



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA

Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas

PPGCC

**Caracterização de Profundidade Óptica de Aerossóis Atmosféricos no  
Nordeste Brasileiro: Um estudo através do sistema de modelagem  
EURAD-IM com assimilação de dados**

**TESE DE DOUTORADO**

Aline Macedo de Oliveira

NATAL- RN

Setembro, 2019



Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN

Sistema de Bibliotecas - SISBI

Catálogo de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Oliveira, Aline Macedo de.

Caracterização de profundidade óptica de aerossóis atmosféricos no nordeste brasileiro: um estudo através do sistema de modelagem EURAD-IM com assimilação de dados / Aline Macedo de Oliveira. - 2019.

124f.: il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas. Natal, 2019.

Orientador: Judith Johanna Hoelzemann.

Coorientador: Hendrik Viktor Elbern.

1. Climatologia - Tese. 2. EURAD-IM - Tese. 3. MODIS - Tese. 4. Aerossóis atmosféricos - Tese. 5. Assimilação de dados - Tese. 6. Nordeste do Brasil - Tese. I. Hoelzemann, Judith Johanna. II. Elbern, Hendrik Viktor. III. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.58

Elaborado por Joseneide Ferreira Dantas - CRB-15/324

CARACTERIZAÇÃO DE PROFUNDIDADE ÓPTICA DE AEROSSÓIS  
ATMOSFÉRICOS NO NORDESTE BRASILEIRO: UM ESTUDO  
ATRAVÉS DO SISTEMA DE MODELAGEM EURAD-IM COM  
ASSIMILAÇÃO DE DADOS

Aline Macedo de Oliveira

Tese de doutorado aprovada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas, do Centro de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências Climáticas

Orientador: Profa. Dra. Judith Johanna Hoelzemann

Co-orientador: Prof. Dr. Hendrik Viktor Elbern

COMISSÃO EXAMINADORA

Profa. Dra. Judith Johanna Hoelzemann (UFRN)

Prof. Dr. Cláudio Moisés Santos e Silva (UFRN)

Prof. Dr. Weber Andrade Gonçalves (UFRN)

Prof. Dra. Taciana Toledo Albuquerque (UFMG)

Prof. Dr. Hendrik Viktor Elbern (FZ Jülich/RIU)

NATAL RN

Setembro, 2019



## **DEDICATÓRIA**

Dedico este trabalho aos meus pais  
Ricardo e Lorena B. M. Oliveira



## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por me dar forças para enfrentar toda e qualquer dificuldade.

Aos meus pais, Ricardo S. e Lorena B. M. Oliveira e aos meus irmãos Richard e Lucas Oliveira, pelo apoio, incentivo e investimento e por sempre estarem ao meu lado em todos os momentos da minha vida.

As minhas tias, em especial a Cleuza Pires, por todo o suporte durante o período de doutorado.

Aos meus orientadores, Profa. Dr. Judith J. Hoelzemann e Prof. Dr. Hendrik Elbern, pela orientação e pela confiança no meu trabalho. Por todos os conselhos e a amizade adquirida durante estes anos.

Aos amigos, em especial a Patrícia N. Tuchtenhagen pelas, risadas, desabafos e companheirismo durante estes anos.

Aos Professores Claudio Moises Santos e Silva e João Medeiros, por toda ajuda prestada durante a instalação do modelo e configuração do cluster sempre que eu precisei.

Aos colegas do grupo GP-MOQA, em especial a Josielle Simões, Ediclê Fernandes, Daniel Camilo, Gustavo Matsubara, Nara Oliveira, Geremias e Cristina Tobler pela amizade e companheirismo e muitas vezes pelos desabafos.

I would like to thank the RIU group at University of Cologne for receiving me during my time in Cologne, and for letting me feel part of the group since the first day. Also, for all the support during the modeling configuration and everything you taught me during my eight months in Cologne. You all have a piece of my heart.

To Dr. Elmar Friese for teaching how to deal with the data assimilation system, the model configuration in general, and for all the support whenever I needed.

Aos membros da banca Prof. Dr. Cláudio Moisés Santos e Silva, Dr. Weber Gonçalves, Dra. Taciana Albuquerque pela disponibilidade da participação da banca, mesmo que em cima da hora.

E a todos que de alguma forma contribuíram com este trabalho.

Agradeço a CAPES pela bolsa de doutorado e pela concessão da bolsa durante o período do Doutorado Sanduiche.

## Caracterização de Profundidade Óptica de Aerossóis Atmosféricos no Nordeste Brasileiro: Um estudo através do sistema de modelagem EURAD-IM com assimilação de dados

**RESUMO:** Desde os primeiros modelos numéricos criados para a Previsão Numérica do Tempo (PNT) procuram-se formas para melhorar precisão e qualidade dos seus resultados. Modelos numéricos aplicados à previsão químico-atmosférica são considerados recentes quando comparados aos aplicados a PNT. Com o intuito de melhorar o resultado dos modelos numéricos, adota-se o uso de técnicas como a assimilação de dados (AD). A AD faz uso de dados já modelados com observações disponíveis para fornecer um resultado o mais fidedigno com a realidade. Dentre os diversos tipos de modelos, por vezes, considera-se modelos de transporte químico que estudam e preveem o comportamento de gases e partículas na atmosfera. Dentre estes o modelo EURAD (*EUROpean Air Pollution Dispersion*) e sua forma inversa, o EURAD-IM, desenvolvido pela Universidade de Colônia, na Alemanha, opera em escalas regional e hemisférica, faz o cálculo de transporte, difusão e transformação química de cerca de 70 espécies químicas. Além disto, inclui o método de assimilação de dados variacional em três e quatro dimensões (3D-VAR e 4D-VAR), que tem como objetivo, minimizar a função de custo, definida no tempo e espaço. O objetivo principal deste trabalho é caracterizar a Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) através de um método de assimilação de dados em três dimensões, 3D-VAR do modelo EURAD-IM e do uso de dados de sensoriamento remoto para a região nordeste do Brasil (NEB). No NEB a falta de dados observacionais *in situ* torna a avaliação dos dados de modelagem um desafio. Por esta razão a AOD derivada do *MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) a bordo dos satélites AQUA e TERRA foi utilizada de duas formas: para caracterizar as partículas de aerossóis na região e, em seguida, para a assimilação de dados no modelo EURAD-IM. Para a primeira, fez-se uma análise de 10 anos (de 2005 a 2014) e observou-se que no NEB, os aerossóis no NEB caracterizam-se por baixa carga na maior parte dos anos, com valor da média dos dez anos de 0,2, exceto em duas estações definidas, nos meses de janeiro a março e de agosto a outubro. Os aerossóis na região são oriundos de emissões de partículas de outras regiões. Este padrão foi observado durante todos os anos do período analisado. Além disto, observou-se a presença de sal marinho (aerossol dominante na região), poeira do deserto, poluição urbana e queimadas, entre outros. As simulações com o modelo EURAD-IM foram realizadas no ano de 2014 para a região. Como dados de entrada meteorológicos foi utilizado o modelo meteorológico *Weather Research and Forecasting* (WRF) e como condições de fronteira química, dados do *Copernicus Atmosphere Monitoring Service* (CAMS). Foi observado que o EURAD-IM tem uma boa correlação com os dados do MODIS, exceto nos meses em que a AOD tem valores mais elevados (principalmente de agosto a outubro). Nestes meses o EURAD-IM superestima os valores de AOD para a região. Estudos de caso considerando a assimilação de dados, mostraram que o método funciona para o estado, mostra boa correlação com os dados observados, melhorando os resultados da modelagem pura.

**Palavras-chave:** EURAD-IM, MODIS, aerossóis atmosféricos, assimilação de dados, Nordeste do Brasil.

## **Atmospheric Aerosol Optical Depth Characterization in the Brazilian Northeast: A study using a modeling system with data assimilation**

**ABSTRACT:** Since numerical weather prediction (NWP) studies began, many efforts have been made in order to obtain improved results with higher accuracy and quality. When compared to meteorological forecast, chemical weather predictions have the same importance as with each day the concern on how atmospheric pollutants on climate change grows. To obtain better prediction, different modeling techniques are adopted. One of them is data assimilation (DA), which matches observational and modeled data in order to obtain more accurate results. Usually this type of technique is use when there is lack of data, which makes traditional modeling less trustworthy. The main goal of the work is to characterize the AOD though a variational data assimilation method in three dimensions (3DVAR) of the EURAD-IM inverse model for the Northeast Brazil (NEB) and remote sensing data. EURAD (European Air Pollution Dispersion) and its inverse form EURAD-IM developed at the University of Cologne, in Germany, is a Eulerian model that operates from local to hemispheric scale and calculates transport, diffusion and chemical transformation of about 70 chemical species. In NEB the short amount and quality of emission sources makes modeling a challenge. For this reason, Aerosol Optical Depth (AOD) derived from the MODERate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on board of AQUA and TERRA were considered. These data were used to investigate and characterize aerosols particles in the region for a ten-year (from 2005 to 2014) period and to validate the model results. In this it was observed that AOD in NEB has a feature of low particle load, with the medium value for the period of 0.2, except during two seasons, named as typical periods. Those periods occur from January to March and from August to October, in all the years. It was also observed that NEB is influenced by different types of particles, sea salt (the main type), biomass burning, urban pollution, dust and dust plus pollution. Also, observed that dust and biomass burning particles from the African continent are advected towards NEB during the typical periods. The simulations with EURAD-IM were performed in the year of 2014 and consider as boundary conditions, data from The Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS) and as meteorological driver, simulations from The Weather Research and Forecasting (WRF) model. It was observed that EURAD-IM and MODIS data correlates well, except during the months when AOD showed elevated values. On those EURAD overestimates AOD in NEB. Study case with consideration on DA, showed that 3D-VAR works well for the region. It also showed to be suitable for the NEB providing a good correlation with the observational data and better results when compared with pure model simulations.

