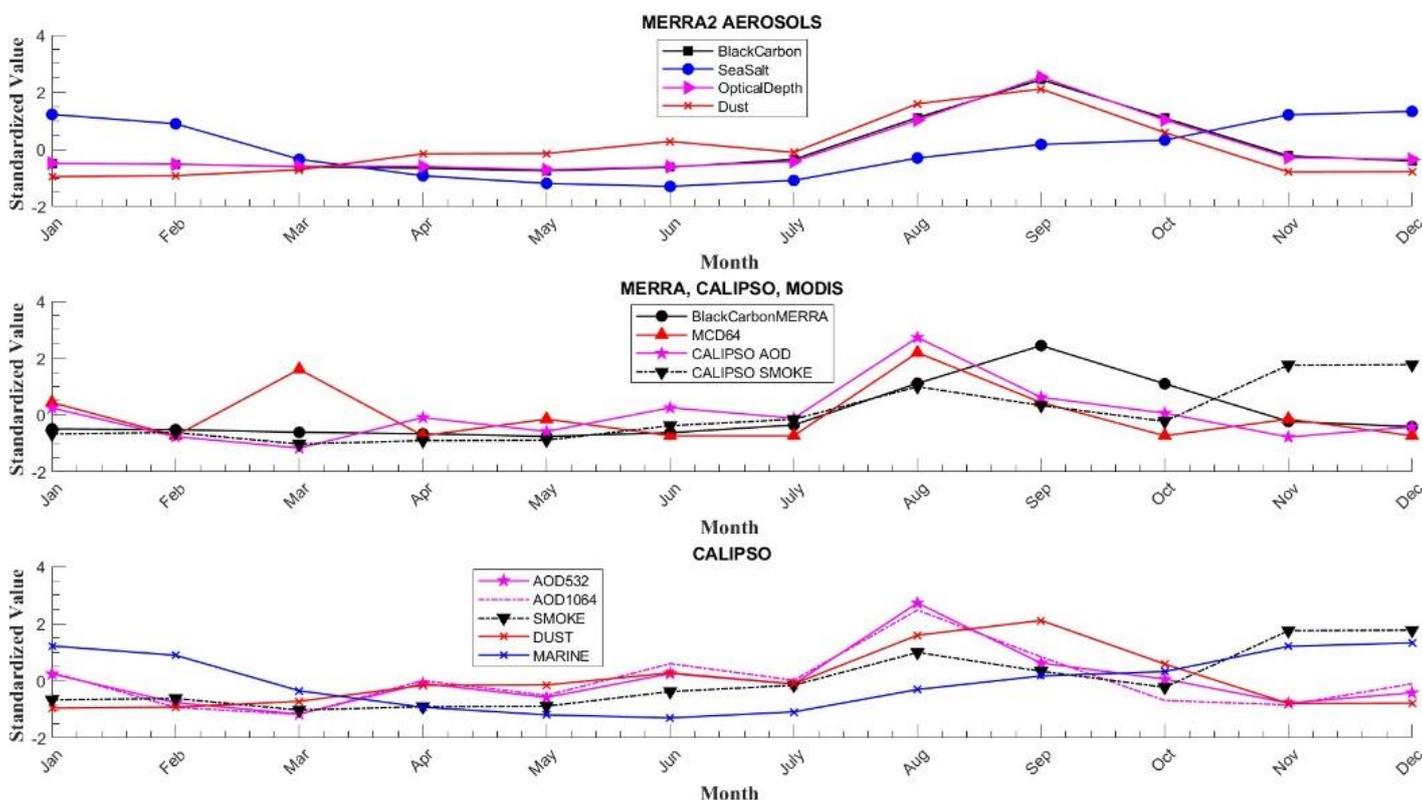


Figura 24 - Anomalias padronizadas das médias mensais para os produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e do MCD64. Dados de São Martinho com período de 2006 a 2019.

Na Figura 24, as anomalias padronizadas das grandezas do MERRA-2, CALIPSO e os dados de área queimada MCD64, do sensor MODIS. No gráfico de cima, que mostra apenas a evolução dos diferentes tipos de aerossóis do MERRA-2, pode-se observar que tanto a profundidade óptica, quanto o *black carbon* e a poeira, apresentam curvas com sazonalidade evidenciada. Além disso, com exceção do sal marinho, todas as grandezas apresentam pico em setembro. O sal marinho, por sua vez, tem máximos nos meses de verão, período em que a ASAS está mais distante do continente (BASTOS; FERREIRA, 2008). No gráfico inferior da Figura 24, o pico da profundidade óptica registrada pelo satélite CALIPSO é no mês de agosto, apesar do pico de *dust* pelo mesmo sensor, ser apenas em setembro. Analisando o gráfico do meio da Figura 24, a área queimada do MCD64 apresentou dois picos, um em março e outro em agosto, já as detecções de *smoke*

pelo satélite CALIPSO têm pico somente em setembro. Já a detecção de profundidade óptica dos aerossóis do CALIPSO, coincide com um dos picos dos valores de área queimada do MCD64. Inclusive, o resultado também justifica o episódio de chuva negra que aconteceu em setembro de 2020 na região (SANTOS; CARDOSO; NUNES, 2021).

É evidente que os totais de área queimada local não são responsáveis pelos totais de aerossóis classificados como fumaça na Região. O que fica claro é que nos meses em que há trajetórias vindas de áreas ao norte de São Martinho, por causa do afastamento do centro da ASAS, são os em que há maior presença de fumaça na região. Portanto, provavelmente o material de queimadas é vindo de outras áreas do país, como o Cerrado e o Pantanal. Enquanto isso, a reanálise MERRA, parece considerar um padrão de maior quantidade de *black carbon* atmosférico no mês de setembro. Além disso, analisando somente os dados do satélite CALIPSO, o pico de AOD em agosto pode ser explicado pelos altos valores de *dust* e de *smoke*, que apesar de não serem os máximos anuais de cada um desses aerossóis, são grandes valores. Os totais de área queimada, como pode ser observado na figura 25, também são consideravelmente elevados nessa época do ano em comparação ao restante do período, o que indica que além da contribuição externa de fumaça, o pico de AOD também tem provavelmente contribuição de queimadas da própria região (RAMOS, 2014; SUL; ESPACIAIS, 2008). Na Tabela 9, é apresentada a matriz correlação entre todos os tipos de aerossol e profundidade óptica considerados pela reanálise MERRA, pelo satélite CALIPSO e o produto de área queimada do sensor MODIS.

Tabela 9 - Matriz correlação entre os produtos do MERRA-2, do CALIPSO e do MCD64. Dados de São Martinho com período de 2006 a 2019.

Matriz Correlação	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
<b>MERRA-2</b>										
(1): Black Carbon	1,00	0,13	1,00	0,87	0,31	NaN	0,32	0,57	0,48	0,32
(2): Sea Salt	0,13	1,00	0,13	-0,33	0,52	NaN	0,29	-0,15	-0,20	-0,01
(3) AOT	1,00	0,13	1,00	0,87	0,29	NaN	0,33	0,56	0,48	0,31
(4): Dust	0,87	-0,33	0,87	1,00	0,14	NaN	0,17	0,74	0,70	0,35
<b>CALIPSO</b>										
(5): Smoke	0,31	0,52	0,29	0,14	1,00	NaN	0,24	0,26	0,28	0,06
(6): Marine	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
(7): Dust	0,32	0,29	0,33	0,17	0,24	NaN	1,00	0,31	0,38	0,12
(8): AOD 532	0,57	-0,15	0,56	0,74	0,26	NaN	0,31	1,00	0,96	0,50
(9): AOD 1064	0,48	-0,20	0,48	0,70	0,28	NaN	0,38	0,96	1,00	0,46
<b>MCD64</b>										
(10): B. Area	0,32	-0,01	0,31	0,35	0,06	NaN	0,12	0,50	0,46	1,00

Analisando o *black carbon* do MERRA-2, há correlação próxima de 100% com o AOT da mesma reanálise, indicando que esses dois elementos têm comportamento quase idêntico nas simulações do MERRA. Em comparação ao *smoke* do CALIPSO, a correlação é apenas de 0,31%, indicando que a reanálise não tem representação boa dessa variável em São Martinho.

Quanto ao AOT do MERRA-2, há uma grande correlação com o *dust* e com o *black carbon* da reanálise, indicando que, nas simulações, esses sejam os elementos que modulam a variação desse parâmetro. Não se pode deixar de notar que a correlação com os níveis de AOD do CALIPSO são baixos, indicando também nesse quesito uma representação ruim da atmosfera verificada pelo satélite.

Considerando o *smoke* do CALIPSO, há uma baixa correlação com o AOD do mesmo sensor e com o produto do MCD64. Logo, conclui-se que grande parte dos aerossóis de fumaça que são encontrados na região são originados em outros

lugares. Além disso, que o *black carbon* não é tão importante na modulação da profundidade óptica na região quanto é nas outras mostradas neste trabalho.

#### 5.4 Aerossóis em La Paz

Na Figura 25 estão as médias mensais de AOD medidas pelo satélite CALIPSO. As medições são feitas em dois comprimentos de onda: 532nm, no espectro visível e 1064 nm, no espectro do infravermelho. Pela proximidade da janela atmosférica do vapor d'água, o canal do infravermelho pode ter alguma contribuição desse elemento nas suas captações.

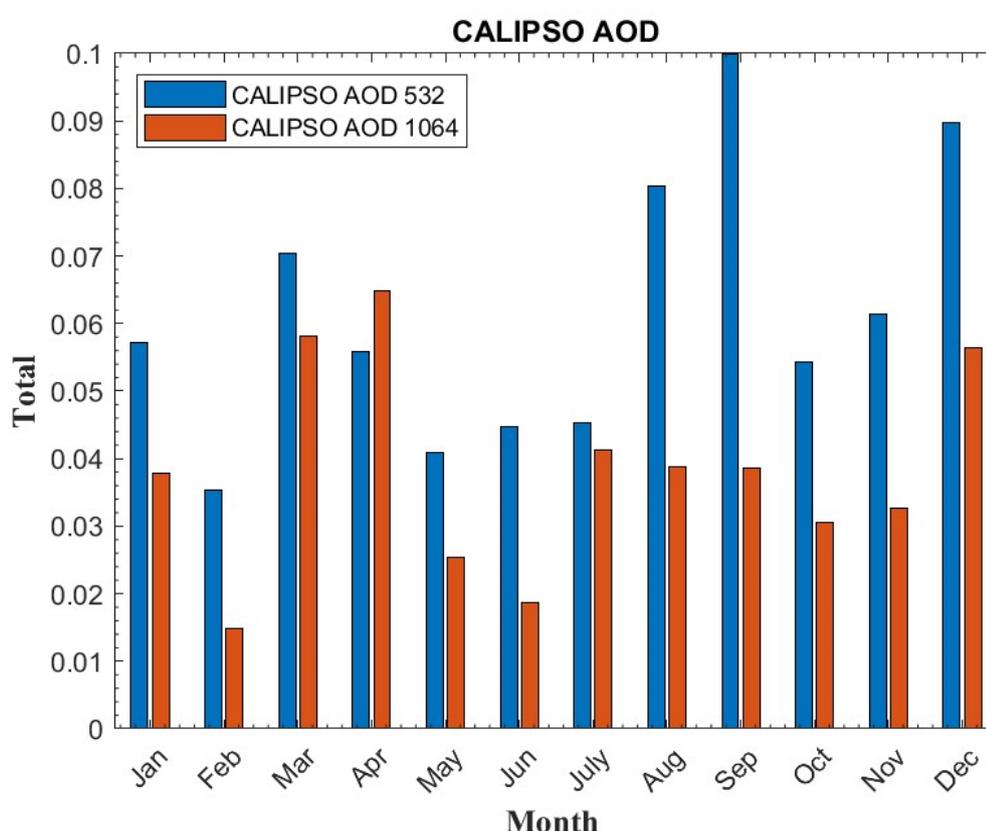


Figura 25 - Médias mensais de profundidade óptica pelo satélite CALIPSO, em La Paz-Bolívia. Os dados são referentes a passagens do satélite entre 2006 e 2019.

Na evolução ao longo das médias mensais, os dois comprimentos de onda apresentam comportamentos bem diferentes. Mais detalhadamente, o comprimento de onda de 532 nm apresenta picos em setembro, dezembro e março, com o máximo no período mais seco. Já o canal de 1064, apresenta picos nos

meses de abril, dezembro e março. Analisando os dois canais e a climatologia de chuvas da região, provavelmente não há ligação entre a quantidade de chuvas e a quantidade de aerossóis na atmosfera.

Na Figura 26, a evolução temporal dos diferentes tipos de aerossóis atmosféricos considerados na reanálise MERRA-2. No gráfico estão representados o volume total na atmosfera, em barras e as curvas representam a profundidade óptica.

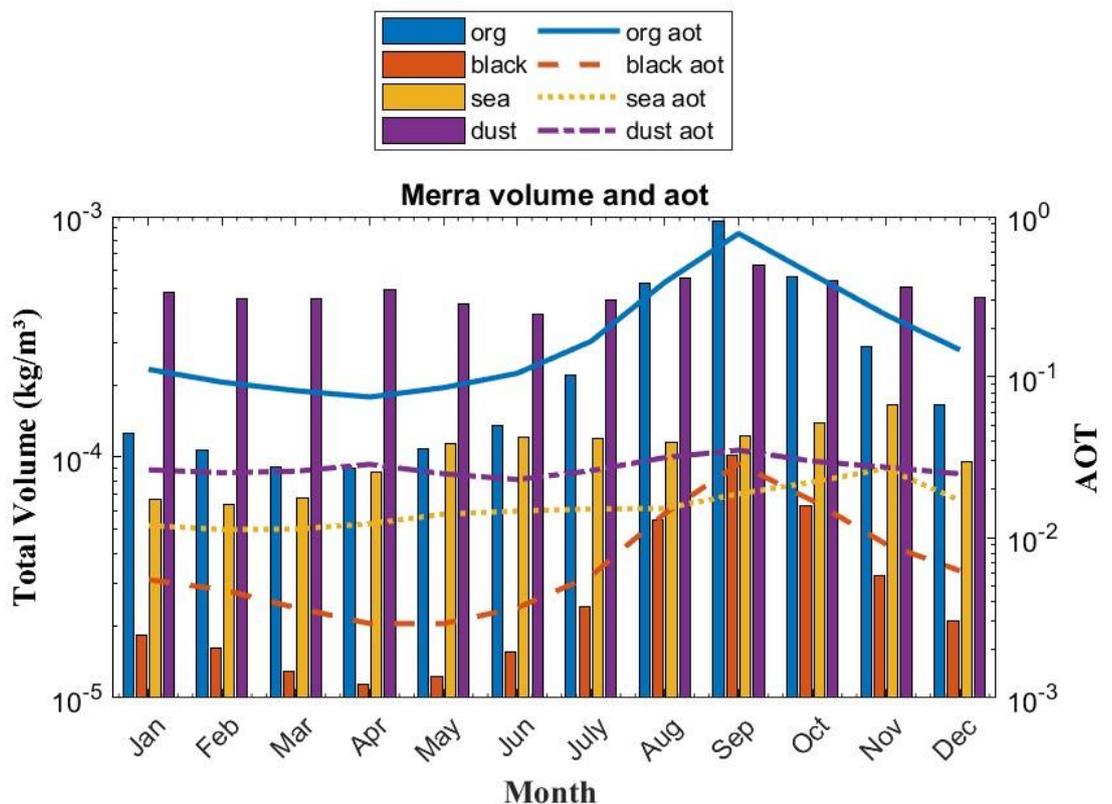


Figura 26 - Médias mensais de volume de aerossóis na coluna atmosférica em barras (kg/m³) e de profundidade óptica dos diferentes tipos de aerossóis pelo MERRA-2. Dados de La Paz com período de 2006 a 2019.