**Key words:** EURAD-IM model, MODIS, atmospheric aerosols, data assimilation, Northeast Brazil.

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	17
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
2.1. Aerossóis Atmosféricos.....	22
2.1.1. Efeitos no Clima.....	24
2.1.2. Aerossóis de poeira.....	26
2.2. Modelagem química atmosférica.....	30
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	34
3.1. Métodos de Assimilação de dados.....	38
3.1.1.1. Optimal Interpolation (OI).....	38
3.1.1.2. Filtro de Kalman (FK).....	39
3.1.1.3. Métodos Variacionais.....	41
3.2. Os dados dos sensores MODIS dos satélites TERRA/AQUA.....	43
3.3. A Base de Dados Global de Emissões EDGAR.....	44
3.4. Modelo químico atmosférico EURAD.....	45
3.4.1. Dados meteorológicos para o modelo EURAD.....	46
3.4.2. O modelo de emissões do EURAD (EEM).....	47
3.4.3. O pré-processador de dados PREP.....	47
3.4.4. O modelo EURAD-IM.....	47
3.4.5. Estrutura de grade do EURAD – IM.....	48
3.4.6. Aerossóis atmosféricos no EURAD-IM.....	49
3.4.6.1. Emissões antropogênicas.....	50
3.4.6.2. Emissões de poeira.....	51
3.4.6.3. Emissões de sais marinhos.....	52
3.5. Assimilação de dados no EURAD-IM.....	52
3.5.1. Método Variacional tridimensional.....	54
3.5.1.1. Matriz de covariância do erro do background.....	54
4. METODOLOGIA.....	57
4.1. Área de estudo.....	57
4.2. Dados de satélite.....	58

4.2.1. MODIS.....	58
4.2.2. Caracterização dos aerossóis através da Profundidade Óptica dos Aerossóis e Expoente de Angström.....	59
4.3. Simulações com o modelo EURAD-IM.....	61
4.3.1. EURAD-IM.....	61
4.3.2. Driver meteorológico.....	61
4.3.3. Avaliação estatística do MODIS e EURAD.....	62
4.3.4. Estudos de caso com o uso do método variacional em três dimensões (3DVAR) do EURAD-IM.....	63
5. RESULTADOS.....	65
5.1. Análise da Profundidade Óptica dos Aerossóis a partir de dados do MODIS.....	65
5.1.2. Análise da Profundidade Óptica dos Aerossóis e do Exponente de Angström.....	69
5.2. Comparação subjetiva da AOD do MODIS e EURAD.....	72
5.3. Análise estatística da AOD simulada e observada.....	75
5.4. Estudo de caso.....	77
5.4.1. Caso de estudo do dia 1º de janeiro de 2014.....	77
5.4.2. Caso de estudo do dia 24 de setembro de 2014.....	82
6. CONCLUSÕES .....	86
7. REFERÊNCIAS. ....	90
Anexo 1 – Artigo aceito.....	100

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Distribuição de tamanho e volume das partículas atmosféricas, com modas diferentes .....	24
Figura 2	Esquema geral de assimilação de dados .....	35
Figura 3	Assimilação de dados sequencial, (a) intermitente e (b) contínua .....	37
Figura 4	Exemplo esquemático de Filtro de Kalman .....	41
Figura 5	Mapa anual de emissão de PM10 (a) e de PM2,5 (b) do ano de 2010 do EDGAR..	45
Figura 6	Sistema do EURAD-IM com todas as partes necessárias para a integração do modelo. Os quadrados em azul representam os dados de entrada e os em amarelo os outputs do modelo (saídas do modelo).....	46
Figura 7	Arranjo da grade horizontal e vertical. $u$ é a componente leste do vento, $v$ a de norte e $\sigma$ a vertical. $K_{zz}$ é a difusividade de Eddy e $x$ denota todas as outras variáveis como concentrações, como temperatura, umidade, etc.....	49
Figura 8	Espécies de aerossóis tratadas pelo MADE .....	50
Figura 9	Nordeste do Brasil (a) e noroeste da África (b) que faz parte da região de fluxo de transporte de aerossóis.....	58
Figura 10	Serie temporal da média diária da Profundidade Óptica dos Aerossóis derivada do MODIS para o período de 2005 a 2014. As cores referenciam os anos de forma individual, a linha preta corresponde a mediana do período de 10 anos.....	67
Figura 11	Box plot a Profundidade Óptica dos Aerossóis dos anos de 2005 (a), 2007 (b), 2010 (c) e 2012 (d). A parte inferior corresponde a primeiro quartil (Q1 – 25%), a linha na parte interna das caixas a mediana (Q2 – 50%) e a linha superior da caixa o terceiro quartil (Q3 – 75%). Os outliers (ou flags) correspondem aos valores mínimos e máximo da serie de dados.....	69
Figura 12	Gráfico de dispersão da Profundidade Óptica dos Aerossóis versus o Expoente de Angstrom dos anos mais representativos do período de estudo: 2005 (a), 2007 (b) e 2010 (c) e rosa dos ventos de cada ano. Período 1 corresponde aos meses de janeiro a março e o período 2 aos meses de agosto a setembro. As linhas em azul correspondem as medianas da AOD e do AE.....	71
Figura 13	Varição anual da média diária da AOD do ano de 2014. Em azul as médias diárias do MODIS e em laranja (tracejado) as médias diárias de acordo com o EURAD. As médias anuais das duas fontes de informação estão representadas pelas linhas (sólidas) na horizontal.....	75
Figura 14	Estudo de caso do dia 1º de janeiro de 2014. Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) derivada do MODIS a bordo dos satélites AQUA e TERRA para o NEB (a), de noroeste da África, oceano e NEB (b), AOD simulada pelo EURAD (c), simulação de 10 dias, com fim no dia 1º de janeiro de 2014 das trajetórias reversas do HYSPLIT (d) e subtipo de aerossol do CALIPSO que mostra a presença de aerossóis de (1) marinho limpo (em azul), (2) poeira (em amarelo), (3) poluição	79



continental (em vermelho), (4) continental limpo (em verde), (5) poeira poluída (em marrom) e (6) fumaça (em preto).....

- Figura 15 Estudo de caso do dia 1º de janeiro de 2014. Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) simulada pelo EURAD (a) e AOD assimilada com o método 3DVAR (b) no NEB..... 81
- Figura 16 Estudo de caso do dia 24 de setembro de 2014. Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) derivada do MODIS a bordo dos satélites AQUA e TERRA para o NEB (a), de noroeste da África, oceano e NEB (b), simulação de 10 dias, com fim no dia 24 de setembro de 2014 das retro trajetórias do HYSPLIT (c) e subtipo de aerossol do CALIPSO observada durante o dia (d) e noite (e) que mostram a presença de aerossóis de (1) marinho limpo (em azul), (2) poeira (em amarelo), (3) poluição continental (em vermelho), (4) continental limpo (em verde), (5) poeira poluída (em marrom) e (6) fumaça (em preto)..... 83
- Figura 17 Estudo de caso do dia 24 de setembro de 2014. Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) simulada pelo EURAD (a) e AOD assimilada com o método 3DVAR (b) no NEB..... 85

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Valores de Profundidade Ópticas dos Aerossóis e Expoente de Angström adotados para a caracterização dos tipos de aerossóis no NEB. Os valores adotados são referenciados através de Schuster <i>et al.</i> (2006), Toledano <i>et al.</i> (2007) e Vergaz <i>et al.</i> (2005).....	60
Tabela 2 -	Conjunto de parametrizações configuradas para o processamento. As parametrizações utilizadas no WRF são referidas de Barros, 2012.....	62
Tabela 3 -	Médias mensais, Erro Absoluto Médio (MAE), Correlação de Pearson ( $\rho$ ) e Raiz Quadrada do Erro Médio (RMSE) do MODIS e EURAD para todos os meses de 2014, e valores anual.....	76