Os aerossóis de poeira são a porção dominante dentre os tipos de aerossóis na atmosfera de La Paz durante quase todo o ano, com exceção de julho e agosto, segundo a reanálise MERRA-2. Nos meses citados, os volumes de *organic carbon* são a maior porção na atmosfera. É esse tipo de aerossol que também lidera a profundidade óptica em todo o ano. O sal marinho também tem representação atmosférica em La Paz, segundo a reanálise. Quanto a sazonalidade, apenas os aerossóis carbonáceos, *organic* e *black carbon* apresentam perfil bem definido, os

outros são quase constantes em volume e em profundidade óptica durante todo o ano. Os tipos de aerossóis representados pelo MERRA-2 não estão de acordo com os padrões sazonais mostrados nos dois comprimentos de onda aferidos pelo CALIPSO, na Figura 25.

Para continuar a investigação, na Figura 27 estão os resultados da classificação de pixels na atmosfera pelo CALIPSO. No gráfico, estão representadas as porções do total de pixels classificados como *marine*, *dust* e *smoke*. Assim como nas outras localidades que não são litorâneas, o CALIPSO não fez detecção significativa de pixels classificados como sal marinho. Essa análise não concorda com o considerado pela reanálise MERRA-2, na Figura 26.

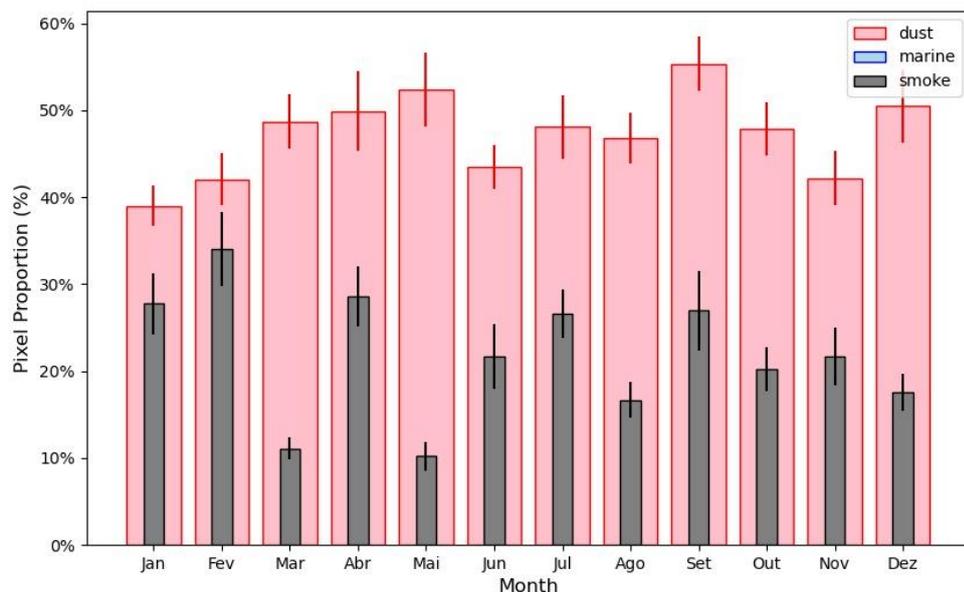


Figura 27 - Parcela do total de pixels classificados em diferentes tipos de aerossol pelo satélite CALIPSO. Dados de La Paz com período de 2006 a 2019.

Como pode ser visto na Figura 27, os pixels classificados como *dust* são o tipo de aerossol dominante durante todo o ano. Outro fato interessante é que, assim como na Figura 25, não há nenhum efeito sazonal evidenciado nessas proporções de diferentes tipos de aerossóis pelo satélite CALIPSO. Novamente, diferente do que é observado no volume desses aerossóis segundo a reanálise MERRA-2, que tem um ciclo sazonal bem evidenciado dos aerossóis carbonáceos.

Para continuar a investigação, avaliando a origem desses aerossóis em La Paz, foram realizadas simulações como modelo de trajetórias HYSPLIT. As trajetórias foram feitas a partir do ponto final na linha do tempo, ou seja, foram feitas retrotrajetórias médias, divididas por mês. Agrupados por *clusters*, estão os grupos que melhor representam as trajetórias feitas a cada período indicado, na Figura 28.

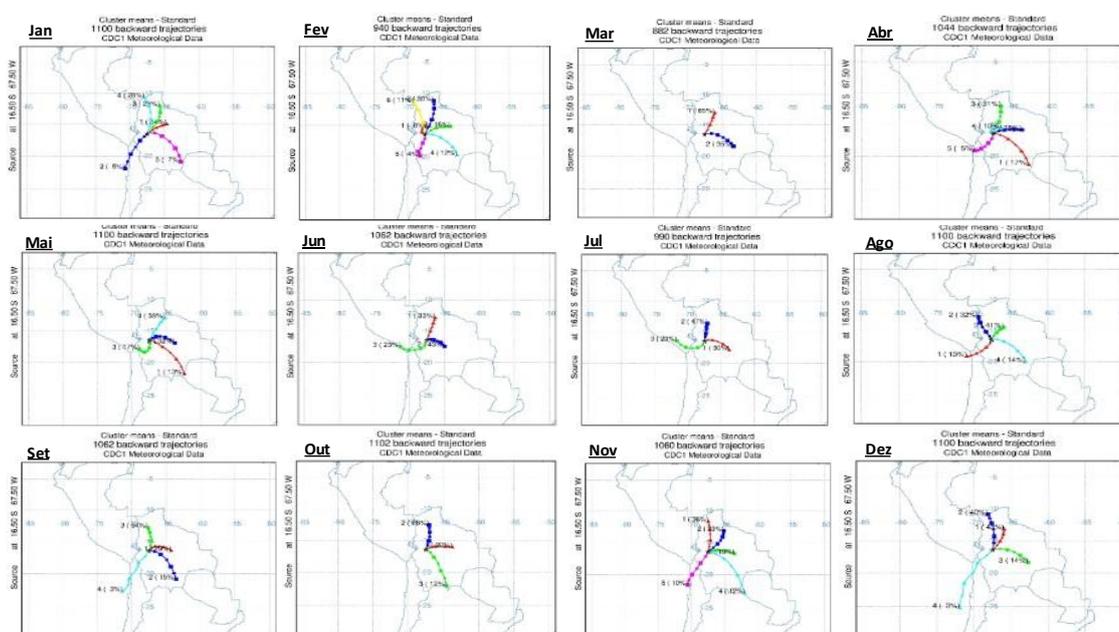


Figura 28 - Clusters mensais de retrotrajetórias pelo modelo HYSPLIT, em La Paz. Dados referentes ao período de 2006 a 2019.

Nas retrotrajetórias, nota-se que as origens são preferencialmente à leste do ponto final. Isso se dá por causa do complexo relevo da região, que está na área da Cordilheira dos Andes. Poucas são as trajetórias que vêm de oeste, ultrapassando a barreira física imposta pela Cordilheira. Fato é que, no período de verão, de dezembro a março, as trajetórias vindas de oeste representam uma fatia entre 3 e 5% do total de trajetórias. Enquanto o ano avança esse total vai aumentando, chegando no período seco com seu máximo, 23% entre junho e agosto. É também nesses meses que a presença de AOD na atmosfera está nos menores níveis. Por causa da altitude da cordilheira, o ar que vem de oeste está mais rarefeito, com menos partículas do que o ar que vem de leste. Esse efeito parece estar mais ligado ao total de aerossóis da atmosfera na área de estudo do que o próprio processo de deposição úmida, ligada a climatologia de chuvas da área de estudo.

A investigação continua com a análise das anomalias padronizadas das evoluções temporais dos totais mostrados pelo CALIPSO, MODIS e MERRA-2. Nas Figura 29 estão os produtos de aerossóis já apresentados nestes resultados e também o produto de área queimada do MODIS, o MCD64.

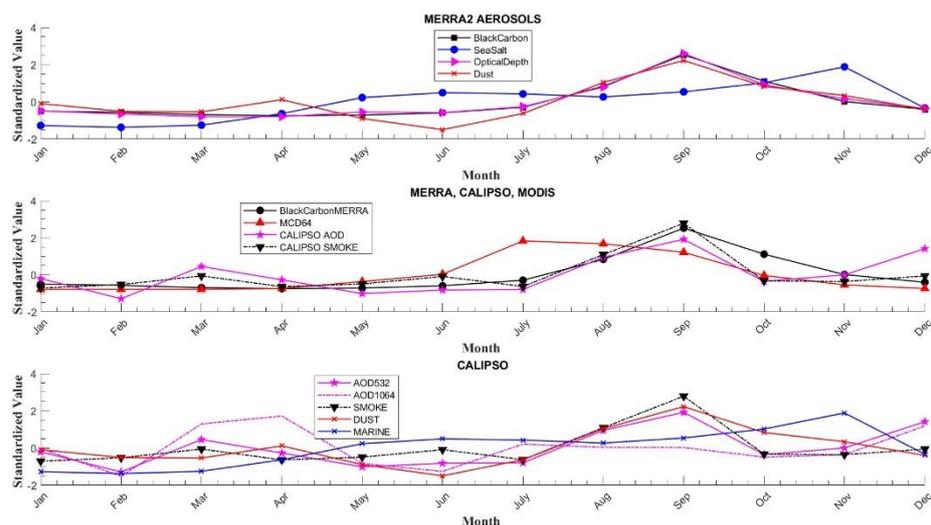


Figura 29 - Anomalia padronizada da média mensal dos produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD64, em La Paz. Dados referentes ao período de 2006 a 2019.

No gráfico de cima, da reanálise MERRA-2, nota-se o pico de quase todos os tipos de aerossol e da profundidade óptica em setembro. A exceção é o sal marinho, que fica com pico em novembro. No gráfico de baixo, das medições do satélite CALIPSO, o perfil é bem parecido, quase todas as grandezas com pico em setembro. Também como exceção nesse gráfico também é o sal marinho, que apresenta curva idêntica a do MERRA-2, com pico também em novembro. Além do sal marinho, também há a diferença do AOD 1064 que, como mostrado na Figura 25, apresenta comportamento diferente do AOD 532. Logo, era de se esperar que apresente comportamento diferente também do comportamento da profundidade óptica no MERRA-2, que é considerada em 500 nm. Para entender melhor a relação entre os diferentes tipos de aerossol e a profundidade óptica na região, foi gerada a matriz correlação a seguir, Tabela 10.

Tabela 10 - Matriz correlação entre os produtos do CALIPSO, do MERRA-2 e o MCD64. Dados referentes ao período entre 2006 e 2019, em La Paz.

Matriz Correlação	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
<b>MERRA-2</b>										
(1): Black Carbon	1,00	0,46	0,99	0,90	0,85	NaN	0,62	0,62	-0,09	0,58
(2): Sea Salt	0,46	1,00	0,50	0,30	0,22	NaN	0,68	0,10	-0,26	0,41
(3) AOT	0,99	0,50	1,00	0,89	0,86	NaN	0,68	0,63	-0,10	0,59
(4): Dust	0,90	0,30	0,89	1,00	0,75	NaN	0,50	0,68	0,17	0,41
<b>CALIPSO</b>										
(5): Smoke	0,85	0,22	0,86	0,75	1,00	NaN	0,66	0,77	0,03	0,54
(6): Marine	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
(7): Dust	0,62	0,68	0,68	0,50	0,66	NaN	1,00	0,40	-0,11	0,78
(8): AOD 532	0,62	0,10	0,63	0,68	0,77	NaN	0,40	1,00	0,52	0,25
(9): AOD 1064	-0,09	-0,26	-0,10	0,17	0,03	NaN	-0,11	0,52	1,00	-0,09
<b>MCD64</b>										
(10): B. Area	0,58	0,41	0,59	0,41	0,54	NaN	0,78	0,25	-0,09	1,00

Analisando o *black carbon* do MERRA-2, há uma alta correlação com o AOT, de 99%. Isso indica que o ciclo sazonal de *black carbon* e de AOT são quase idênticos. Avaliando a correlação entre o *black carbon* e o *dust* de 90% e entre o *dust* e o AOT de 89% e levando em consideração o gráfico da Figura 29, há indicação de que a reanálise considere o efeito desses dois tipos de aerossol como os moduladores sazonais da profundidade óptica ao longo do ano. Levando em conta o *smoke* do CALIPSO, a correlação com o *black carbon* é de 85%, indicando uma representação satisfatória desse elemento na atmosfera. A correlação entre o *smoke* e o AOD 532 é de 77% e de apenas 3% com o AOD 1064. Isso indica que o *smoke* não tem impacto na faixa espectral de 1064nm. Agora, comparando a correlação entre o *black carbon* e o AOT de 89%, com a correlação entre o *smoke* e o AOD 532 nm de 77%, há suspeita de que a reanálise MERRA-2 superestime a contribuição do *black carbon* ao total de AOD da atmosfera em La Paz.

Já o *sea salt*, não foi detectado pelo satélite na região de La Paz. Mesmo assim, a reanálise o representa na área de estudo, com contribuições significativas ao total de profundidade óptica.

## 5.5 Aerossóis no Rio de Janeiro

Baseado na série de dados do sensor CALIOP foram calculados primeiramente os valores dos totais médios mensais da AOD em 532 nm para a RMRJ representados na Figura 30.

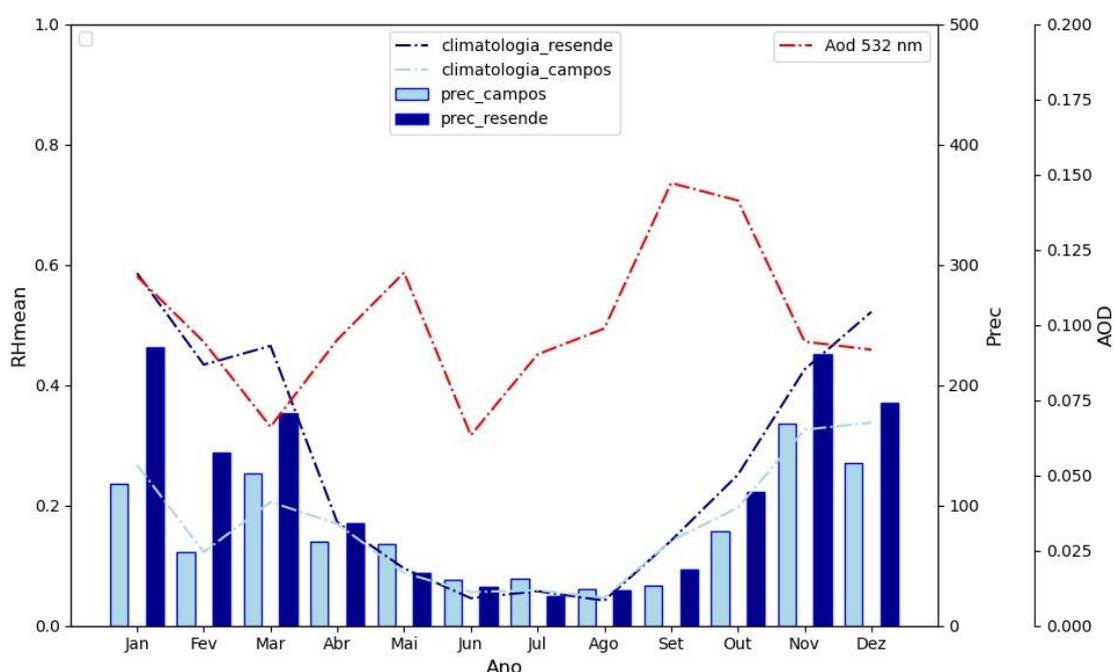


Figura 30 - Totais médios mensais de espessura óptica do produto Aerosol Optical Depth do satélite CALIPSO, com período de estudo de 2006 a 2019, em vermelho. Em barras azuis claras (escuras) os valores de precipitação das normais do INMET para a cidade de Campos dos Goytacazes (Resende). As linhas azuis são referentes a precipitação média no período entre 2006 e 2019.

Pode ser observado que a AOD tem um comportamento sazonal bem demarcado. Os maiores valores foram observados entre os meses de agosto e novembro. As estações meteorológicas utilizadas como fonte de dados de chuva são na porção central e nas periferias da área de estudo, a fim de representar o comportamento das chuvas em toda região. Considerando os movimentos de grande escala, pelo tamanho da área de estudo, pode se considerar que os pontos de dados pluviométricos têm comportamento similar. Nesse período há transição entre os meses mais secos do inverno e o início do período mais úmido da primavera

(Pristo et. al., 2018). Além disso, também se observa um pico secundário na elevação de profundidade óptica no mês de maio, mês que apresenta uma queda considerável na taxa de precipitação e nebulosidade.

Para analisar a distribuição dos diferentes tipos de aerossóis atmosféricos ao longo do ano, foi feita uma classificação utilizando o VFM do CALIPSO. Os resultados obtidos são apresentados na Figura 31 que mostra a proporção de pixels classificados como *smoke*, *dust* e *marine*, em relação ao total de pixels verificados. Os outros tipos de aerossóis (*polluted continental*, *clean continental* e *polluted dust*) não apresentaram níveis significativos e, por isso, foram omitidos nesta figura. Verifica-se que os pixels classificados como *dust* são os mais comuns dentre todos os tipos de aerossóis, atingindo sempre valores acima de 50% do total. Eles representam todos os tipos de partículas minerais, oriundas dos processos de erosão das rochas e do solo, que estão em suspensão na atmosfera. Os pixels classificados como aerossóis marinhos representam grande parte das classificações, ultrapassando os 40% em 7 dos 12 meses do ano. O motivo pode ser devido à circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (BASTOS; FERREIRA, 2008) e da brisa marítima (PIMENTEL et al., 2014) que provocam a advecção desse tipo de aerossol para a área de estudo. Quanto aos pixels classificados como tipo *smoke*, o destaque vai para os meses de janeiro (estação úmida) e de agosto (estação seca), onde a proporção desse tipo atinge valores superiores a 40%.

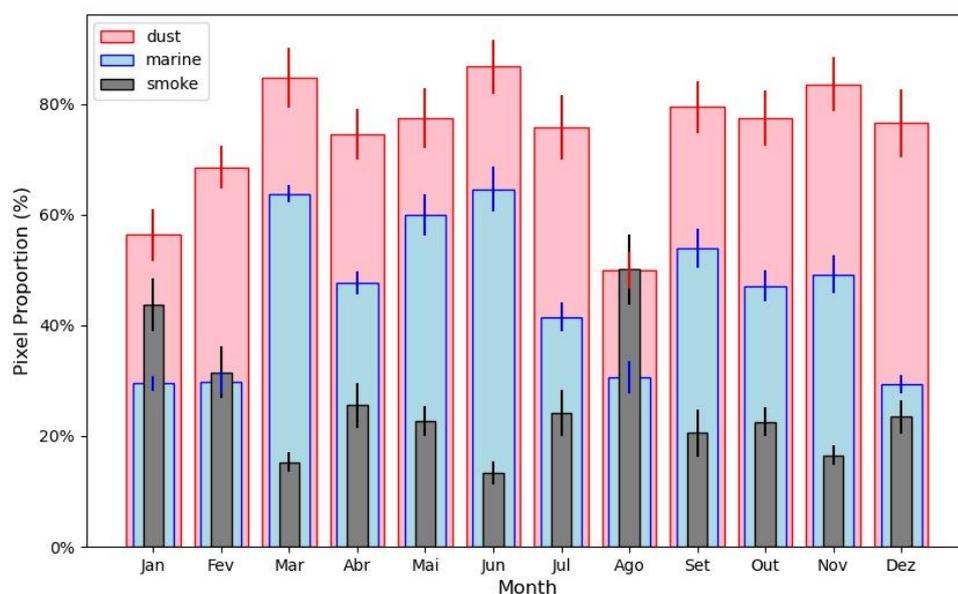


Figura 31 - Total de pixels classificados em smoke (azul escuro), marine (verde água) e dust (amarelo). O total está em porcentagem, em relação ao valor total de pixels. Os dados são referentes ao produto Vertical Feature Mask do satélite CALIPSO. Período 2006 a 2019.

Para complementar a análise feita com os dados do sensor CALIOP, foi feita uma análise com os dados da reanálise MERRA-2. Na Figura 31 pode-se observar os totais do espalhamento óptico e do volume de aerossóis na atmosfera. Observa-se que os volumes de *black carbon* e *organic carbon* são os que apresentam uma maior sazonalidade, com uma grande diferença entre o total observado na estação seca (maio-setembro) e o total observado na estação úmida (outubro-março). Os aerossóis de origem mineral, não apresentam grande variação ao longo do ano. O sal marinho, por sua vez, não apresenta sinal sazonal expressivo, exibindo picos tanto nos meses úmidos (de verão e de primavera) quanto nos meses secos (de outono e de inverno). Apesar de não apresentar sinal sazonal expressivo, está presente em todo o ano de forma significativa, como mapeado na literatura (ALEXANDRE DE SOUZA, 2021). Analisando o espalhamento, uma sazonalidade demarcada para os aerossóis carbonáceos. Quanto aos aerossóis minerais, a magnitude de seu volume na atmosfera não causa variação significativa no valor de sua propriedade óptica. Além disso, os altos valores de

pixels classificados como black carbon em janeiros podem ser explicados por sua característica hidrofóbica (MCMEEKING et al., 2011), uma vez que os outros tipos de aerossóis são comumente usados como núcleos de condensação nessa época.

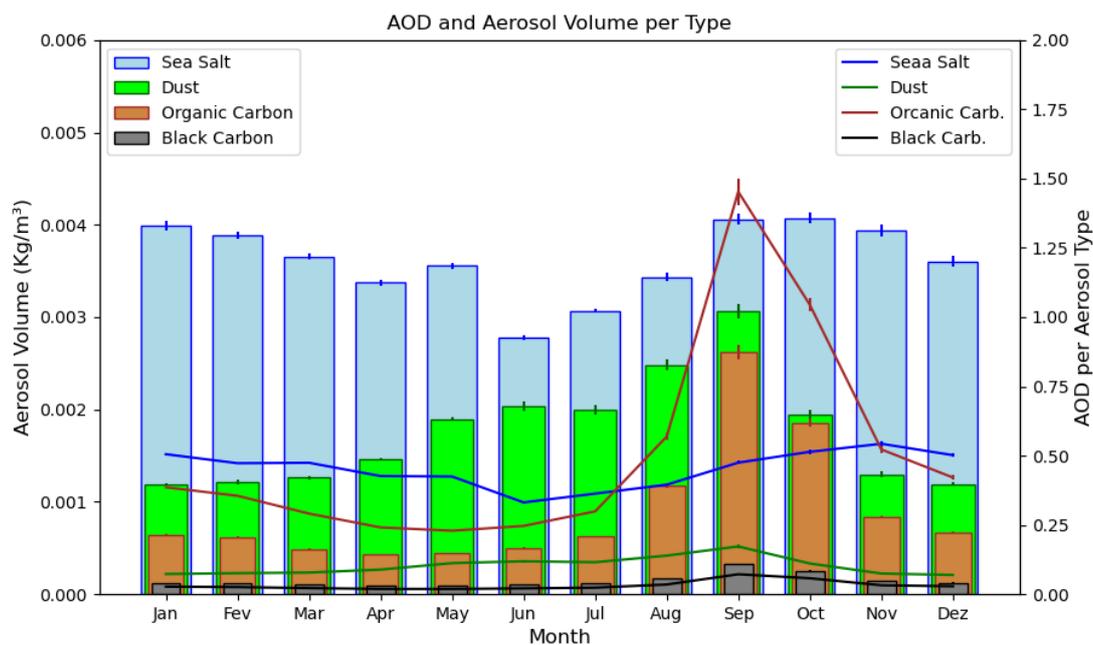


Figura 32 - Totais de volume (em barras) e de espessura ótica (em linha), para os tipos de aerossol. Em laranja, os dados referentes ao organic carbon; em azul, os do sea salt, em verde os referentes ao dust; e em cinza os referentes ao black carbon. Os dados são do período 2006-2019, no Rio de Janeiro.

Tabela 11 - Coeficiente de variação das medidas referentes a aerossóis atmosféricos do MERRA-2 no Rio de Janeiro, entre 2006 e 2019.

Coeficiente de Variação Anual	
Organic Carbon Optical Depth	3.0
Black Carbon Optical Depth	0.1
Sea Salt Optical Depth	0.1
Dust Optical Depth	0.1
Organic Carbon	$4.5 \times 10^{-4}$
Black Carbon	$3.1 \times 10^{-5}$
Sea Salt	$4.2 \times 10^{-5}$
Dust	$1.8 \times 10^{-4}$

Como já foi mostrado na Figura 31, os aerossóis marinhos são os mais presentes na área de estudo, porém, não são os que mais impactam na quantidade total absoluta do espalhamento total. Os aerossóis carbonáceos, por sua vez, se mostram grandes responsáveis pela variação sazonal do total de espalhamento, coincidindo seus valores máximos com os picos da variação total de profundidade óptica referente aos aerossóis na atmosfera. Sua grande variação se dá por serem mais facilmente removidos da atmosfera pela precipitação. Os aerossóis de origem mineral, não mostraram nenhuma variação sazonal significativa. Outra notável característica dos aerossóis atmosféricos é que o volume do particulado presente na atmosfera não é necessariamente proporcional aos seus efeitos na profundidade óptica, como pode ser observado na tabela 1. Na tabela, são apresentados os coeficientes de variação das diferentes grandezas relacionadas aos aerossóis medidas pelo MERRA-2.

A sazonalidade dos aerossóis marinhos na atmosfera está ligada a incursão de ventos marítimos na área de estudo, como pode ser visto na Figura 33, que representa a hodógrafa gerada a partir dos dados de mensagens METAR do Aeroporto Internacional Tom Jobim, na cidade do Rio de Janeiro.

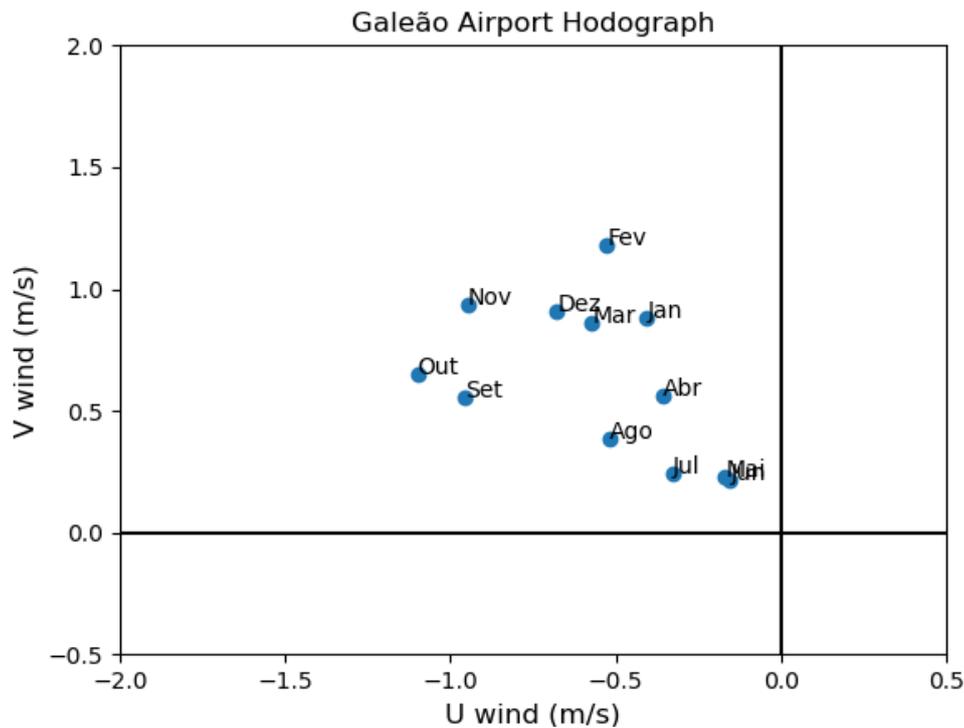


Figura 33 - Hodógrafa dos ventos médios mensais, de 1 a 12, obtida com dados observados do METAR, localizado no Aeroporto Internacional Tom Jobim no Rio de Janeiro, para o período de amostragem de 2006 a 2019.