## **LISTA DE SIGLAS**

3D – Três dimensões  
2D-VAR – Two Dimensional Variational Data Assimilation  
3D-VAR – Three Dimensional Variational Data Assimilation  
4D-VAR – Four Dimensional Variational Data Assimilation  
AERONET – Aerosol Robotic Network  
AOD – Profundidade Óptica dos Aerossóis  
AS – Alta Subtropical  
BFGS – Broyden – Fletcher- Goldfarb - Shanno  
CALIOP – Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization  
CALIPSO - Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation  
CATT-BRAMS – Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport Model coupled to the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System  
CCM – Complexo Convectivo de Mesoescala  
CLM – Camada Limite Marinha  
CNES – Centre National d'Etude Spatiales  
CTM – Chemistry Transport Model  
DA- Data Assimilation  
DB – Deep Blue  
DT – Dark Target  
EA – Expoente de Angstrom  
Eb – Erro de background  
ECMWF – European Center for Medium Range Weather Forecast  
EDGAR - Emission Database for Global Atmospheric Research  
EEM – EURAD Emission Model  
EnKF – Ensemble Kalman Filter  
EO – Erro de observação  
EURAD – EUROpean Air Pollution Dispersion Model  
EURAD-CTM - EUROpean Air Pollution Dispersion - Chemistry Transport Model  
EURAD – IM - EUROpean Air Pollution Dispersion – Inverse Model  
FK – Filtro de Kalman  
FKE – Filtro de Kalman estendido  
IM – Inverse Model  
LI – Linhas de Instabilidade  
MADE – Modal Aerosol Dynamics Model for Europe  
MCG – Modelos de Clima Global

MK – Média Kernel

MODIS – MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer

NASA – National Aeronautics and Space Administration

NCN – Núcleo de condensação de nuvens

NEB – Nordeste do Brasil

OI – Optimal Interpolation

PARASOL – Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with observations from a LIDAR

PHOTONS – PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Sattelitaire

PNT – Previsão Numérica do Tempo

RIU – Rhenish Institute for Environmental Research

RPM – Regional Particulate Modal

SAL – Saharan Air Layer

TOMS – AI – Total Ozone Mapping Spectrometer Aerosol Index

VCAN – Vórtice Ciclônicos em Altos Níveis

WPS – Sistema de pré-processamento do WRF

WRF – Weather Forecast System

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

## 1. INTRODUÇÃO

Estudos em previsão de tempo, tiveram seu início por volta dos anos 50, e desde então pesquisadores têm procurado formas de melhorar seu desempenho e qualidade. Inicialmente, modelos atmosféricos geravam informações pouco confiáveis, devido principalmente à falta de redes de dados precisas e eficientes. Mesmo com as melhorias nos modelos e na qualidade computacional, os mesmos empecilhos encontrados nos anos 50 se mantêm, as condições iniciais. Para que se possa obter uma boa representação do estado mais real possível da atmosfera, é preciso que tenha o máximo de informações disponíveis. Porém apesar de todos os avanços, a excelência das previsões ainda não é totalmente perfeita, especialmente em países com pouco investimento em dados observacionais. Quando se considera a modelagem química atmosférica, a problemática se torna ainda maior, uma vez que há necessidade de se considerar um maior número de compostos, comparado a previsão numérica do tempo (PNT) meteorológica, além de todas as reações que as espécies sofrem. Como forma de melhorar a falta de dados observados, ou condições iniciais, e conseqüentemente o resultado dos modelos foi desenvolvida uma técnica que tem como objetivo, empregar o maior número de informações disponíveis, combina-las com um novo conjunto de dados – mesmo que esparsos, para gerar uma imagem o mais precisa da atmosfera. Esta técnica é conhecida como assimilação de dados - AD (ou do inglês *Data Assimilation* – DA).

Das diversas abordagens em termos de modelagem química atmosférica, o uso da AD aplicada a aerossóis tem sido frequentemente adotado, já que o impacto destas partículas no balanço radiativo global é cercado de incertezas. Aerossóis são partículas em suspensão na atmosfera que podem ser encontradas na forma sólida ou líquida. São encontrados no ar, sobre o oceano, desertos, montanhas, florestas, geleiras e entre quaisquer ecossistemas que estejam envolvidos destes (ANDREAE *et al.*, 2001; SEINFELD e PANDIS, 2006). Pairam na atmosfera de níveis mais altos aos mais e têm variação de tamanho que vai desde alguns nanômetros – menos do que alguns dos menores vírus – até dezenas de micrômetros – aproximadamente o diâmetro de um fio de cabelo. Podem ser emitidos de forma direta – aerossóis primários ou transformados por condensação ou transformação química de vapores, por conversão gás partícula – aerossóis secundários (HARTMANN, 1994; SEINFELD e PANDIS, 2006). O efeito dos aerossóis está diretamente ligado a seus efeitos na radiação, tanto para aquecer quanto para resfriar a superfície. Isto dependerá da refletividade, que resulta das características de absorção e

espalhamento, que dependem do comprimento de onda e da umidade relativa (ARTAXO *et al.*, 2006, AROLA *et al.*, 2007).

Os aerossóis também influenciam a formação de nuvens, atuando como núcleos de condensação (NCN), isso faz com que a radiação infravermelha seja conservada na troposfera, haja uma redução na evapotranspiração pelas plantas e outros corpos vivos, o que deixa a atmosfera mais estável e seca, conseqüentemente com menos quantidade de nuvens (KOREN *et al.*, 2004; SILVA, 2005). Os núcleos de condensação de nuvens auxiliam na redução da energia e umidade que as gotas necessitam para realizar nucleação, desta forma os NCN permitem que as nuvens se formem em condições onde o teor de saturação atmosférico é menor (ALTARATZ *et al.*, 2014). A interação não linear entre partículas de aerossóis, nuvens e precipitação vem sendo um dos grandes desafios para a comunidade científica, pois ainda existem questões a serem sanadas (PRADO e COELHO, 2017).

Partículas de aerossóis influenciam a qualidade do ar devido a emissões locais assim como em locais distantes de seus locais de origem. O transporte intercontinental de partículas pode mudar as propriedades químicas da atmosfera, advectando poluição para regiões onde as taxas de emissões geralmente são consideradas baixas. Como exemplo, pode-se considerar o transporte de partículas de queimadas que ocorrem no Centro Oeste do Brasil, e que são transportadas para o sul e sudeste do país durante a estação de queimadas (de agosto a outubro) (ARTAXO *et al.*, 2006). No mesmo contexto, aerossóis de queimadas do hemisfério sul da África são advectados para as Américas Central e do Sul (ANDREAE *et al.*, 2001; DENTENER *et al.*, 2006; VAN DER WERF *et al.*, 2003).

Além de partículas de queima de biomassa, aerossóis de poeira mineral também são transportados alterando o balanço radiativo de locais distantes de seus locais de emissão. Poeira mineral é considerado o maior e o mais importante tipo de aerossol em termos de massa e profundidade óptica (CARBONI *et al.*, 2012 e MAHOWALD *et al.*, 2014). Devido a sua facilidade de espalhamento, partículas de poeira impactam a dinâmica da atmosfera tanto pelo efeito direto – efeito que as partículas causam no balanço radiativo, quanto pelo efeito indireto – efeito dos aerossóis têm nas nuvens e conseqüentemente na precipitação, causando alterações nos padrões de precipitação e radiação (BEM-AMI *et al.*, 2010; PAPAYANNIS *et al.*, 2009; RIDLEY *et al.*, 2016). Aerossóis de poeira são os mais emitidos em termos de quantidade, principalmente devido a sua maior fonte de emissão se o deserto do Saara e são transportados para todo o mundo, como para a Índia, Europa e as Américas em diferentes estações do ano. O

transporte de intercontinental de partículas de aerossóis da África para a América do sul, está diretamente ligado a mudança na posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), durante o inverno e primavera austral (KAUFMANN *et al.*, 2005; ANSMANN *et al.*, 2009). Kaufmann *et al.* (2005) estimaram que cerca de 100Tg de poeira desértica é transportada em direção ao Caribe e Florida, durante os meses do verão austral, 30Tg cruza a linha de 60°W durante os meses do inverno austral e 13Tg são depositadas na Amazônia. Parte do que é transportado em direção a América do Sul é depositado no Nordeste do Brasil (NEB), dependendo na posição da ZCIT. Além das partículas de poeira, emissões de fogos de vegetação do hemisfério sul da África, por vezes são advectadas para o Brasil, principalmente durante a estação de queimadas que vai de julho a setembro, por sistemas meteorológicos como as monções africanas, os jatos de baixos níveis e jatos de leste africanos (GOMES, 2009). Estes eventos também contribuem com o aumento na carga de aerossóis no NEB.