No contexto sinótico, o que mais interfere na advecção do ar marítimo é a posição e a intensidade do sistema Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). No Inverno, esse sistema se posiciona mais a sudoeste, deixando a atmosfera da Região Sudeste do Brasil mais estável e os ventos menos intensos. No verão, o ASAS ajuda no transporte de partículas vindas do mar para a região (BASTOS; FERREIRA, 2008; DEREZYNSKI; E; MACHADO, 2009). Sendo assim, enquanto os outros tipos de aerossóis diminuem suas concentrações na atmosfera no verão devido à precipitação, a concentração de sal marinho é mantida devido à advecção de ar vindo do Oceano. Em escala menor, há configuração das brisas marítimas durante todo o ano, o que também contribui para a incursão de aerossóis na área de estudo.

Para melhor entender a origem dos diferentes tipos de aerossóis, foi usado o modelo HYSPLIT que possibilitou realizar um estudo das retrotrajetórias de massas de ar na área de estudo.

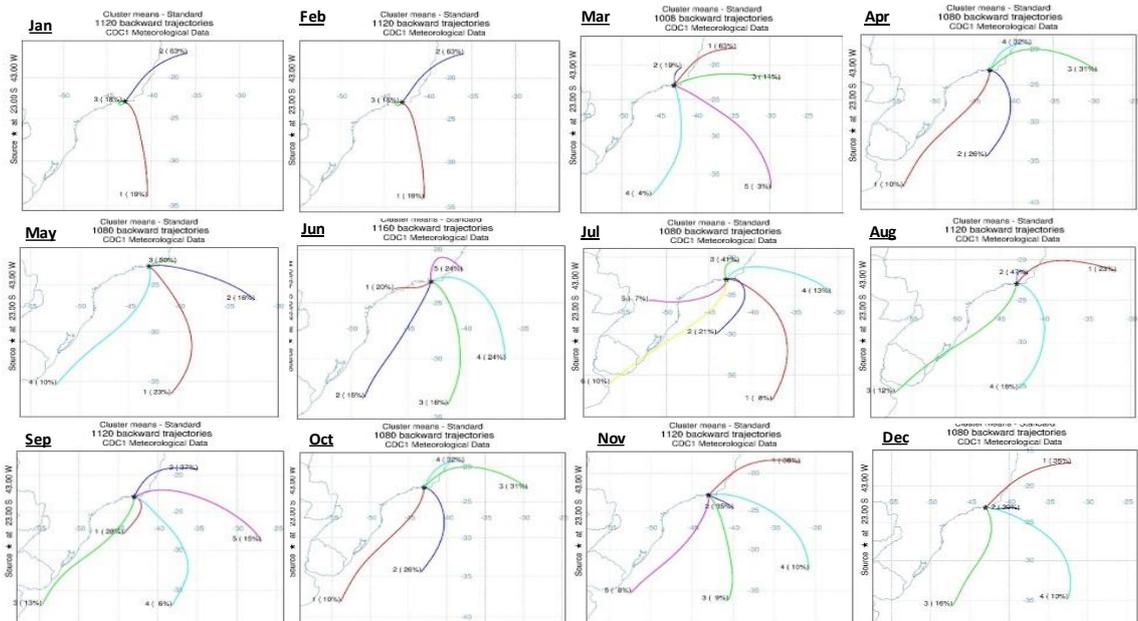


Figura 34 - Retrotrajetórias médias das massas de ar, separadas por mês.

A Figura 34 representa as retrotrajetórias das massas de ar que tiveram como ponto final a área de estudo. Cada uma das doze imagens se refere ao total de simulações feitas para cada mês, durante os dezesseis anos do período de estudo. As retrotrajetórias estão agrupadas em *clusters* que foram divididas através do método do cotovelo. Não há uma clara ligação entre a direção e o sentido das trajetórias com a época do ano. O que se nota nas simulações, é que há uma tendência de aumento de advecção do ar marinho nos meses de verão (DJF). Esse resultado era esperado, já que nos meses de verão, como dito anteriormente, há uma maior influência dos ventos provenientes da ASAS. Com isso, a circulação atmosférica referente ao anticiclone é, em sua maior parte, de vento de nordeste na área de estudo, o que resulta numa maior advecção e por consequência uma maior concentração de sal marinho durante esses meses.

Analogamente, nos meses de junho e julho, praticamente metade das simulações tiveram como ponto de início coordenadas continentais. Esse resultado é coerente, tendo em vista que no inverno aumenta a frequência de frentes frias. Aliado a isso, também há o deslocamento para oeste do centro da ASAS, penetrando mais no continente em relação aos meses de verão (BASTOS; FERREIRA, 2008). Com essa configuração da ASAS, diminui a incursão dos ventos de nordeste na área de estudo, como indicado na Figura 33 e na Figura 34 nos resultados de Bastos e Ferreira 2008. Portanto, diminuindo as trajetórias que representam as massas de ar vindas do mar. Com isso, há indício de que os picos de espessura ótica que ocorrem no inverno estão ligados as fontes locais de aerossóis.

Como os resultados mostraram que as maiores variações sazonais estão relacionadas aos aerossóis carbonáceos, comumente produzidos pela queima da biomassa e pela combustão fóssil, foi feita uma análise com os dados do produto MCD64 do MODIS (GIGLIO et al., 2006) sobre a presença de queimadas próximas a área de estudo. Para gerar uma análise mais completa sobre os aerossóis foram calculadas as anomalias padronizadas que são mostradas na Figura 35. Os gráficos representam a evolução temporal das anomalias padronizadas da densidade de material particulado na atmosfera, separadas mensalmente.

Na Figura 35a estão dispostas as curvas correspondentes aos totais de densidade da reanálise MERRA-2: Black Carbon, Sea Salt, AOD e Dust. Na Figura 35b, os totais de Black Carbon, AOD do CALIPSO, POLLC (Continental poluído) do CALIPSO e Área queimada do produto MCD64 do MODIS. Finalmente, na Figura 35c estão representados os pixels classificados pelo Vertical Feature Mask como: POLLC, DUST e MARINE. Neste último gráfico, também estão representados AOD 532 e AOD 1064 do CALIPSO.

Com objetivo de comparar o comportamento entre as séries históricas dos dados utilizados foi construída uma tabela de correlação (

Tabela 12). Ou seja, a matriz serve como um suporte na avaliação de como a reanálise representa os aerossóis atmosféricos tendo como referência os dados observados pelo satélite. Na tabela observa-se que o *black carbon* do MERRA

possui uma correlação de 94% com o produto de queimadas do MCD64 e 93% com os aerossóis classificados como *smoke* pelo satélite CALIPSO. Além disso, a correlação entre o *smoke* do CALIPSO e o MCD64 é de 97%. Logo, a representação desse tipo de aerossol parece estar em conformidade com a reanálise. Quando se analisa o *sea salt*, verifica-se uma correlação negativa. Ou seja, não há boa representação do sal marinho pela reanálise MERRA-2, considerando o dado do VFM CALIPSO como validador. A correlação entre o AOD 532 e 1064 com o AOT 550nm do MERRA-2 é de 77 e 78% respectivamente. O valor de correlação dessa grandeza não é tão alto por se tratar de medições em comprimentos de ondas diferentes. A correlação entre os produtos de *dust* do CALIPSO e do MERRA-2 é de 78%. Portanto, há indícios de que a representação dos produtos de queimadas é melhor do que a representação dos aerossóis de poeira. Também é preciso levar em consideração que os dois produtos têm métodos diferentes para classificação de cada um dos tipos de aerossol.

Tabela 12 Matriz correlação entre os produtos do CALIPSO, do MERRA e do MODIS.

Matriz Correlação	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
<b>MERRA-2</b>										
(1): Black Carbon	1,00	0,53	0,96	0,70	0,93	0,09	0,86	0,77	0,78	0,94
(2): Sea Salt	0,53	1,00	0,70	-0,11	0,45	-0,29	0,38	0,68	0,55	0,48
(3) AOT	0,96	0,70	1,00	0,50	0,86	-0,03	0,76	0,78	0,75	0,87
(4): Dust	0,70	-0,11	0,50	1,00	0,69	0,59	0,78	0,46	0,61	0,66
<b>CALIPSO</b>										
(5): Smoke	0,93	0,45	0,86	0,69	1,00	0,08	0,89	0,76	0,73	0,97
(6): Marine	0,09	-0,29	-0,03	0,59	0,08	1,00	0,39	0,13	0,41	-0,01
(7): Dust	0,86	0,38	0,76	0,78	0,89	0,39	1,00	0,76	0,86	0,82
(8): AOD 532	0,77	0,68	0,78	0,46	0,76	0,13	0,76	1,00	0,84	0,77
(9): AOD 1064	0,78	0,55	0,75	0,61	0,73	0,41	0,86	0,84	1,00	0,71
<b>MCD64</b>										
(10): B. Area	0,94	0,48	0,87	0,66	0,97	-0,01	0,82	0,77	0,71	1,00

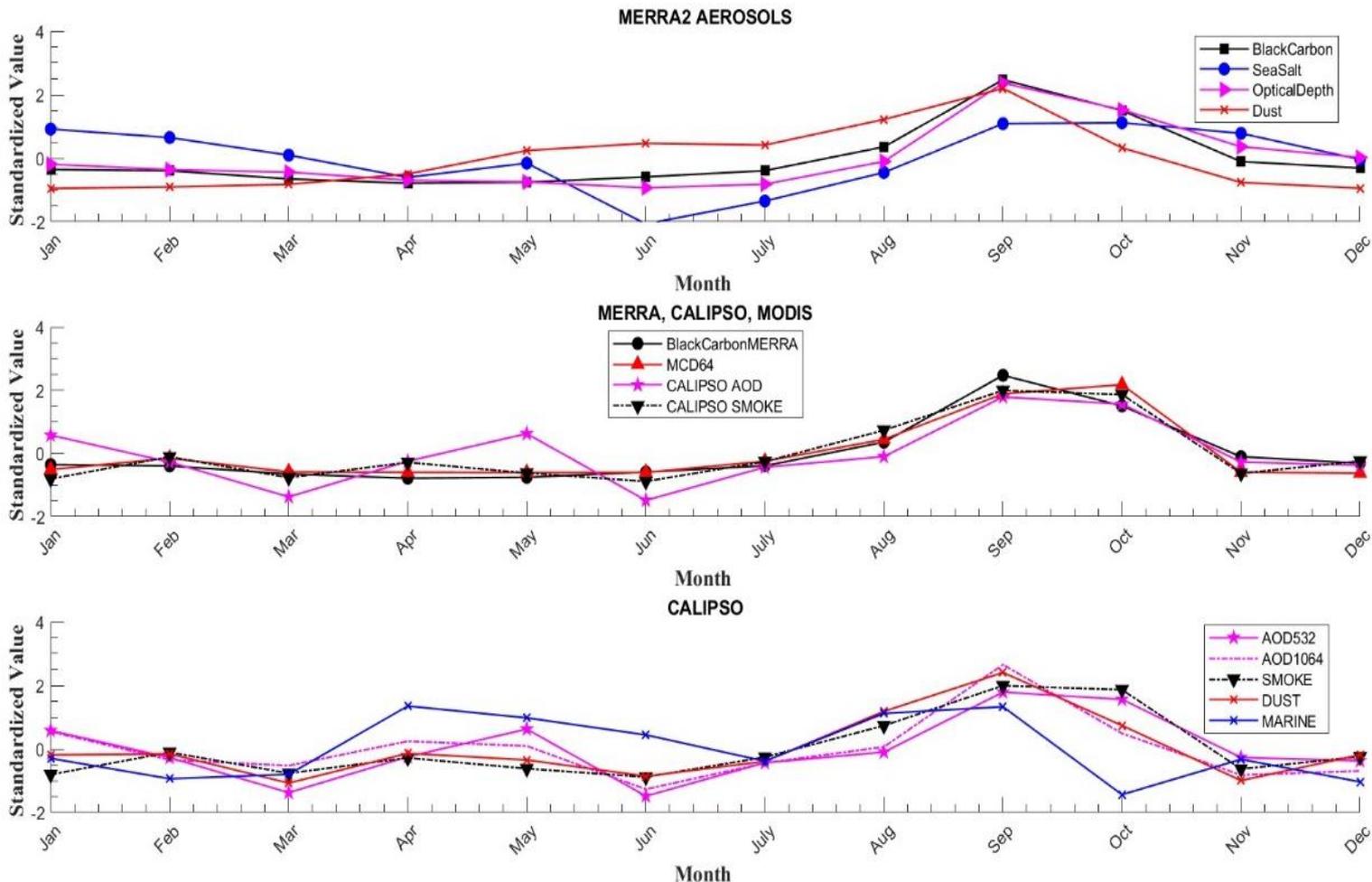


Figura 35 - Anomalias padronizadas médias mensais para o período entre 2006 a 2019, utilizando dados do MERRA-2 (a), a comparação entre os dados CALIPSO, MERRA e MODIS (7b) e os dados do CALIPSO (7c). Nas figuras a e c, as cores das linhas representam: roxo, os dados de profundidade óptica dos aerossóis; azul, os dados dos aerossóis marinhos; vermelho, os dados de poeira; e em preto, os dados de smoke ou/ black carbono. Na figura b, a cor preta representa os dados de black carbon do MERRA-2 e de smoke do VFM do CALIPSO, a cor vermelha representa os dados de área queimada do MCD64 e, em roxo, os dados de profundidade óptica dos aerossóis do CALIPSO.