Os diferentes tipos de partículas emitidas e seus efeitos na atmosfera, estão entre as principais causas das crescentes abordagens que tem como intuito auxiliar no conhecimento de suas características, uma vez que estes são componentes principais no monitoramento ambiental. O conhecimento de suas características tem auxiliado na interpretação correta em aplicações oceânicas e terrestres. Além disto, recentemente foi mostrado que a descrição correta das partículas melhora as previsões em modelos temporais e climáticos (BENEDETTI e FISHER, 2006). Adotar ferramentas e técnicas que auxiliem no entendimento sobre os efeitos destas partículas é imprescindível. Como forma de resolver algumas das incertezas ocasionadas por aerossóis, o uso da modelagem inversa, tem sido comumente usada sobretudo em regiões em que há poucas fontes de informação. Dentre os diferentes modelos utilizados, o EURAD-IM, considera um esquema sofisticado de assimilação de dados para constituintes para fase de gás, a partir de um módulo adjunto de aerossóis, o *Modal Aerosol Dynamics for Europe* (MADE), que permite a assimilação de aerossóis resolvidos no tempo e no espaço (NIERADZIK, 2011). Diversos estudos consideram os métodos variacionais para assimilar aerossóis, entretanto ainda há poucos modelos que abordam este tipo de técnica. Dentre estes, destacam-se o trabalho de Collins *et al.* (2001) que considerou a assimilação de dados variacional em três dimensões (3D-VAR) da AOD para quatro espécies de partículas. Kahnert (2009) que mostrou benefícios na previsão de aerossóis também com o método 3D-VAR da AOD para sete espécies de quatro tamanhos diferentes. Ainda Pagowski *et*

*al.* (2014) mostraram impactos favoráveis de valores iniciais otimizados pelo 3D-VAR, para partículas de PM<sub>2,5</sub>.

A previsão e modelagem de tempo químico, por serem abordagens consideradas recentes, quando comparada a previsão meteorológica, ainda requerem compreensão e investimento. Quando se trata de aerossóis, as incertezas aumentam notavelmente, principalmente em regiões onde a falta de dados destas partículas é um problema recorrente. No Brasil tem se investido muito em estudos sobre o impacto e a caracterização de aerossóis, porém o interesse resume-se a partículas de queima de biomassa, oriundas da queima de combustíveis fósseis durante a estação seca na Amazônia (de julho a outubro). Não obstante em outras regiões, como o Nordeste, estas partículas não impactam significativamente em comparação as demais, a região Nordeste do Brasil (NEB) é influenciada predominantemente por outras partículas como as de poeira mineral e de sal marinho. Como na região há pouco interesse neste tipo de abordagem, a falta de dados *in situ* é um problema recorrente que interfere diretamente na caracterização de partículas de aerossóis, desta forma, vê-se a necessidade de estudos a cerca deste tema, que é tão abordado pela sociedade científica. A escolha do método de assimilação de dados se deu devido a sua capacidade de representar um estado da atmosfera, mesmo com dados esparsos, que é o caso presente. Nesta mesma linha, o modelo foi escolhido devido sua eficácia em previsões de na Europa e em razão das correções nas taxas de emissão, implementadas no código de assimilação, apresentarem melhoras fundamentais (ELBERN *et al.*, 2001).

Desta forma o objetivo principal deste trabalho é avaliar a Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) através de um método de assimilação de dados em três dimensões, 3D-VAR do modelo EURAD-IM e do uso de dados de sensoriamento remoto para a região nordeste do Brasil (NEB).

Como objetivos específicos propõem-se:

- Preparação de um banco de dados de satélite, que servirá como inventário de aerossóis para a região nordeste;
- Classificar e quantificar a distribuição espacial e temporal das partículas de aerossóis na região;



- Simular a Profundidade Óptica dos Aerossóis através do modelo EURAD e avaliar e comparar estas simulações com os dados do MODIS;
- Adaptar o sistema de assimilação de dados para utilizar dados dos satélites na região nordeste do Brasil (NEB), e produzir uma análise do estado atual dos aerossóis na atmosfera que se aproxime do real;
- Verificar se o sistema de assimilação pode melhorar as estimativas do modelo EURAD-IM para a região.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1. Aerossóis atmosféricos

Segundo Seinfeld e Pandis (2016) o termo aerossóis é designado a partículas líquidas e sólidas em suspensão na atmosfera, que são emitidas de duas formas principais: direta e indireta. A primeira ocorre pela erosão dos ventos sobre o solo e superfície oceânica (considerados como aerossóis primários), já a segunda se dá na atmosfera através do processo de conversão gás partícula (dá origem ao aerossol secundário) (POWDER, 2003; SILVA, 2005). Os aerossóis têm tempo de permanência variável, que vai de algumas horas podendo chegar a anos. O tempo de permanência depende das características e fontes emissoras de cada tipo específico de partícula, além de sua densidade, como exemplo, partículas mais densas tendem a ter menor tempo de permanência na atmosfera (CHARLSON *et al.*, 1992; STREETS *et al.*, 2006). Uma vez que as partículas são formadas, pode haver uma modulação em suas propriedades no espaço e no tempo, por processos químicos e físicos, como condensação, evaporação e coagulação (TURNER e COLBECK, 2008).

As fontes de emissoras de aerossóis podem ser naturais (cerca de 90%) e antrópicas (CARBONI *et al.*, 2012). Da primeira destacam-se os seguintes tipos: sais marinhos, que tem como principal fonte emissora os oceanos. Têm concentrações que variam de cerca de 100 a 300  $\text{cm}^{-3}$  e 95% de sua composição total se classifica por partículas de moda grossa, além de serem considerados higroscópicos; as erupções vulcânicas que lançam grande quantidade de cinzas e gases como dióxido de enxofre na coluna atmosférica e que podem ser advectadas para regiões distantes do seu local de origem, devido a altura em que estas partículas são emitidas; as tempestades de areia que ascendem grande quantidade de partículas de areia e poeira, principalmente sobre regiões desérticas; e as partículas de fumaça, que abrangem a queima de combustíveis fósseis e os fogos de vegetação, que de forma natural, são causados pelas descargas elétricas (NASA, 2016; WALLACE e HOBBS, 2006). Das fontes antrópicas destaca-se os aerossóis de queimadas emitidos por atividades humanas. Estes lançam grande quantidade de material para a atmosfera e são os maiores responsáveis pela contribuição de gases traços na América do Sul. O material lançado pelas queimadas consiste de *black carbon* – *BC* (carbono negro), materiais orgânicos e matérias orgânicas parcialmente oxidadas (GONG e ZHANG, 2008; JORDAN *et al.*, 2007; NIU *et al.*, 2008; MUNCHOW, 2011; PROSPESRO *et al.*, 2002; RECUERO *et al.*, 2004). Silva (2005) comenta que os aerossóis também podem ser classificados como marinhos, urbanos

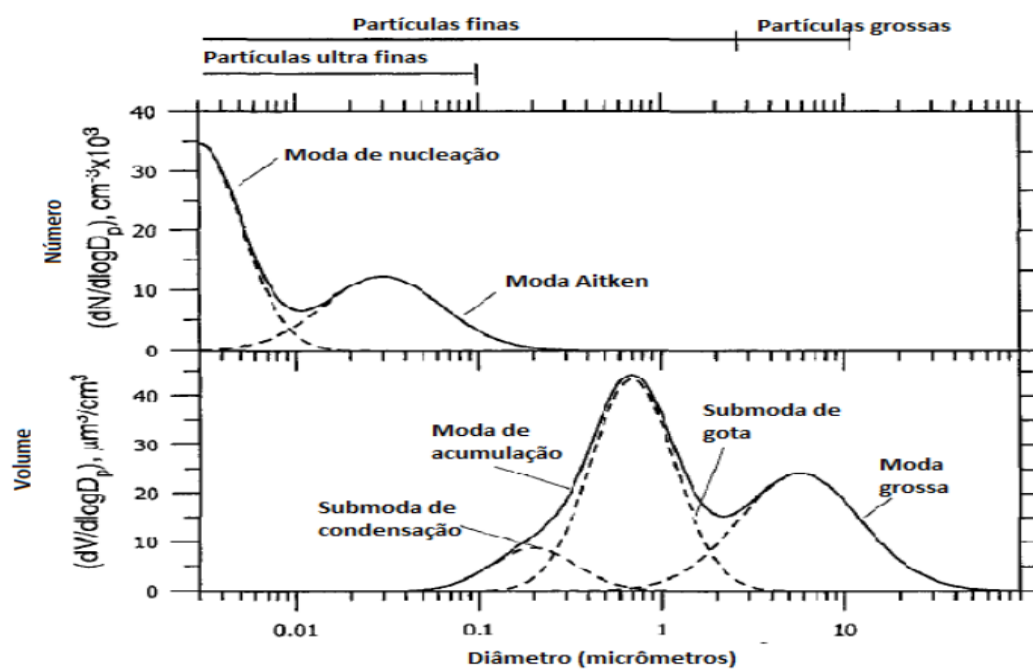
(caracterizados de acordo com as atividades de centros populacionais), rurais (atividades orgânicas vegetais ou da queima e biomassa) e os continentais (com características globais típicas de uma grande área).