Na Figura 35, pode se observar um comportamento comum em todos os gráficos, que é a maioria dos valores com anomalias mais altas durante os meses entre agosto e outubro. Ou seja, os maiores valores *black* carbono, *smoke*, área queimada, *dust* e profundidade óptica se encontram nesses meses. A única curva que não apresenta comportamento parecido com as demais, é a de sal marinho, como mostrado pelas duas fontes de dados. Esse tipo de aerossol apresenta picos na estação seca e, além disso, também tem picos quando o centro da ASAS está mais afastado do continente. Pode se reparar que, se tratando dos dados da reanálise MERRA-2, os aerossóis de poeira e de sal marinho pouco se assemelham

aos padrões da variação do espalhamento geral dos aerossóis. Enquanto no CALIPSO, apesar da correlação com os aerossóis marinhos continuar baixa, os de poeira apresentam uma correlação de 76% com a profundidade óptica. Para os aerossóis carbonáceos, as duas fontes de dados mostraram uma alta correlação com a espessura e com o espalhamento óptico. Além disso, a quantidade de cicatrizes de área queimada também apresenta alta correlação com as amostras de aerossóis carbonáceos e, conseqüentemente, com as propriedades ópticas mencionadas. Isso mostra que, de fato na região de estudo, o tipo de aerossol responsável pelas principais variações das propriedades ópticas da atmosfera são os aerossóis carbonáceos. Essa contribuição se dá principalmente através das emissões provenientes das queimadas, localizadas na própria região de estudo.

Esse período foi caracterizado por meses menos chuvosos em relação a climatologia na estação de Campos dos Goytacazes, na faixa leste da área de estudo. Já na área oeste, na estação de Resende, a média de chuvas no período foi próxima a média climatológica

Foi observado que a AOD tem um comportamento sazonal bem demarcado. Os maiores valores foram observados entre os meses de agosto e novembro, com pico de 0,15 no mês de setembro, período de transição entre os meses mais secos do inverno e o início do período mais úmido da primavera. Também foi observado um pico secundário, com valor de 0,10 nos valores de profundidade óptica no mês de maio, mês que apresenta uma queda considerável na taxa média de precipitação.

A proporção entre a concentração de um determinado tipo de aerossol e a sua profundidade óptica não é direta, como foi visto na tabela dos coeficientes de variação. Conseqüentemente, cada tipo de aerossol contribui de forma diferente para a espessura óptica da atmosfera. Os aerossóis marinhos são os mais presentes na área de estudo, porém, não são os que mais impactam na quantidade total e na sazonalidade absoluta do espalhamento total. A variação ao longo do ano da quantidade dos aerossóis marinhos está ligada a incursão de ventos marítimos na área de estudo e em especial a posição e a intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Além disso, os aerossóis de sal marinho não têm boa

representação atmosférica pela reanálise MERRA2, em comparação aos dados observados pelo satélite CALIPSO.

Já os aerossóis carbonáceos apresentam os maiores coeficientes de variação dentre as espessuras ópticas listadas, mesmo com menores volumes absolutos. O que mostra que é o tipo de particulado que mais contribui para as mudanças das características ópticas na área de estudo durante o ano.

Os aerossóis de poeira também apresentam sazonalidade bem evidenciada. Além da fonte local, também são trazidos por trajetórias continentais e são mais presentes no inverno, onde tem-se as menores taxas de precipitação. Nesse período, a Alta Subtropical do Atlântico Sul está mais evidenciada e com maior porção continental, por isso, são maiores os valores de inverno desse tipo de aerossol. Contrapondo essa ideia, as trajetórias analisadas no período de estudo (2006-2019), indicam maior predominância na direção de nordeste nos meses de verão.

O estudo das retrotrajetórias possibilitou, identificar que os picos de espessura óptica que ocorrem no inverno estão ligados as fontes locais de aerossóis. Como os resultados mostraram os aerossóis carbonáceos apresentando as maiores variações sazonais foi possível concluir através da análise dos dados de áreas queimadas (MD64 do MODIS), que a origem desses aerossóis está ligada a queima da biomassa e pela combustão fóssil na própria região de estudo, como foi observado através das correlações entre as séries de *black carbon*, MCD64 e profundidade óptica.

Portanto, o tipo de aerossol que mais impacta na sazonalidade das propriedades ópticas da atmosfera sobre a Região do Rio de Janeiro, são os aerossóis carbonáceos. E tudo indica que, as emissões são governadas pela distribuição de queimadas ao longo do ano, na própria área de estudo e em outros biomas. Além disso, os aerossóis de sal marinho são os mais comuns na região, durante quase todo o ano. Esses totais e proporções são importantes na modelagem dos processos físicos da atmosfera e na interação aerossol-nuvem, tanto no seu aspecto energético quanto no ciclo hidrológico.



## 5.6 Comparação quantitativa das Áreas de Estudo.

### 5.6.1 Sea Salt

Tabela 13 - Sal marinho (kg/m<sup>3</sup>) do MERRA e Marine (pixels) do CALIPSO.

Sea Salt em kg/m <sup>3</sup> (MERRA) e Marine em quantidade de pixels (CALIPSO)												
Local/Mês	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
<b>MERRA-2</b>												
Cuiabá	3,02E-04	3,12E-04	3,14E-04	3,26E-04	2,81E-04	2,84E-04	3,07E-04	4,54E-04	6,58E-04	8,90E-04	7,08E-04	4,20E-04
Alta Floresta	3,21E-04	2,48E-04	2,52E-04	2,68E-04	2,46E-04	2,24E-04	3,35E-04	5,99E-04	1,04E-03	1,89E-03	1,89E-03	8,19E-04
São Martinho	5,37E-04	5,02E-04	3,68E-04	3,06E-04	2,77E-04	2,66E-04	2,88E-04	3,73E-04	4,24E-04	4,41E-04	5,36E-04	5,49E-04
La Paz	6,69E-05	6,38E-05	6,75E-05	8,68E-05	1,14E-04	1,22E-04	1,20E-04	1,15E-04	1,23E-04	1,38E-04	1,65E-04	9,61E-05
Rio de Janeiro	2,66E-03	2,59E-03	2,44E-03	2,25E-03	2,37E-03	1,85E-03	2,05E-03	2,29E-03	2,70E-03	2,71E-03	2,63E-03	2,40E-03
<b>CALIPSO</b>												
Cuiabá	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Alta Floresta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
São Martinho	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
La Paz	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rio de Janeiro	6.074	4.905	5.160	9.077	8.399	7.422	5.914	8.654	9.037	3.997	6.022	4.727

Como pode ser observado na Tabela 13, a reanálise MERRA-2 considera aerossóis de sal marinho em todas as áreas de estudo, até mesmo as que estão a mais de 1000 km do mar, como é o caso de Cuiabá, La Paz e Alta Floresta. Os valores, em todas as áreas de estudo, variam da ordem de 10<sup>-5</sup> a 10<sup>-4</sup> kg/m<sup>3</sup> na coluna atmosférica. A localidade que apresentou maiores valores foi o Rio de Janeiro, área de estudo mais próxima do mar. Já o satélite CALIPSO, que pode ser considerado como referência real, não identificou pixels de aerossóis de sal marinho em quase nenhuma das áreas de estudo. A exceção ficou por conta do Rio de Janeiro, com detecções em todo o ano. As duas aferições concordam que o ponto no Rio de Janeiro, dentre todas as áreas de estudo, é o que tem maior incidência desse tipo de aerossol. A diferença v em nas outras cidades, como já foi abordado nas discussões anteriores, não parece haver uma boa representação desse tipo de aerossol em muitas das áreas de estudo. Outro fator que precisa ser levado em consideração, é que possivelmente a ordem de grandeza atmosférica de encontrada na concentração desse particulado nas cidades fora do litoral não seja

significativa o suficiente para o algoritmo do sensor CALIOP considerar um pixel inteiro como sal marinho. Além disso, é preciso levar em consideração a perda de qualidade das medidas do sensor MODIS, que serve como insumo para a reanálise MERRA-2, em áreas da América do Sul (LANZACO et al., 2016).

### 5.6.2 Black Carbon

Tabela 14 - Black carbon (kg/m<sup>3</sup>) do MERRA e Smoke (pixels) do CALIPSO.

Black Carbon em kg/m <sup>3</sup> (MERRA) e Smoke em quantidade de pixels (CALIPSO)												
Local/Mês	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
<b>MERRA-2</b>												
Cuiabá	5,29E-05	3,94E-05	3,21E-05	2,70E-05	2,84E-05	4,24E-05	6,40E-05	1,79E-04	4,53E-04	2,40E-04	7,92E-05	6,28E-05
Alta Floresta	5,24E-05	3,26E-05	2,45E-05	2,13E-05	2,79E-05	4,12E-05	7,02E-05	2,75E-04	5,19E-04	2,28E-04	1,07E-04	8,39E-05
São Martinho	3,90E-05	3,78E-05	3,36E-05	3,11E-05	2,69E-05	3,29E-05	4,54E-05	1,13E-04	1,74E-04	1,12E-04	5,12E-05	4,27E-05
La Paz	1,82E-05	1,62E-05	1,29E-05	1,14E-05	1,22E-05	1,55E-05	2,39E-05	5,49E-05	1,01E-04	6,25E-05	3,23E-05	2,08E-05
Rio de Janeiro	1,23E-04	1,20E-04	1,02E-04	9,25E-05	9,45E-05	1,07E-04	1,21E-04	1,74E-04	3,25E-04	2,56E-04	1,41E-04	1,26E-04
<b>CALIPSO</b>												
Cuiabá	5,01E+02	1,72E+03	1,29E+03	1,79E+02	1,31E+03	8,79E+01	3,93E+03	1,32E+04	2,52E+04	1,38E+04	3,19E+03	1,35E+03
Alta Floresta	2,58E+03	9,67E+02	6,10E+02	1,24E+03	4,86E+03	5,44E+02	2,76E+03	1,75E+04	1,37E+04	1,25E+04	6,17E+03	1,85E+03
São Martinho	5,95E+02	6,60E+02	1,25E+02	2,82E+02	3,06E+02	9,79E+02	1,27E+03	2,79E+03	1,92E+03	1,18E+03	3,80E+03	3,82E+03
La Paz	3,25E+02	5,94E+02	1,28E+03	4,30E+02	6,44E+02	1,23E+03	4,46E+02	2,96E+03	5,42E+03	8,83E+02	8,34E+02	1,27E+03
Rio de Janeiro	7,30E+02	2,54E+03	8,40E+02	2,09E+03	1,21E+03	5,28E+02	2,15E+03	4,71E+03	8,00E+03	7,70E+03	1,19E+03	2,19E+03

Na Tabela 14 estão as considerações da reanálise MERRA-2 quanto ao *black carbon* e a quantidade de *pixels* classificados como *smoke* pelo satélite CALIPSO. Houve classificações como esses dois tipos durante todo o ano e em todas as áreas de estudo. Os valores identificados pelo MERRA-2 variam das ordens de grandeza de 10<sup>-4</sup> a 10<sup>-5</sup> kg/m<sup>3</sup> de coluna atmosférica. Enquanto isso a detecção de pixels do CALIPSO também apresentou variação, nas ordens de grandeza de 10 até 10<sup>4</sup> pixels.

A princípio destaca-se que segundo a reanálise MERRA-2, no verão (DJFM), a localidade no Rio de Janeiro apresenta mais *black carbon* na atmosfera do que quase todas as outras localidades. Enquanto isso, considerando as detecções do satélite CALIPSO colocam a localidade do Rio de Janeiro como a região com menor presença de *black carbon* na maioria dos meses de verão (DJFM). Neste

trabalho não há intenção de comparar grandezas de quantidade de pixels com volume atmosférico. Mas, comparando as grandezas entre as cidades nas duas medições, não há motivos para acreditar em uma representação satisfatória do MERRA-2, tendo em vista que há resultados bem diferentes do observado pelo satélite CALIPSO. Cuiabá e Alta Floresta foram as localidades que mais apresentaram *black carbon*, entre agosto e setembro. Analisando apenas esses dois meses, agosto e setembro, em Alta Floresta, é possível observar outro indicativo de má representação atmosférica por parte da reanálise. Isso se infere pois de agosto para setembro, enquanto a reanálise quase dobra o valor observado, a verificação por satélite aponta uma diminuição.

Outra diferença bem-marcada pela tabela a seguir é sobre os valores mínimos anuais de *black carbon* registrados pelo satélite em contrapartida aos simulados pela reanálise. Por exemplo no Rio de Janeiro, em Alta Floresta e em Cuiabá são registrados mínimos em junho, enquanto na reanálise, todos os outros meses anteriores (JFMAM) apresentam valores menores. Provavelmente mais um indício de má representação da reanálise MERRA-2.

### 5.6.3 Dust

Tabela 15 - Dust (kg/m<sup>3</sup>) do MERRA-2 e dust (pixels) do CALIPSO

Dust em kg/m <sup>3</sup> (MERRA) e Dust em quantidade de pixels (CALIPSO)												
Local/Mês	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
<b>MERRA-2</b>												
Cuiabá	2,96E-03	3,00E-03	3,40E-03	2,91E-03	2,72E-03	2,61E-03	2,38E-03	4,20E-03	6,27E-03	4,58E-03	3,00E-03	2,65E-03
Alta Floresta	1,63E-03	1,60E-03	2,26E-03	2,06E-03	1,51E-03	7,39E-04	8,73E-04	3,16E-03	3,98E-03	2,53E-03	1,88E-03	1,37E-03
São Martinho	1,35E-03	1,36E-03	1,46E-03	1,71E-03	1,71E-03	1,90E-03	1,73E-03	2,49E-03	2,72E-03	2,04E-03	1,42E-03	1,43E-03
La Paz	4,83E-04	4,57E-04	4,55E-04	4,96E-04	4,33E-04	3,95E-04	4,49E-04	5,54E-04	6,28E-04	5,41E-04	5,10E-04	4,64E-04
Rio de Janeiro	1,19E-03	1,21E-03	1,26E-03	1,46E-03	1,90E-03	2,03E-03	2,00E-03	2,48E-03	3,06E-03	1,95E-03	1,30E-03	1,19E-03
<b>CALIPSO</b>												
Cuiabá	4,06E+03	3,05E+03	2,86E+03	6,00E+03	7,05E+03	1,81E+04	2,39E+04	2,27E+04	1,26E+04	9,02E+03	7,25E+03	4,28E+03
Alta Floresta	8,16E+03	2,80E+03	6,87E+03	5,38E+03	8,42E+03	2,17E+04	2,18E+04	1,97E+04	1,66E+04	1,18E+04	9,12E+03	7,24E+03
São Martinho	8,60E+03	5,59E+03	4,63E+03	6,56E+03	4,24E+03	2,07E+03	8,86E+03	7,37E+03	9,03E+03	4,37E+03	3,60E+03	9,28E+03
La Paz	2,98E+03	1,87E+03	3,24E+03	3,30E+03	6,43E+03	5,70E+03	8,57E+03	9,13E+03	1,12E+04	3,64E+03	8,72E+03	3,57E+03
Rio de Janeiro	7,00E+03	7,10E+03	7,20E+02	7,20E+03	5,09E+03	5,09E+03	6,40E+03	1,08E+04	1,43E+04	9,60E+03	4,70E+03	7,00E+03

Na Tabela 15, os totais de *dust* em kg/m<sup>3</sup> segundo a reanálise MERRA-2 e, em *pixels*, segundo o algoritmo de classificação do CALIPSO. Como pôde ser visto nos resultados anteriores de cada região, os valores de *dust* pouco variam ao longo do ano, tanto para medições do CALIPSO quanto para os dados do MERRA-2. Apesar disso, pode se verificar uma certa sazonalidade, que é regulada pelo regime de chuvas, ou seja, processos de deposição úmida. Por exemplo, pela contagem do CALIPSO, a única localidade que não atinge a ordem de grandeza de 10<sup>4</sup> *pixels* de *dust* em setembro, é São Martinho. Já, analisando a contagem do MERRA-2, o único local que não atinge a ordem de grandeza de 10<sup>-3</sup> kg/m<sup>3</sup> é La Paz. Por isso, há indicação de má representação da distribuição da quantidade de *black carbon* em alguns lugares da América do Sul por parte da reanálise MERRA-2.

### 5.6.4 MCD64

Tabela 16 - Área queimada do MCD-64 (km<sup>2</sup>)

Área queimada em km <sup>2</sup> (MCD64 - MODIS)												
Local/Mês	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
Cuiabá	5,26E-02	0,00E+00	2,11E-01	3,68E-01	1,74E+00	2,89E+00	1,67E+01	1,31E+02	2,00E+02	2,62E+01	6,32E-01	3,16E-01
Alta Floresta	5,26E-02	0,00E+00	2,63E-01	0,00E+00	1,05E-01	2,26E+00	6,68E+00	7,21E+01	5,55E+01	7,37E+00	4,74E-01	5,26E-02
São Martinho	1,05E-01	0,00E+00	2,11E-01	0,00E+00	5,26E-02	0,00E+00	0,00E+00	2,63E-01	1,05E-01	0,00E+00	5,26E-02	0,00E+00
La Paz	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	1,05E-01	1,00E+00	1,95E+00	6,26E+00	5,89E+00	4,79E+00	1,79E+00	5,79E-01	1,05E-01
Rio de Janeiro	6,60E-01	2,73E-01	2,37E-01	2,11E-01	1,41E-01	1,32E-01	1,10E+00	6,20E+00	1,10E+01	1,62E+01	1,84E-01	0,00E+00

A Tabela 16 mostra os valores de área queimada em km<sup>2</sup> para cada área de estudo, distribuídos em médias mensais do período de estudo. É possível notar que todas as localidades têm os picos de área queimada coincidindo com os seus respectivos períodos mais secos do ano. A localidade que apresentou o maior nível de área queimada foi Cuiabá em setembro, resultado que já era esperado, por ser a área de estudo no bioma que mais queima na América do Sul, o cerrado (LIBONATI; DACAMARA; SETZER, 2016b). A área que menos apresentou área queimada foi a de São Martinho, na Região sul do Brasil.

### 5.6.5 Profundidade Óptica

Tabela 17 - Profundidade Óptica em 532 nm do CALIPSO e em 550 nm do MERRA-2

AOT 550 nm (MERRA) e AOD 532 nm (CALIPSO)												
Local/Mês	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
<b>MERRA-2</b>												
Cuiabá	4,68E-01	4,23E-01	4,07E-01	3,63E-01	3,43E-01	3,28E-01	3,54E-01	7,79E-01	1,82E+00	1,22E+00	6,58E-01	5,40E-01
Alta Floresta	4,16E-01	3,20E-01	3,15E-01	2,99E-01	3,19E-01	2,97E-01	3,55E-01	1,14E+00	2,18E+00	1,33E+00	9,14E-01	6,52E-01
São Martinho	3,70E-01	3,61E-01	3,44E-01	3,44E-01	3,16E-01	3,42E-01	3,84E-01	7,62E-01	1,13E+00	7,63E-01	4,39E-01	4,23E-01
La Paz	2,73E-01	2,46E-01	2,23E-01	2,23E-01	2,63E-01	2,57E-01	3,10E-01	5,07E-01	8,17E-01	5,29E-01	3,99E-01	3,09E-01
Rio de Janeiro	1,10E+00	1,05E+00	1,02E+00	9,42E-01	9,25E-01	8,68E-01	9,03E-01	1,19E+00	1,99E+00	1,72E+00	1,34E+00	1,23E+00
<b>CALIPSO</b>												
Cuiabá	4,87E-01	5,05E-01	5,12E-01	4,86E-01	3,69E-01	2,98E-01	2,90E-01	4,15E-01	7,16E-01	1,13E+00	1,07E+00	6,87E-01
Alta Floresta	1,67E-01	1,30E-01	1,80E-01	9,91E-02	1,29E-01	1,59E-01	9,76E-02	4,03E-01	3,71E-01	3,85E-01	1,75E-01	2,05E-01
São Martinho	9,85E-02	4,83E-02	2,82E-02	8,17E-02	5,73E-02	9,90E-02	8,07E-02	2,22E-01	1,17E-01	8,94E-02	4,75E-02	6,54E-02
La Paz	5,73E-02	3,54E-02	7,04E-02	5,59E-02	4,09E-02	4,48E-02	4,54E-02	8,04E-02	9,99E-02	5,42E-02	6,13E-02	8,98E-02
Rio de Janeiro	1,16E-01	9,43E-02	6,61E-02	9,50E-02	1,17E-01	6,33E-02	9,02E-02	9,88E-02	1,47E-01	1,41E-01	9,44E-02	9,17E-02

Na Tabela 17 estão os valores de profundidade óptica do MERRA e do CALIPSO. Antes de iniciar a análise destes resultados, é importante ressaltar que é amplamente conhecida na literatura a dependência espectral da profundidade óptica (CHU, 2002; DUBOVIK et al., 2002; SCHUSTER et al., 2012; TOLEDANO, 2005; ZDUN; ROZWADOWSKA; KRATZER, 2011). Por isso, maiores valores de profundidade óptica são esperados nos menores comprimentos de onda. Sendo assim, pode se esperar que o comprimento de onda de 532 nm do CALIPSO apresente valores maiores de profundidade óptica do que os dados do MERRA-2, que são de uma análise feita à 550 nm. Ao analisar a tabela as áreas do Rio de Janeiro, São Martinho e La Paz, a reanálise apresenta valores com uma ordem de grandeza de diferença, uma indicação de má representação dos aerossóis atmosféricos e de suas propriedades nessas áreas. Pelo CALIPSO, os maiores valores de profundidade óptica foram encontrados em Cuiabá, entre setembro e outubro, auge do período seco da região. O resultado concorda com o período seco da região, quando se tem menos processos de deposição úmida, e por causa disso, o período em que mais se observam queimadas, vide Tabela 16.

## 6 CONCLUSÃO

Nas áreas de estudo que estão no interior do continente, Alta Floresta e Cuiabá, os resultados sugerem que as queimadas tenham protagonismo na evolução da profundidade óptica ao longo do ano. No período seco, época de incêndios pelo país, os níveis de *black carbon*, carbono orgânico e aerossóis secundários crescem consideravelmente e, com isso, também crescem os níveis de profundidade óptica. O alto índice de *black carbon* na atmosfera não contribui para significativamente para o ciclo hidrológico, pois tem se na literatura a informação de que eles são hidrofóbicos. Já quanto a sua contribuição direta, existem evidências de que os aerossóis de *black carbon* aquecem as moléculas de ar nos seus arredores. Além disso, os aerossóis de nas áreas de estudo têm papel importante no transporte de nutrientes entre os biomas brasileiros. Por exemplo, Alta Floresta está no bioma amazônico, região que é pobre em alguns nutrientes, como fósforo e nitrogênio, enquanto Cuiabá está no Cerrado, bioma rico em fósforo e nitrogênio. Conforme visto nas trajetórias do HYSPLIT, algumas trajetórias de partículas com ponto final em Alta Floresta vêm de sul, com ponto inicial no Cerrado. Isso indica um possível intercâmbio de material entre essas duas Regiões. O transporte de fósforo entre os biomas já foi documentado na literatura anteriormente (DIONIZIO DA SILVA et al., 2017b).

Apesar da incompatibilidade com o vapor d'água e conseqüente não participação direta do ciclo hidrológico, o *black carbon* possui participação importante no balanço energético da atmosfera. Em Alta floresta, os níveis de *black carbon* chegaram aos  $5 \times 10^{-4}$  kg/m<sup>3</sup> em setembro, segundo a reanálise MERRA-2. Pelo CALIPSO, os *pixels* classificados como *smoke* chegam a ser uma fração de 35% do total classificado como aerossol na região, em setembro e em outubro. Em Cuiabá, o MERRA-2 considerou  $4 \times 10^{-4}$  kg/m<sup>3</sup>. No mesmo período, o MC64 registrou 72 km<sup>2</sup> de área queimada em agosto em Alta Floresta e 200 km<sup>2</sup> em Cuiabá, em setembro, em áreas de 1°x1°. Ou seja, Cuiabá, no Cerrado, apresenta os maiores valores de queimadas, enquanto Alta Floresta, apresenta os maiores valores de *black carbon* presentes na atmosfera. Esse é outro indício de

que os aerossóis de *black carbon* dos incêndios na área Cuiabá são transportados para outras regiões. Enquanto, o maior número de aerossóis na área Alta Floresta e a menor quantidade de área queimada em comparação à Cuiabá, indica que os aerossóis dessa área são oriundos de outras áreas. Em complementariedade, as simulações do HYSPLIT mostram que provavelmente há chegada de particulado em Alta Floresta vindo de áreas mais ao sul, como Cuiabá. Isso mostra que parte do material emitido na atmosfera no Cerrado chega ao bioma Amazônico.

Em São Martinho e em La Paz, o que se observou foi que os níveis de *black carbon* foram de no máximo  $2 \times 10^{-4}$  e  $1 \times 10^{-4}$  kg/m<sup>3</sup> em setembro, respectivamente. Também são esses mesmos locais que não chegam à ordem de grandeza de 10 km<sup>2</sup> de área queimada, pelas medições do MCD64. Esses dois locais, dentre as áreas de estudo, foram os que apresentaram os menores valores desse tipo de aerossol presente na atmosfera.

Já no Rio de Janeiro, os valores de *black carbon* e *smoke* na atmosfera apresentam os maiores valores na média do ano. Considerando o CALIPSO, são entre 582 *pixels* de classificados como *smoke* em junho e 80000 *pixels* em setembro. Analisando o MERRA-2, os valores vão de  $9 \times 10^{-5}$  kg/m<sup>3</sup> em maio a  $3 \times 10^{-4}$  kg/m<sup>3</sup> em setembro. Pela análise das trajetórias do HYSPLIT, nenhum cluster de trajetória passa de maneira significativa por áreas em continente onde há grandes sítios de queimadas. Por isso, a conclusão é de que os níveis de *smoke* na área de estudo sejam por conta emissões na própria região. Como pode ser observado pelo registro do produto MCD64, a área queimada é presente em quase todo o ano. Além disso, durante o primeiro trimestre do ano, o Rio de Janeiro, dentre as áreas de estudo, é o que possui maiores valores de área queimada.

Tratando-se do *sea salt*, a identificação dele por *pixels* do satélite CALIPSO foi feita somente no Rio de Janeiro. Em todas as outras localidades, o satélite não identificou nenhum *pixel* como sal marinho. Apesar disso, o MERRA-2 em sua reanálise considera sal marinho em todas as áreas de estudo. É necessário citar que o Rio de Janeiro, dentre as áreas de estudo, é local com maior volume desse tipo de aerossol na atmosfera também pelo MERRA-2, o que abre brecha para que a representação do MERRA-2 seja razoável e o VFM que não tenha conseguido

classificar esses tipos de aerossóis em volumes tão pequenos. Mas, levando em consideração o período entre setembro e novembro em Alta Floresta, há de se tirar outra conclusão, uma vez que a ordem de grandeza de volume pelo MERRA-2 é a mesma do Rio de Janeiro. Ou seja, tudo indica numa má representação desse tipo de aerossol na atmosfera no interior do continente, como diz a literatura. Fundamentando a análise, a área de estudo de São Martinho também possui retrotrajetórias vindas do Oceano Atlântico, mesmo assim não apresenta identificação de *pixels* como sal marinho pelo satélite CALIPSO. Inclusive, apesar de mais próximo ao mar e de apresentar retrotrajetórias oceânicas, a localidade apresenta valores de sal marinho menores do que os locais mais ao interior do país, como Cuiabá e Alta Floresta, nos meses julho, agosto, setembro, outubro e novembro.

Retornando a avaliação ao Rio de Janeiro, chegou-se à conclusão de que os níveis de aerossol de sal marinho são os dominantes pela maior parte do ano, com exceção do período mais seco, onde os *pixels* classificados como *black carbon* ultrapassam os classificados como *sea salt*, pelo CALIPSO. Também chegou-se à conclusão de que a aproximação ou afastamento da ASAS ao longo do ano influencia diretamente na quantidade de sal marinho presente na atmosfera da área.