Conhecer como os aerossóis se comportam, evoluem e como ocorrem seus efeitos, requer um conhecimento de seus processos de formação e transporte, seus mecanismos de remoção, além de suas características físicas e químicas. Composições químicas de aerossóis variam para cada localidade. Em áreas urbanas as partículas de origem antropogênicas contribuem mais, se comparadas às rurais, da mesma forma que em áreas costeiras, partículas de sais marinhos têm maior impacto (TURNER e COLBECK, 2008). Em vista disto, aerossóis são considerados regionais devido a seu curto tempo de vida, variabilidade e propriedades. As propriedades das partículas são modificadas durante seu transporte por deposição seca (remoção via transferência direta da atmosfera para a superfície) e por deposição úmida (remoção via precipitação, neve ou neblina) em nuvens e reações químicas atmosféricas. Condições meteorológicas, tais como vento, determinam o transporte dos aerossóis, assim como sua distribuição vertical na atmosfera (KAUFMANN *et al.*, 2002).

Os diferentes tipos de aerossóis também são classificados por seu tamanho. O tamanho das partículas afeta seu tempo de vida na atmosfera e suas propriedades físicas e químicas. Além disto, influencia a dinâmica do aerossol, seus processos de remoção e produção, transformação de tamanho, propriedades óticas e efeitos radiativos (LATHA e BADARINATH, 2005). Como resultado de emissões de partículas e a variedade de processos subsequentes, a distribuição dos aerossóis atmosféricos pode ser caracterizada por número de modas. O volume ou a distribuição de massa é dominada por duas modas: de acumulação (varia de  $\sim 0,1$  a  $0,2\mu\text{m}$ ) e moda grossa (varia de  $\sim 2$  a  $50\mu\text{m}$ ). Na moda de acumulação consideram-se partículas de resultados de emissões primárias, condensação de sulfatos secundários, nitratos, compostos orgânicos a partir da fase gasosa e coagulação de partículas menores. Partículas de moda grossa são produzidas por processos mecânicos como vento ou erosão (partículas de poeira, sal marinho, polens e etc.). A maior parte do material da moda grossa é considerado de fonte primária, mas pode haver sulfatos e nitratos secundários. Há também dois tipos de moda que levam em consideração partículas de menor tamanho, que são a moda de nucleação (partículas menores que  $10\text{nm}$ , ou menos) e os núcleos de Aitkens (partículas com diâmetros entre  $10$  e  $100\text{nm}$ , ou menos). As partículas de moda de nucleação são geralmente aerossóis novos, criados *in situ* da fase gasosa pela nucleação. Esta moda pode ou não existir, isto

vai depender das condições atmosféricas. A maior parte das partículas Aitken têm início de vida como partículas primárias e o material secundário condensa à medida que elas são transportadas pela atmosfera (SEINFELD e PANDIS, 2006). A Figura 1 mostra uma representação do tamanho das partículas e suas referentes modas.

Figura 1 – Distribuição de tamanho e volume das partículas atmosféricas, com modas diferentes.



Fonte: Adaptado de SEINFELD e PANDIS, 2006. p. 369.

### 2.1.1. Efeitos no clima

Os efeitos dos aerossóis no clima estão diretamente ligados a seus efeitos no sistema radiativo, com as propriedades de aquecer ou resfriar a superfície.

O efeito dos aerossóis na radiação se dá de duas formas principais, direta e indireta. A primeira corresponde às propriedades das partículas de espalhar ou absorver radiação. Enquanto a segunda impacta nas propriedades radiativas das nuvens. O fluxo de radiação que chega ao topo da atmosfera age interagindo com a camada de aerossóis, refletindo-se de volta para o espaço (retro espalhado), espalhando, absorvendo e transmitindo diretamente sem sofrer interação com a camada de aerossóis (LUCCA *et al.*, 2006).

O efeito indireto dos aerossóis podem ser classificados como: 1) efeito cujo aumento de Núcleos de Condensação das Nuvens (NCN) – partículas microscópicas de aerossol, que tem como propriedades, condensar a água em sua superfície - implicarão

em um número maior de gotículas, do conteúdo de água e do albedo da nuvem, e 2) efeito que se refere a alterações induzidas por mudanças nas propriedades da altura da nuvem, como supressão de chuva, aumento na altura e em seu ciclo de vida. Ainda, existem efeitos indiretos em nuvens na fase de gelo, assim como o efeito semi direto, em que o aquecimento da camada de aerossóis absorvedores age para reduzir a nebulosidade e refletividade das nuvens (ROCHA e YAMASOE, 2010).

Partículas de aerossol são ligadas ao ciclo hidrológico pois constituem os NCN, que juntamente com o vapor d'água formam gotículas de nuvens e isto faz com que a radiação infravermelha seja conservada na troposfera (SILVA, 2005). Por vezes, esse processo ocasiona uma diminuição da precipitação, que vai ter como consequência, um aumento no albedo das nuvens (pois, quanto maior a superfície, maior a reflexão). Isto porque ao entrarem em contato com o vapor de água, as partículas formam os NCN e quando estes encontram-se em grande quantidade seu tamanho é diminuído, logo há uma dificuldade na deposição em forma de precipitação. A supressão da precipitação acarretará o aumento do tamanho da nuvem e do seu ciclo de vida (LUCCA *et al.*, 2006). O efeito dos aerossóis nas nuvens tem potencial para ser uma componente chave para as previsões de mudanças climáticas, contudo é um dos menos compreendidos (ALTARATZ *et al.*, 2010; KAUFMANN e KOREN, 2006; KOREN *et al.*, 2008; ROSENFELD *et al.*, 2008).

O efeito dos aerossóis nas nuvens e precipitação contribuem para uma das maiores incertezas na estimativa da contribuição antropogênica em mudanças climáticas. Estes efeitos podem modificar as propriedades das nuvens de duas formas: por processos físicos e radiativos. Ambas, iniciam vários *feedbacks* que agregam complexidade para o sistema e tem diferentes susceptibilidades à carga de aerossol. Mudanças na concentração de aerossol produzem alterações no tamanho das gotas de nuvem e, conseqüentemente afetam as taxas de condensação e evaporação, liberação de calor latente, eficiência de colisão e coalescência, além das propriedades das nuvens, tais como, reflectância, tempo de vida, tamanho e precipitação (KAUFMANN e KOREN, 2006; KOREN *et al.*, 2008).

Silva (2005) comenta que a escassez de chuva faz com que os mecanismos de dispersão de aerossóis não ocorram de forma rápida e suficiente, o que resultará em uma grande parte de material em suspensão. Mudanças na precipitação, em decorrência do aumento dos NCN, adicionam perturbações no ciclo hidrológico nos trópicos, já que as nuvens são importantes controladores do balanço radiativo da superfície terrestre, e

qualquer variação em suas propriedades teria um forte impacto no clima global (RECUERO, 2003).

### **2.1.2. Aerossóis de poeira**

Aerossóis minerais ou partículas de poeira desértica, são partículas sólidas em suspensão na atmosfera principalmente em regiões com solos secos, de pouca vegetação e fortes ventos. Representam um dos mais importantes tipos de aerossol em termos de massa e Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD). Poeira desértica pode interagir com nuvens líquidas ou de gelo, e conseqüentemente, mudar suas propriedades ópticas e tempo de vida, afetando assim, seus processos de precipitação. Partículas de poeira entram na atmosfera por diferentes processos, tais como: ventos que forçam partículas entre 100-200 $\mu$ m de diâmetro a “saltitarem” próximo a superfície. Estas podem quebrar-se ou laçar partículas menores sobre o impacto do solo, até que entrem na camada limite, onde podem ser advectadas para longas distâncias (MAHOWALD *et al.*, 2014). Outros fatores que podem ocasionar a entrada das partículas de poeira para a atmosfera são, tipo de solo, tipo de cobertura vegetativa, quantidade de umidade no solo e a turbulência atmosférica (NICKOVIC *et al.*, 2001).

Aerossóis de poeira são encontrados em sua maior parte em regiões desérticas, mas também se estendem sobre áreas adjacentes, como os oceanos. O continente Africano (principalmente na parte norte, onde se localiza o deserto do Saara), as regiões da Arábia Saudita e Ásia, são as maiores fontes de poeira no globo. Estimativas de emissões de poeira mineral na atmosfera, giram em torno de 1500-2000 toneladas por ano, o que representa cerca de 75% da massa de aerossol e 25 % da profundidade óptica de aerossóis global. Isto faz com que estas partículas sejam importantes componentes da fração de aerossóis de moda grossa na atmosfera, além de explicar seu impacto em diversos processos atmosféricos, como as forçantes radiativas e modificações no ciclo fotoquímico. Também influenciam nos ciclos biogênicos terrestres, enquanto nuvens de poeira impactam fortemente a saúde humana devido ao transporte de micro-organismos para milhares de quilômetros (KASKAOUTIS *et al.*, 2007; PAPAYANNIS *et al.*, 2009; SEINFELD e PANDIS, 2006).

As maiores fontes das partículas localizam-se no Hemisfério Norte, além das localidades já citadas, considera-se os desertos asiáticos, como de Gobi e Taklamakan. No Hemisfério Sul, considera-se somente o deserto australiano. Mesmo se considerando as emissões naturais como as predominantes, tem sido demonstrando que as atividades

agrícolas, podem contribuir em 50% no total de emissões globais, principalmente em anos secos e com intensa atividade de vento (ALVES, 2005). Grande quantidade de poeira mineral, principalmente em regiões áridas, são injetadas na atmosfera, dependendo das condições meteorológicas. Observações indicam que há uma grande variabilidade sazonal fortemente correlacionada com o padrão de circulação atmosférica (DENTENER *et al.*, 2006; NICKOVIC *et al.*, 2001; VAN DER WERF *et al.*, 2003).

A poeira mineral é uma das maiores componentes de aerossóis naturais, porém é negligenciada nas considerações de mudanças climáticas antropogênicas. Sua influência no clima global é de suma importância, apesar das consideráveis incertezas sobre seus reais impactos. Mesmo se considerando a longa história de estudos sobre as partículas, o conhecimento sobre suas propriedades óticas, ainda se faz suficiente (KASKAOUTIS *et al.*, 2007). Mesmo assim, seu papel no clima global tem sido melhor quantificado em relação ao passado. Entretanto as várias incertezas a cerca das forçantes radiativas causadas pela poeira (englobam-se a poeira natural e antropogênica), ainda são grandes e só poderão ser reduzidas com melhorias na quantificação da distribuição horizontal e vertical das partículas no globo (CARBONI *et al.*, 2012; MAHOWALD *et al.*, 2014; NICKOVIC *et al.*, 2001).

O tamanho das partículas de poeira é similar ao dos aerossóis continentais, porém depende fortemente da velocidade do vento (como mencionado anteriormente, as partículas se quebram à medida que “saltitam” no solo). Partículas maiores são encontradas mais próximas a superfície e vão sofrendo uma diminuição no tamanho à medida que ascendem na atmosfera, sendo assim, apresentam três diâmetros diferentes de, 0,01 $\mu$ m ou menos, 0,05 e 10 $\mu$ m (SEINFELD e PANDIS, 2006). São variáveis no tempo e espaço, com variabilidade de massa de cerca de quatro ordens de magnitude. A média global de número de partículas varia de dois a três entre os períodos glacial e inter glacial, e em escala de tempo regional modificou-se em um fator de dois a quatro, mas isso dependendo do clima ou utilização só solo (MAHOWALD *et al.*, 2014).

O continente africano, principalmente no norte, é uma das principais fontes de poeira no globo. As emissões de partículas ocorrem quase que constantemente, mas as maiores quantidades se dão durante a primavera e o verão. As principais fontes encontram-se no norte da África (nordeste da Argélia, Tunísia e Líbia), Mali e Mauritânia na parte oeste do país e na depressão de Bodele na parte central. As atividades de poeira no norte da África têm um forte ciclo sazonal e como consequência a localização de suas fontes e rotas de transporte sofrem alterações. O começo das atividades ocorre na

presença de uma baixa termal que se estabelece sobre o oeste da África (centrada sobre 17°-23°N). A convergência de fortes fluxos em baixos níveis ascende as partículas como resultado de um forte gradiente de pressão em superfície, e estas são “carregadas” em direção ao oeste da Camada de Ar do Saara (SAL - do inglês *Saharan Air Layer*; camada entre 1,5 a 5-7km) pelos fluxos de leste em altitude. Devido ao gradiente meridional de temperatura, em níveis médios, entre a zona de ar quente do Saara e a de ar frio na zona equatorial, há um forte cisalhamento vertical do vento zonal entre 850 e 650mb, que se comporta como um jato de leste em níveis médios. Este jato faz o transporte das partículas de poeira (durante os meses da primavera e verão) sobre o Atlântico para o sul do Estados Unidos, Caribe e norte/ nordeste da América do Sul (BARKAN *et al.*, 2005; BEN-AMI *et al.*, 2009; DUCE *et al.*, 1980).

Diversos autores estudaram o transporte da poeira mineral do Saara para diversas regiões do globo, como as Américas (do Norte, Central e do Sul) e Europa. Estes estudos analisaram o transporte através de diferentes ferramentas, como imagens de satélite, instrumentação *in situ* e modelagem, com o intuito de caracterizar como as partículas são advectadas em cada região distinta e seu período de maior atividade. O estudo do transporte das partículas de aerossol do continente africano para as Américas, é estudado desde os anos setenta por Prospero e Carlson (1972) e até os dias atuais, ainda há diversos outros que consideram a influência destas partículas no clima das américas.

No trabalho de Kaufmann *et al.* (2005) em que foram estimadas a quantidade de aerossóis de poeira que são advectados para as Américas, constatou-se que além de poeira, foi observado que partículas de queima de biomassa de emissões da região sub-saariana, ocorridas durante os meses de dezembro a fevereiro, também são advectadas em direção a América do Sul, contribuindo para o aumento das partículas. Ainda emissões que ocorrem no hemisfério sul da África, oriundas de queima de vegetação são transportadas para o Brasil durante a estação de queima de biomassa, que ocorre nos meses de julho a setembro todos os anos.

Barkan *et al.* (2006) definiram a situação sinótica do transporte de poeira para península da Itália. Foram utilizados dados climatológicos de vento do TOMS- AI (*Total Ozone Mapping Spectrometer Aerosol Index*) em 700hPa só período de 1979 a 1992. No trabalho é comentado que a poeira é transportada para a Europa dependendo do fluxo atmosférico de vento, na costa da África. As partículas são advectadas para a Europa quando os fluxos estão na direção sul – norte (*northerlis*) e passam pelo mar Mediterrâneo até o sul da Europa. Este transporte difere do que ocorre no Atlântico (constante) pois se



dá esporádica e irregularmente. As partículas vão para a Tunísia, Argélia e Líbia, em decorrência de ciclones intensos (sistemas de baixa pressão com sentido de giro anti-horário no Hemisfério Norte) que passam pela costa norte da africana do Mediterrâneo. Também foi observado que durante a primavera as partículas são transportadas devido as baixas quentes, do oeste da África para o leste. No verão o máximo de transporte de partículas de poeira no ocorre do oeste ao centro do Mediterrâneo e no fim do verão no oeste. Ainda foi observado que o transporte de poeira ocorre devido a um sistema de baixa pressão com origem na Iceland e a Alta Subtropical (AS). A posição e a força de ambas definem se é para onde a poeira vai ser transportada.

Papayannis *et al.* (2009) estudaram as propriedades das partículas de poeira sobre Atenas, na Grécia, do período de janeiro de 2004 a dezembro de 2006. Para isto foram realizadas medições de profundidade de várias camadas múltiplas de aerossol com o Lidar Raman (instrumento de sensoriamento remoto em superfície, que mede os perfis verticais de taxa de mistura de vapor de água e diversas quantidades de aerossol e nuvens) nos comprimentos de onda de 355, 532, 1064, 387 e 607nm. Também utilizaram dados de AOD e Expoente de Angstrom (EA) do sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) no comprimento de onda de 550nm. Através destes, foram observados que os maiores eventos ocorreram durante a primavera, verão e início do outono. O Lidar mostrou uma boa relação em comparação com perfis verticais de aerossóis através do coeficiente de retro – espalhamento. A AOD obtida através do MODIS apresentou valores entre 0,3 e 0,6 e o EA entre 0,5 e 0,65, classificando as partículas como de moda grossa.

Ben – Ami *et al.* (2009) analisaram a estrutura vertical da poeira do norte da África e nuvens baixas estratiformes sobre o oceano Atlântico durante o inverno boreal de 2006-07 (meses de dezembro, janeiro e fevereiro) e verão boreal de 2006 (meses de junho, julho e agosto). Foram utilizadas medidas de retro - espalhamento do CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*) sobre as rotas de poeira, para descrever as diferenças do transporte entre as duas estações. Durante o verão o transporte é caracterizado por plumas em dois níveis: (1) plumas elevadas e separadas por, abaixo da Camada Limite Marinha (CLM) e abaixo do enfraquecimento dos ventos alísios, como resultado do aquecimento da superfície do Saara que ascende as partículas; e (2) plumas mais baixas dentro da CLM, devido a combinação de emissões novas e de baixa altitude e da sedimentação de poeira de plumas em altos níveis. No inverno foi observado que a poeira é transportada da costa da África, em altitudes mais baixas em

comparação com o verão. Isto ocorre devido a uma camada limite rasa e o enfraquecimento dos fluxos de calor sobre Sael, de onde as plumas são emitidas para o oceano durante o inverno.

Ansmann *et al.* (2009) realizaram um estudo de caso para analisar o transporte de poeira e de queima de biomassa da África para Manaus. Foram utilizados dados de Lidar Raman nos dois lugares, mais especificamente, um em Cabo Verde, localizada em uma ilha na costa oeste da África, e outro em Manaus, na Amazônia, em fevereiro de 2008 (novembro a abril, período da estação seca na África e estação úmida na Amazônia). Descobriram que partículas de queima de biomassa da África foram transportadas para a Amazônia durante a estação úmida. Concluíram que a fumaça e a poeira se misturam próximo a superfície, depois de entrarem na camada de limite.