Os totais de *dust* são grande parcela do total de aerossóis em todas as áreas de estudo deste trabalho, pelas medidas do satélite CALIPSO e pelo MERRA-2. Pela reanálise MERRA-2, o volume atmosférico fica entre as ordens de grandeza de 0,001 e 0,0001 kg/m<sup>3</sup>. Excetuando o Rio de Janeiro, onde o sal marinho lidera pela maior parte do ano, em todas as áreas de estudo o *dust* domina o volume atmosférico e quantidade de *pixels* em todas as áreas de estudo. A exceção são as áreas de Cuiabá e Alta Floresta, onde os aerossóis carbonáceos atingem valores maiores nas épocas mais comuns de queimadas.

Em Cuiabá e em Alta floresta, os níveis de profundidade óptica na atmosfera são modulados pela ocorrência de queimadas. No período seco do ano as queimadas ocorrem e, com isso, há maior disponibilidade de aerossóis carbonáceos na atmosfera. No Rio de Janeiro, os níveis são modulados pelas queimadas ocorrem

durante todo o ano, mas com maior intensidade no período seco. Além disso, outro fator que se mostrou influenciador dos níveis de profundidade óptica, foi o movimento da ASAS. No verão, o centro da ASAS se afasta do continente e, a borda desse sistema leva à advecção de sal marinho na área de estudo. Em São Martinho, os níveis de profundidade óptica aumentam ligeiramente no fim do inverno, mesmo período em que o CALIPSO identifica um aumento no número de *pixels* classificados como *smoke*. Apesar disso, os níveis de área queimada do MCD64 não aumentam consideravelmente, indicando uma advecção vinda de áreas mais ao norte. Em La Paz, a atmosfera mais rarefeita fez com que os níveis de profundidade óptica fossem os menores dentre as áreas de estudo. Além disso, o fato curioso foi que a profundidade óptica não se mostrou inversamente proporcional ao período úmido da região. A conclusão sobre a climatologia de profundidade óptica de La Paz é que as trajetórias têm grande influência na profundidade óptica da atmosfera, mais do que a contribuição dos próprios processos de deposição úmida. Mais detalhadamente, quando as trajetórias vêm com maior parcela de leste, o ar de níveis mais baixos traz consigo menos partículas e, quando as trajetórias vêm de oeste, do alto da cordilheira, o ar vem mais rarefeito, com menos partículas. Logo, esse efeito predomina a disponibilidade de aerossóis em La Paz.

## 7 REFERÊNCIAS

ALEXANDRE DE SOUZA, P. COMPOSIÇÃO E FONTES DOS CONSTITUINTES INORGÂNICOS MAJORITÁRIOS NA ÁGUA DA CHUVA DA CIDADE DO RIO DE JANEIRO, SUDESTE DO BRASIL. **DESAFIOS - Revista Interdisciplinar da Universidade Federal do Tocantins**, v. 8, n. 1, p. 47–64, 10 mar. 2021.

ANDERSON, L. D.; FAUL, K. L.; PAYTAN, A. Phosphorus associations in aerosols: What can they tell us about P bioavailability? **Marine Chemistry**, v. 120, n. 1–4, p. 44–56, 2010.

ANDREAE, M. Biomass burning: its history, use, and distribution and its impact on environmental quality and global climate. **Global biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications**, n. August, p. 3–21, 1991.

ANDREAE, M. O. et al. Smoking Rain Clouds over the Amazon. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1337–1342, 2004.

ANSMANN, A. et al. Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 11, p. 2–6, 2009.

ARTAXO, P. et al. Composition and sources of aerosols from the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. D2, p. 1605, 1988.

ARTAXO, P. et al. Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 185–196, 2005a.

ARTAXO, P. et al. Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 185–196, 2005b.

BACKMAN, J. et al. On the diurnal cycle of urban aerosols, black carbon and the occurrence of new particle formation events in springtime São Paulo, Brazil. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 23, p. 11733–11751, 2012.

BAGGENSTOS, D. et al. Earth's radiative imbalance from the Last Glacial Maximum to the present. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 116, n. 30, p. 14881–14886, 2019.

BASTOS, C. C.; FERREIRA, N. J. Análise Climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. **Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia**, p. 612–619, 2008.

BOND, T. C. et al. A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 109, n. 14, p. 1–43, 2004a.

BOND, T. C. et al. A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 109, n. 14, p. 1–43, 2004b.

BOND, T. C. et al. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 118, n. 11, p. 5380–5552, 2013.

BOSILOVICH, M. G.; ROBERTSON, F. R.; CHEN, J. Global energy and water budgets in MERRA. **Journal of Climate**, v. 24, n. 22, p. 5721–5739, 2011.

BOUCHER, O. et al. Clouds and Aerosols. In: INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (Ed.). **Climate Change 2013 - The Physical Science Basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2013a. v. 9781107057p. 571–658.

BOUCHER, O. et al. Clouds and Aerosols. In: INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (Ed.). **Climate Change 2013 - The Physical Science Basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2013b. v. 9781107057p. 571–658.

BRUNEKREEF, B.; HOLGATE, S. T. Air pollution and health. **Lancet**, v. 360, n. 9341, p. 1233–1242, 2002.

CAL, O. F. G.; STALLARD, R. F.; EDMOND, J. M. of Geological and Geophysical. **October**, v. 86, p. 9844–9858, 1981.

CASTANHO, A. D. A.; ARTAXO, P. Wintertime and summertime São Paulo aerosol source apportionment study. **Atmospheric Environment**, v. 35, n. 29, p. 4889–4902, 2001.

CHEN, S. et al. Assessment of CFSR, ERA-Interim, JRA-55, MERRA-2, NCEP-2 reanalysis data for drought analysis over China. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 1–2, p. 737–757, 2019.

CHU, D. A. Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 12, p. 8007, 2002.

COHEN, J. B.; WANG, C. Estimating global black carbon emissions using a top-down Kalman Filter approach. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 1, p. 307–323, 2014.

COLARCO, P. R. et al. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. p. 753–786, 2013.

COOKE, W. F. et al. for carbonaceous aerosol and implementation radiative impact in the ECHAM4 model found using bulk aerosol emission factors , while global black carbon emissions carbon emissions  $m^{-2}$  were Because of secondary carbon aerosol be doubled  $m^{-2}$  . The resultant. v. 104, 1999a.

COOKE, W. F. et al. for carbonaceous aerosol and implementation radiative impact in the ECHAM4 model found using bulk aerosol emission factors , while global black carbon emissions carbon emissions  $m^{-2}$  were Because of secondary carbon aerosol be doubled  $m^{-2}$  . The resultant. v. 104, 1999b.

CUBISON, M. J. et al. The influence of chemical composition and mixing state of Los Angeles urban aerosol on CCN number and cloud properties. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 8, n. 18, p. 5649–5667, 2008.

DA SILVA PALÁCIOS, R. et al. Long-term measurements of aerosol optical properties and radiative forcing (2011-2017) over Central Amazonia. **Atmosfera**, v. 35, n. 1, p. 143–163, 2022.

DAS, S. et al. Dust aerosol feedback on the Indian summer monsoon: Sensitivity to absorption property. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 18, p. 9642–9652, set. 2015.

DE LEEUW, G. et al. Production Flux of Sea-Spray Aerosol. **Reviews of Geophysics**, v. 49, n. 2010, p. 1–39, 2011.

DE OLIVEIRA, A. M. et al. Analysis of incoming biomass burning aerosol plumes over southern Brazil. **Atmospheric Science Letters**, v. 17, n. 11, p. 577–585, 2016.

DENMAN et al. Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. In: **Climate Change 2007: The Physical Science Basis**. [s.l: s.n.]. v. 21p. 499–587.

DENMAN et al. Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry. In: **Climate Change 2007: The Physical Science Basis**. [s.l: s.n.]. v. 21p. 499–587.

DERECZYNSKI, C. P.; E, J. S. DE O.; MACHADO, C. O. CLIMATOLOGIA DA PRECIPITAÇÃO NO MUNICÍPIO DO RIO DE JANEIRO Universidade Federal do Rio de Janeiro - Instituto de Geociências – Departamento de Meteorologia , Centro Federal de Educação Tecnológica Celso Suckow da Fonseca do Rio de Janeiro , Recebido Jane. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 24–38, 2009.

DERECZYNSKI, C. P.; OLIVEIRA, J. S. DE; MACHADO, C. O. Climatologia da precipitação no município do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 24–38, 2009.

DINES, W. H. The heat balance of the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 43, n. 182, p. 151–158, 1917.

DIONIZIO DA SILVA, E. A. et al. Influence of climate variability, fire and phosphorus limitation on the vegetation structure and dynamics in the Amazon-Cerrado border. **Biogeosciences Discussions**, p. 1–52, maio 2017a.

DIONIZIO DA SILVA, E. A. et al. Influence of climate variability, fire and phosphorus limitation on the vegetation structure and dynamics in the Amazon-Cerrado border. **Biogeosciences Discussions**, p. 1–52, maio 2017b.

DRAXLER, R. R.; HESS, G. D. An Overview of the HYSPLIT\_4 Modelling System for Trajectories, Dispersion, and Deposition. **Australian Meteorological Magazine**, v. 47, n. February, p. 295–308, 1998.

DUBOVIK, O. et al. Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 3, p. 590–608, 2002.

ECHER, E.; SOUZA, M. P.; SCHUCH, N. J. A Lei de Beer Aplicada na Atmosfera Terrestre. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 23, n. 3, p. 276–283, 2001.

EFSTATHIOU, C.; ISUKAPALLI, S.; GEORGOPOULOS, P. A mechanistic modeling system for estimating large-scale emissions and transport of pollen and co-allergens. **Atmospheric Environment**, v. 45, n. 13, p. 2260–2276, 2011.

FIELD, C. B. et al. **Climate Change 2014, Impactos Adaptation, and Vulnerability Renewable Energy**. [s.l.: s.n.].

FORMENTI, P. et al. Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) - Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in March 1998. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D14, p. 14919–14934, 2001.

FREITAS, S. R. et al. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, n. 1–2, p. 135–167, 2005.

GELARO, R. et al. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). **Journal of Climate**, v. 30, n. 14, p. 5419–5454, 2017.

GEVAERD, R. et al. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera . Parte I: Descrição da metodologia e validação PARTE I: DESCRIÇÃO DA METODOLOGIA E VALIDAÇÃO Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos , Instit. n. May, 2014.

GIGLIO, L. et al. and Physics Global estimation of burned area using MODIS active fire observations. n. 1, p. 957–974, 2006.

GLÄSER, G. et al. The transatlantic dust transport from North Africa to the Americas - Its characteristics and source regions. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 21, p. 11231–11252, 2015.

GODOY, M. et al. Coarse and fine aerosol source apportionment in Rio de Janeiro , Brazil. v. 43, p. 2366–2374, 2009.

GONG, S. L. et al. Modeling sea-salt aerosol in the atmosphere 2. Atmospheric concentrations and fluxes. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D3, p. 3819–3830, 1997.

GOURETSKI, V.; CHENG, L. Correction for systematic errors in the global dataset of temperature profiles from mechanical bathythermographs. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 37, n. 5, p. 841–855, 2020.

GRYTHER, H. et al. A review of sea-spray aerosol source functions using a large global set of sea salt aerosol concentration measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 3, p. 1277–1297, 2014a.

GRYTHER, H. et al. A review of sea-spray aerosol source functions using a large global set of sea salt aerosol concentration measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 3, p. 1277–1297, 2014b.

GUI, K. et al. Water vapor variation and the effect of aerosols in China. **Atmospheric Environment**, v. 165, p. 322–335, 2017.

HANDE, L. B.; HOOSE, C. Partitioning the primary ice formation modes in large eddy simulations of mixed-phase clouds. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 22, p. 14105–14118, 2017.

HERUT, B.; COLLIER, R.; KROM, M. D. The role of dust in supplying nitrogen and phosphorus to the Southeast Mediterranean. **Limnology and Oceanography**, v. 47, n. 3, p. 870–878, 2002.

HOBBS, P. V. **Aerosol-cloud-climate interactions**. 1. ed. San Diego, California: Academic Press, 1993. v. 54

HOLBEN, B. N. Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 7, n. 11, p. 1417–1434, 1986.

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

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

HOOSE, C.; MÖHLER, O. **Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: A review of results from laboratory experiments**. [s.l: s.n.]. v. 12

HOOSE, C.; MÖHLER, O. **Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: A review of results from laboratory experiments**. [s.l: s.n.]. v. 12

HOUZE, R. A. **Cloud Dynamics**. Academic Press, , 1993.

HUANG, J. et al. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. p. 398–416, 2014.

HUANG, X.; DING, A. Aerosol as a critical factor causing forecast biases of air temperature in global numerical weather prediction models. **Science Bulletin**, v. 66, n. 18, p. 1917–1924, 30 set. 2021.

IPCC. **Climate Change 2007 Synthesis Report**. [s.l: s.n.].

IPCC. **IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change**. Cambridge University Press, , 2013.

IPCC. **Mudança do Clima 2021: Contribuição do Grupo de Trabalho I ao Sexto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudança do Clima**. [s.l: s.n.].

KANJI, Z. A. et al. Overview of Ice Nucleating Particles. **Meteorological Monographs**, v. 58, p. 1.1-1.33, 2017.

KASKAOUTIS, D. G. et al. On the characterization of aerosols using the Ångström exponent in the Athens area. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 68, n. 18, p. 2147–2163, 2006a.

KASKAOUTIS, D. G. et al. On the characterization of aerosols using the Ångström exponent in the Athens area. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 68, n. 18, p. 2147–2163, 2006b.

KASKAOUTIS, D. G.; KAMBEZIDIS, H. D. Comparison of the Ångström parameters retrieval in different spectral ranges with the use of different techniques. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 99, n. 3–4, p. 233–246, 2008a.

KASKAOUTIS, D. G.; KAMBEZIDIS, H. D. Comparison of the Ångström parameters retrieval in different spectral ranges with the use of different techniques. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 99, n. 3–4, p. 233–246, 2008b.