Landulfo *et al.* (2016) estudo o transporte de uma pluma de aerossóis oriunda da África, com o uso de um LIDAR, denominado DUSTER, localizado na cidade de Natal – RN no dia 01 de junho de 2016. Nesta pluma havia a presença de aerossóis de poeira, poeira poluída e aerossóis marinhos. Os tipos de partículas assim como o transporte, foram confirmados por imagens de satélite CALIPSO.

## **2.2. Modelagem químico- atmosférica**

A química da atmosfera é controlada por um vasto número de processos químicos e físicos complexos, e tem necessidade de modelos numéricos para sua maior compreensão. Os modelos são representações dos processos químicos e físicos que controlam a distribuição espacial e temporal dos gases traços e dos aerossóis. Foram desenvolvidos para testar os conhecimentos sobre os processos atmosféricos, identificar as variáveis chave e interações para interpretar observações globais, locais e regionais. Consideram observações *in situ*, sensoriamento remoto, entre outras (BRASSEUR *et al.*, 2003).

O objetivo principal da modelagem dos aerossóis em grande escala, é de avaliar sua influência no clima desde a era industrial, até o futuro para vários cenários. Antigamente eram utilizados modelos traçadores off-line (usam saídas de modelos atmosféricos com simulações anteriores ou de dados atmosféricos) que não representavam as características chaves dos aerossóis no clima, pois não capturavam de forma correta as concentrações das partículas, nem as variáveis meteorológicas. Além disto, estes modelos causam erros associados as interpolações em (x, y, z e t) que levam a violação da conservação de massa, entre outros problemas. Por outro lado, modelos on-

line consideram o estado atmosférico de forma acoplada, ou seja, realizam a modelagem das variáveis meteorológicas concomitantemente aos demais parâmetros e representam o estado da arte em modelagem atmosférica. Ainda alimentam o modelo com informações das perturbações do estado da atmosfera sofridas devido a presença dos poluentes a cada passo de tempo. Uma segunda abordagem calcula a carga e a distribuição de tamanho, considerando as saídas no Modelos de Clima Global (MCG). Entretanto estes modelos não representam a influência dos aerossóis no sistema climático, na precipitação, nem as mudanças no ciclo hidrológico (BRASSEUR *et al.*, 2003; FREITAS *et al.*, 2009).

A representação do efeito climático dos aerossóis nos modelos globais era feita através de distribuição espacial estatística derivada de observações. Desde primeiro estudo abrangendo o transporte de aerossóis, as melhorias nas parametrizações de seus processos químicos precursores e dos processos de deposição tiveram um crescimento considerável. Atualmente consideram-se os aerossóis precursores, a evolução de massa das partículas e os fatores meteorológicos através de considerações das interações complexas entre os processos de nuvem, química heterogênea e deposições. Há a necessidade de se modelar o tamanho e a dinâmica dos aerossóis devido a forte influência do tamanho das partículas nas propriedades radiativas e na microfísica das nuvens (BRASSEUR *et al.*, 2003).

Houve melhorias para que a compreensão dos processos atmosféricos sejam melhor percebidos. Modelos de trajetória e os “*box model*” (modelos de caixa ou de dimensão zero) são excelentes ferramentas para que se tenha a concepção dos processos químicos. Os modelos de *box model* consideram uma caixa na qual a massa de ar se mistura. São utilizados para análise de observações de algumas espécies químicas na troposfera, sob algumas condições específicas. Avaliam parâmetros de processos de sub grade, como a as transformações químicas que ocorrem próximas a áreas fontes ou processos heterogêneos, com escalas de tempo menores do que suas características de transporte. Concentrações de compostos químicos na atmosfera são afetados por quatro tipos de processos: transporte, química, emissões e deposição. Os modelos que simulam estes quatro processos para descrever a variabilidade no espaço e tempo dos compostos e partículas, são chamados de Modelos de Transporte Químico tridimensionais (CTM). Estes descrevem os quatro processos citados, através da resolução da equação da continuidade para a concentração de massa da química da atmosfera. Os CTM são utilizados em espécies troposféricas devido ao seu curto tempo de vida e da grande heterogeneidade espacial e temporal, além de serem um dos mais comumente usados. O

motivo do desenvolvimento de modelos em três dimensões (3D) dos sistemas da terra, é de simular processos acoplados e *feedbacks* que existem na atmosfera, oceanos e biosfera e assim entender como os processos químicos atmosféricos alteram estes mecanismos (BRASSEUR *et al.*, 2003).

Ainda no âmbito dos tipos de modelos utilizados para a resolução dos problemas de poluentes e partículas químicas atmosféricas, consideram as abordagens de modelos Eulerianos e Lagrangeanos. O primeiro se baseia na resolução da equação da conservação de massa da espécie química expressa em termos da concentração:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} + W \frac{\partial C}{\partial z} = - \frac{\partial \overline{u'c'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'c'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} + S \quad \text{Equação 1}$$

onde  $C$  é a concentração média,  $U$ ,  $V$  e  $Z$  são as componentes cartesianas da velocidade do vento e  $S$  é o termo fonte. Os termos  $\overline{u'c'}$ ,  $\overline{v'c'}$  e  $\overline{w'c'}$  representam os fluxos turbulentos de poluentes nas direções, longitudinal, lateral e vertical, respectivamente. Os modelos Eulerianos consideram o movimento do fluido ou a distribuição das espécies químicas para grades espaciais fixas. São mais adequados para a descrição de problemas complexos, como a dispersão de poluentes ou a difusão de poluentes reativos. Este tipo de modelo é determinístico (fazem prognósticos da concentração de um poluente em um determinado volume). Dentre as limitações do modelo, destacam-se:

1) a aproximação numérica do termo de advecção produz uma difusão fictícia; 2) as concentrações são calculadas como média espacial dentro da célula tridimensional da grade e isto produzirá dificuldades no confronto com medidas efetuadas em um único ponto do espaço.

Nos modelos Lagrangeanos a grade é advectada seguindo o movimento do ar, os processos químicos são calculados ao longo das trajetórias da parcela de ar. Esta é a principal diferença do modelo Euleriano. Neste modelo a dispersão de um poluente é simulada através do movimento de partículas fictícias, nas quais a partir das trajetórias é possível calcular o campo de concentração das espécies, partindo do pressuposto que suas trajetórias simulem o percurso das parcelas, no mesmo instante inicial. Para tal comportamento, a velocidade das partículas se sujeitará a processos aleatórios. Consequentemente os modelos Lagrangeanos são considerados estocásticos (as grandezas físicas responsáveis pelo deslocamento das partículas especificadas em termos probabilísticos). Por mais que estes modelos sejam matematicamente complexos, sua implementação é geralmente simples, o que permite considera-se os diferentes tipos de

topografia ou a heterogeneidade do terreno, as baixas velocidades do vento e as diferenças espaciais e temporais dos campos meteorológicos (BRASSEUR *et al.*, 2003; JACOB, 2007; LONGO *et al.*, 2013; MELLO, 2010; MOREIRA e TIRABASSI, 2004; MUNCHOW, 2011). Modelos seccionais foram usados em partículas de tamanhos diversos, como de sais marinhos e poeira. Estes modelos são essencialmente utilizados para cada seção, pois não tem evolução dinâmica. A precisão destes modelos é geralmente avaliada por comparações de médias mensais e anuais (BRASSEUR *et al.*, 2003).

### 3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1. Assimilação de dados

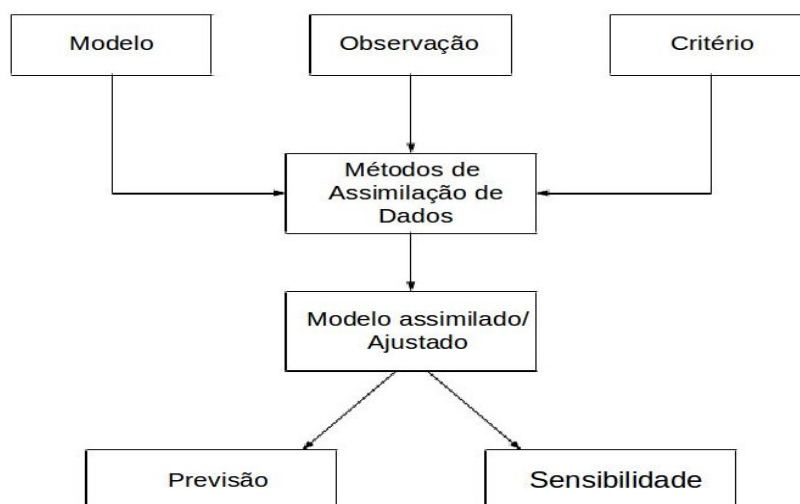
A modelagem atmosférica teve seu início diante da necessidade da melhora na Previsão Numérica do Tempo (PNT), pois os primeiros experimentos (que tinham como intuito realizar uma integração de um sistema de equações que traduzissem as leis físicas que regem o comportamento termo hidrodinâmico), não representavam a atmosfera de forma real, com erros de pressão, por exemplo, com cerca de duas ordens de magnitudes. Depois de diversos esforços para que os erros fossem minimizados, Charney, Fjörtoft e Neumann (1949) concluíram que o problema da PNT poderia ser solucionado computacionalmente, através de programas que conseguissem equacionar o movimento dinâmico da atmosfera. Os primeiros experimentos foram realizados com modelos mais simples, com o máximo de aproximações possíveis, para que houvesse uma redução a uma única variável integrável no tempo. Na época em que o trabalho foi publicado os resultados encontrados satisfizeram os autores, entretanto naquela fase a previsão do tempo apresentava boas características meteorológicas. Atualmente sabe-se que estes problemas ocorriam em decorrência de problemas de inicialização, pois uma ligeira variação nas condições iniciais pode provocar uma grande disparidade.