- KAUFMAN, Y. J. et al. Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 110, n. 10, p. 1–16, 2005.
- KHAIN, A.; LYNN, B.; DUDHIA, J. Aerosol Effects on Intensity of Landfalling Hurricanes as Seen from Simulations with the WRF Model with Spectral Bin Microphysics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 2, p. 365–384, 2010.
- KIEHL, J. T. et al. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 2, p. 197–208, 1997.
- KIEHL, J. T. Twentieth century climate model response and climate sensitivity. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 22, p. 1–4, 2007.
- KINOSHITA, N. et al. Assessment of individual radionuclide distributions from the Fukushima nuclear accident covering central-east Japan. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 108, n. 49, p. 19526–19529, 2011.
- LAKSHMI, N. B.; NAIR, V. S.; SURESH BABU, S. Vertical Structure of Aerosols and Mineral Dust Over the Bay of Bengal From Multisatellite Observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, p. 845–861, 2017.
- LANZACO, B. et al. A method to improve MODIS AOD values: Application to South America. **Aerosol and Air Quality Research**, v. 16, 1 jun. 2016.
- L'ECUYER, T. S. et al. **Touring the Atmosphere Aboard the A-Train**. AIP Conference Proceedings. **Anais...**2011.
- LEVY, R. C. et al. The Collection 6 MODIS aerosol products over land and ocean. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 6, n. 11, p. 2989–3034, 2013.
- LEWIS, E. R.; SCHWARTZ, S. E. **Sea Salt Aerosol Production: Mechanisms, Methods, Measurements and Models - A Critical Review**. [s.l.: s.n.].

LIBONATI, R.; DACAMARA, C.; SETZER, A. **Spatial and temporal patterns of burned area over Brazilian Cerrado from 2005 to 2015 using remote sensing data.** EGU General Assembly Conference Abstracts. **Anais...**2016a.

LIBONATI, R.; DACAMARA, C.; SETZER, A. **Spatial and temporal patterns of burned area over Brazilian Cerrado from 2005 to 2015 using remote sensing data.** EGU General Assembly Conference Abstracts. **Anais...**2016b.

MAENHAUT, W. et al. Two-year study of atmospheric aerosols in Alta Floresta, Brazil: Multielemental composition and source apportionment. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms**, v. 189, n. 1–4, p. 243–248, 2002a.

MAENHAUT, W. et al. Two-year study of atmospheric aerosols in Alta Floresta, Brazil: Multielemental composition and source apportionment. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms**, v. 189, n. 1–4, p. 243–248, 2002b.

MAENHAUT, W.; FERNA´NDEZ-JIME´NEZ, M.-T.; ARTAXO, P. Long-term study of atmospheric aerosols in Cuiaba´, Brazil: multielemental composition, sources and source apportionment. **Journal of Aerosol Science**, v. 30, p. S259–S260, set. 1999.

MAHOWALD, N. et al. The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system. **Aeolian Research**, v. 15, p. 53–71, 2014a.

MAHOWALD, N. et al. The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system. **Aeolian Research**, v. 15, p. 53–71, 2014b.

MARIANO, G. L.; VOSS, E.; MARIANO, C. Southern Brazil: analysis of aerosols from different sources through the sensors MODIS and CALIOP. p. 1–3, 2011.

MAYOL-BRACERO, O. L. et al. Water-soluble organic compounds in biomass burning aerosols over Amazonia Apportionment of the chemical composition and

importance of the polyacidic fraction. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 107, n. 20, p. 591–5915, 2002.

MCMEEKING, G. R. et al. Influences on the fraction of hydrophobic and hydrophilic black carbon in the atmosphere. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 10, p. 5099–5112, 2011.

MENESES, P. R.; ALMEIDA, T. Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto. **Universidade de Brasília**, p. 266, 2012.

MIYAJI, R. O. et al. Spatial interpolation of air pollutant and meteorological variables in central amazonia. **Data**, v. 6, n. 12, 1 dez. 2021.

N'DATCHOH, E. T. et al. Dust induced changes on the West African summer monsoon features. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 1, p. 452–466, 2018.

NOVAKOV, T.; PENNER, J. E. Large contribution of organic aerosols to cloud-condensation-nuclei concentrations. **Nature**, v. 365, n. 6449, p. 823–826, 1993.

NOWOTTNICK, E. P. et al. Use of the CALIOP vertical feature mask for evaluating global aerosol models. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 8, n. 9, p. 3647–3669, 2015.

OKIN, G. S. et al. Impact of desert dust on the biogeochemistry of phosphorus in terrestrial ecosystems. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 18, n. 2, 2004.

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

PAN, X. et al. Observation of the simultaneous transport of Asian mineral dust aerosols with anthropogenic pollutants using a POPC during a long-lasting dust event in late spring 2014. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 5, p. 1593–1598, 2015a.

PAN, X. et al. Observation of the simultaneous transport of Asian mineral dust aerosols with anthropogenic pollutants using a POPC during a long-lasting dust event in late spring 2014. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 5, p. 1593–1598, 2015b.

PAPASTEFANOU, C. Residence time of tropospheric aerosols in association with radioactive nuclides. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 64, n. 1, p. 93–100, 2006a.

PAPASTEFANOU, C. Residence time of tropospheric aerosols in association with radioactive nuclides. **Applied Radiation and Isotopes**, v. 64, n. 1, p. 93–100, 2006b.

PATHAK, B. et al. Aerosol temporal characteristics and its impact on shortwave radiative forcing at a location in the Northeast of India. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 19, p. 1–14, 2010.

PEDRÓS, R. Column-integrated aerosol optical properties from ground-based spectroradiometer measurements at Barrax (Spain) during the Digital Airborne Imaging Spectrometer Experiment (DAISEX) campaigns. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D18, 2003.

PEIXOTO, J.P. AND OORT, A. H. **Physics of Climate**. New York, NY, USA: [s.n.].

PIMENTEL, L. C. G. et al. Caracterização do regime de vento em superfície na região Metropolitana do Rio de Janeiro. **Engenharia Sanitaria e Ambiental**, v. 19, n. 2, p. 121–132, 2014.

PINHEIRO, H. R.; HODGES, K. I.; GAN, M. A. An intercomparison of subtropical cut-off lows in the Southern Hemisphere using recent reanalyses: ERA-Interim, NCEP-CFRS, MERRA-2, JRA-55, and JRA-25. **Climate Dynamics**, v. 54, n. 1–2, p. 777–792, 2020.

PIVELLO, V. R. The use of fire in the cerrado and Amazonian rainforests of Brazil: Past and present. **Fire Ecology**, v. 7, n. 1, p. 24–39, 2011a.

PIVELLO, V. R. The use of fire in the cerrado and Amazonian rainforests of Brazil: Past and present. **Fire Ecology**, v. 7, n. 1, p. 24–39, 2011b.

PONCZEK, M. et al. Linking the chemical composition and optical properties of biomass burning aerosols in Amazonia. **Environmental Science: Atmospheres**, v. 2, n. 2, p. 252–269, 10 dez. 2021.

PROVENÇAL, S. et al. AOD distributions and trends of major aerosol species over a selection of the world's most populated cities based on the 1st version of NASA's MERRA Aerosol Reanalysis. **Urban Climate**, v. 20, p. 168–191, 2017a.

PROVENÇAL, S. et al. AOD distributions and trends of major aerosol species over a selection of the world's most populated cities based on the 1st version of NASA's MERRA Aerosol Reanalysis. **Urban Climate**, v. 20, p. 168–191, 2017b.

RAMACHANDRAN, S.; KEDIA, S. Black carbon aerosols over an urban region: Radiative forcing and climate impact. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. D10, p. D10202, 2010.

RAMANATHAN, V. et al. Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. **Science**, v. 243, n. 4887, p. 57–63, 1989.

RAMANATHAN, V. et al. Global and regional climate changes due to black carbon. **Nature Geoscience**, v. 1, n. 4, p. 221–227, 2008.

RAMANATHAN, V. et al. Aerosols , Climate , and the Hydrological Cycle. v. 294, n. 5549, p. 2119–2124, 2016.

RAMOS, C. L. M. Análise temporal dos focos de queimadas no estado do Rio Grande do Sul nos últimos cinco anos. **VII Congresso Brasileiro**, v. 53, n. 9, p. 1689–1699, 2014.

RHODES, R. H. et al. Sea ice as a source of sea salt aerosol to Greenland ice cores: A model-based study. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 15, p. 9417–9433, 2017.

RIENECKER, M. M. et al. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. **Journal of Climate**, v. 24, n. 14, p. 3624–3648, 2011.

ROGERS, R. R. R.; YAU, M. K. **Short Course in Cloud Physics**. , 1996.

ROLPH, G. D. et al. Description and Verification of the NOAA Smoke Forecasting System: The 2007 Fire Season. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 2, p. 361–378, 2009.

SANTOS, G. B.; CARDOSO, I. P.; NUNES, A. B. **Preliminary study on the case of black rain in Rio Grande do Sul, Brazil: A synoptic point of view****Revista Brasileira de Geografia Física** v. [s.l: s.n.]. Disponível em: <<https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe>>.

SAPOZHNIKOV, V. V. SA NE M SC PL O E – C EO AP LS TE S M SC PL O E – C EO. **Encyclopedia of Life Support Systems**, v. I, 2009.

SCHUSTER, G. L. et al. Comparison of CALIPSO aerosol optical depth retrievals to AERONET measurements, and a climatology for the lidar ratio of dust. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 16, p. 7431–7452, 2012.

SEINFELD J.H., P. S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics**. , 1998a.

SEINFELD J.H., P. S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics**. , 1998b.

SMIRNOV, A. et al. Optical Properties of Atmospheric Aerosol in Maritime Environments. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 301, p. 501–523, 2002.

STEIN, A. F. et al. Noaa's hysplit atmospheric transport and dispersion modeling system. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 12, p. 2059–2077, 2015.

STEPHENS, G. L. et al. An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. **Nature Geoscience**, v. 5, n. 10, p. 691–696, 2012.

STUNDER, B. J. B.; HEFFTER, J. L.; DRAXLER, R. R. Airborne Volcanic Ash Forecast Area Reliability. **Weather and Forecasting**, v. 22, n. 5, p. 1132–1139, 2007.

SUL, C. R.; ESPACIAIS, P. Germano Possani – Bolsista PIBIC/INPE – CNPq/MCT Laboratório de Troposfera – Estratosfera, Radiação Ultravioleta e Ozônio Atmosférico. Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais CRS/CIE/INPE - MCT. 2008.

SUN, Y.; ZHAO, C. Distinct impacts on precipitation by aerosol radiative effect over three different megacity regions of eastern China. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 21, n. 21, p. 16555–16574, 12 nov. 2021.

TARGINO, A. C.; KRECL, P. Local and regional contributions to black carbon aerosols in a mid-sized city in southern Brazil. **Aerosol and Air Quality Research**, v. 16, n. 1, p. 125–137, 2016.

TEGEN, I. et al. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D20, p. 23895–23915, 1997.

THOMAS M. LILLESAND, RALPH W. KIEFER, J. W. C. Summary for Policymakers. In: INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (Ed.). **Climate Change 2013 - The Physical Science Basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 1989. v. 53p. 1–30.

TOLEDANO, C. Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masses de aire en la estación “El Arenosillo” de la red AERONET. p. 237, 2005.

TONG, H. et al. Reactive oxygen species formed in aqueous mixtures of secondary organic aerosols and mineral dust influencing cloud chemistry and public health in the Anthropocene. **Faraday Discuss.**, p. 1–3, 2017.

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.

VAN VLIET, E. D. S. et al. Personal exposures to fine particulate matter and black carbon in households cooking with biomass fuels in rural Ghana. **Environmental Research**, v. 127, p. 40–48, 2013.

VERA, C. et al. The South American low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63–77, 2006.

VOLZ, F. Photometer mit Selen-Photoelement zur spektralen Messung der Sonnenstrahlung und zur Bestimmung der Wellenlängenabhängigkeit der Dunststrahlung. **Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie B**, v. 10, n. 1, p. 100–131, 1959.

VON SCHUCKMANN, K. et al. Heat stored in the Earth system: where does the energy go?, *Earth Syst. Sci. Data*, 12, 2013–2041. p. 2013–2041, 2020.

WANG, R. et al. Black carbon emissions in China from 1949 to 2050. **Environmental Science and Technology**, v. 46, n. 14, p. 7595–7603, 2012.

WHO. the Energy Access Situation in Developing Countries. **UNDP WHO New York**, p. 142, 2009.

WINKER, D. M. et al. Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n. 11, p. 2310–2323, nov. 2009.

WINKER, D. M.; COUCH, R. H.; MCCORMICK, M. P. An overview of LITE: NASA's lidar in-space technology experiment. **Proceedings of the IEEE**, v. 84, n. 2, p. 164–180, 1996.

WOLFE, R. E.; ROY, D. P.; VERMOTE, E. MODIS land data storage, gridding, and compositing methodology: Level 2 grid. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n. 4, p. 1324–1338, 1998.

WYLIE, D. et al. A comparison of cloud cover statistics from the GLAS lidar with HIRS. **Journal of Climate**, v. 20, n. 19, p. 4968–4981, 2007.

YAN, Y. et al. Polluted dust derived from long-range transport as a major end member of urban aerosols and its implication of non-point pollution in northern China. **Science of the Total Environment**, v. 506–507, p. 538–545, 2015.

YOSHIOKA, M. et al. Impact of desert dust radiative forcing on sahel precipitation: Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes, and greenhouse gas warming. **Journal of Climate**, v. 20, n. 8, p. 1445–1467, 2007a.

YOSHIOKA, M. et al. Impact of desert dust radiative forcing on sahel precipitation: Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes, and greenhouse gas warming. **Journal of Climate**, v. 20, n. 8, p. 1445–1467, 2007b.

YU, H. et al. The fertilizing role of African dust in the Amazon rainforest: A first multiyear assessment based on data from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 6, p. 1984–1991, mar. 2015a.

YU, H. et al. The fertilizing role of African dust in the Amazon rainforest: A first multiyear assessment based on data from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 6, p. 1984–1991, mar. 2015b.

ZDUN, A.; ROZWADOWSKA, A.; KRATZER, S. Seasonal variability in the optical properties of Baltic aerosols. **Oceanologia**, v. 53, n. 1, p. 7–34, 2011.

ZHANG, Q. et al. Hydrocarbon-like and oxygenated organic aerosols in Pittsburgh: Insights into sources and processes of organic aerosols. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 5, n. 12, p. 3289–3311, 2005.

ZHANG, Q. et al. Ubiquity and dominance of oxygenated species in organic aerosols in anthropogenically-influenced Northern Hemisphere midlatitudes. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 13, p. 1–6, 2007.

ZHAO, Z. et al. Aerosol particles at a high-altitude site on the Southeast Tibetan Plateau, China: Implications for pollution transport from South Asia. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 118, n. 19, p. 11360–11375, 2013.