Modelos atmosféricos de forma geral, necessitam de condições iniciais que sejam o mais fidedignas possíveis à realidade e que contenham o maior número de informações sobre uma determinada área. Isto é feito através da inserção de dados observados que servirão como análise do modelo. Esta metodologia tem sido desenvolvida desde os anos 50 e sua principal função é de reduzir os erros de um determinado modelo. Tal abordagem busca por uma representação da atmosfera, que seja o mais próxima possível da real. Para esta técnica se dá o nome de assimilação de dados (AD ou DA – sigla da expressão em inglês *Data Assimilation*). Pode-se dizer também, de forma mais simplificada, que a AD é uma fusão das observações e uma previsão de curto prazo, que tem como resultado a análise. Geralmente é representada em pontos de grade, com respeito ao modelo a que se destina (KALNAY, 2003; CINTRA, 2010; BECK, 2013).

O objetivo da assimilação de dados é dar uma representação, fisicamente consistente, do estado da atmosfera em até quatro dimensões. Para isso consideram-se informações de instrumentação *in situ* e de sensoriamento remoto, que são imperfeitas e irregulares no tempo e espaço. Os aspectos consistentes mais regulares são providos pelos modelos, desta forma a assimilação de dados integra a teoria (via modelagem) com a realidade (via instrumentação). A AD faz mais do que simplesmente combinar as

observações com as estimativas do modelo, ela confronta o modelo com a realidade, o que pode gerar melhoras significativas tanto nos instrumentos quanto nos modelos. Também extrai o sinal de observações com ruídos (filtragem), interpola-as no tempo (interpolação) e reconstruir as variáveis de estado que não são modeladas. Pode-se considerar qualquer sistema de AD como um filtro elaborado, em que as propriedades são ajustadas, pois estes, são extremamente complexos. A AD tem suas raízes nos processos de análise subjetivas, desenvolvidas no século passado para a produção de mapas meteorológicos que eram desenhados a mão e utilizados para as previsões. (DALEY, 1991). A Figura 2 esquematiza de forma geral a assimilação de dados.

Figura 2 – Esquema geral de assimilação de dados.



Fonte: Adaptado Lewis et al. (2006).

Talagrand (1997) definiu: “A assimilação de observações meteorológicas e oceanógrafas podem ser descritas como um processo em que toda informação disponível é usada para estimar o mais precisamente possível o estado do fluxo oceânico ou atmosférico. As informações disponíveis consistem essencialmente das próprias observações e das leis físicas que governam a evolução do fluxo. As últimas são disponíveis na forma de um modelo numérico. Os algoritmos existentes podem ser sequenciais ou variacionais.”

O principal motivo para se desenvolver os sistemas de assimilação, está no fato da previsão numérica ser um problema de condição inicial e de contorno o que causa uma forte dependência dos dados observados que podem ter erros, e como estes serão analisados e selecionados para se inicializar o modelo. Dados observados têm erros de

representatividade, calibração, entre outros e isto vai ter influência direta no erro final da análise e na PNT. Um problema de condição inicial ou de contorno bem-posto é aquele que tem uma única solução, que depende continuamente das condições iniciais. A especificação das condições iniciais é essencial para se ter um problema bem-posto. Se o número da condição inicial estiver correto, mas se for especificada no tempo ou local errado, a solução poderá ser única, porém instável. Isto prova que mesmo pequenos erros nas condições iniciais, podem gerar erros muito grande na solução final. Por muito tempo só se aceitaria que um problema tivesse solução matemática, se satisfizesse todos esses requisitos, os problemas que não se enquadrassem tais condições, eram tidos como mal postos e eram considerados irrelevantes para fins práticos. Todavia é possível transformá-lo em um problema próximo, com soluções suaves e com dependência contínua dos dados, com o uso de um método de solução de problemas inversos (CINTRA, 2010).

Dentre as dificuldades da AD, considera-se que os erros nas observações que podem gerar uma solução instável ou uma que não tenha dependência contínua com elas. Quando estas propriedades não são verificadas, o problema deixa de ser considerado bem-posto. Para que um problema seja considerado bem-posto, deve se considerar as seguintes condições:

- (1) existência;
- (2) unicidade;
- (3) estabilidade da solução.

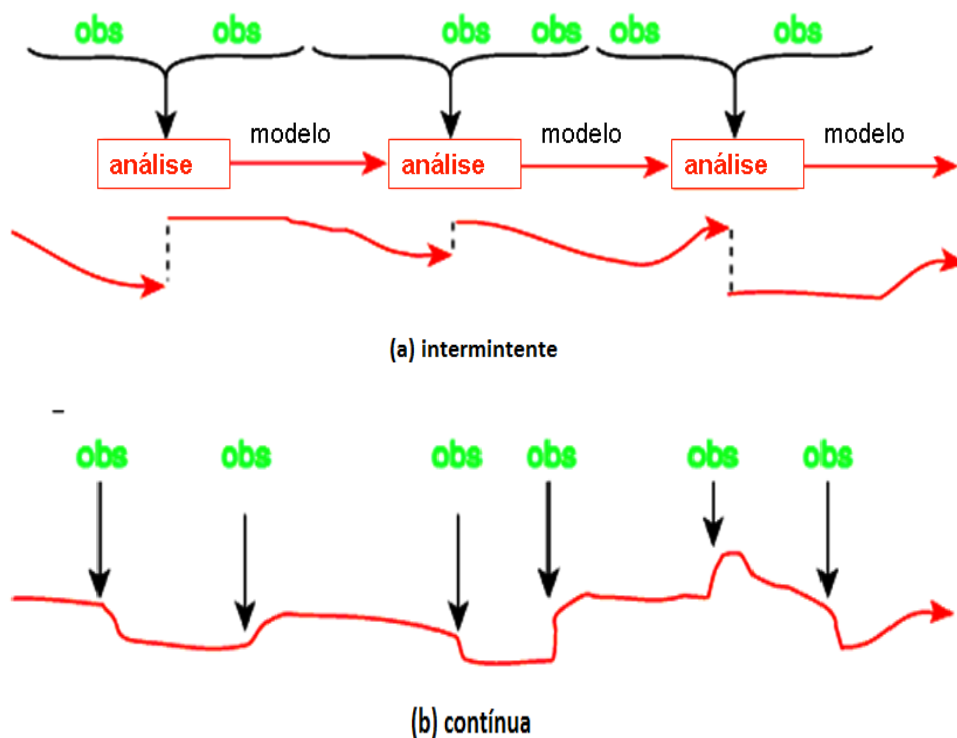
O processo de AD ocorre com um campo de background ou uma primeira estimativa (*first guess*) que é uma simulação anteriormente realizada, com o uso de um determinado modelo numérico no horário das observações. Através da minimização entre o campo de background e as observações disponíveis e levando em consideração as matrizes dos erros e suas respectivas correlações, pode-se criar uma representação ótima do estado da atmosfera (BENGTOSON *et al.*, 1955; MACEDO, 2014). A assimilação é considerada um problema inverso, em que um número infinito de pontos de dados é usado para estimar um campo contínuo. Em um modelo inverso as observações e as equações governantes que são utilizadas para gerar as propriedades de um sistema físico. Em outras palavras, obtendo-se a causa, pode-se estimar os efeitos (CINTRA, 2010).

Consideram-se duas abordagens de assimilação de dados, a sequencial no tempo, em que se consideram as observações realizadas do passado até o momento da assimilação. E as não sequenciais ou retrospectivas, em que também se consideram as observações futuras. Considerando-se os métodos, a DA pode ser contínua ou



intermitente no tempo. No primeiro, são considerados grupos de observações em períodos longos, e as correções para o estado analisado é suave em termos de tempo. No segundo, as observações podem ser processadas em pequenos lotes (CINTRA, 2008; LORENC, 1986; MACEDO, 2014). A Figura 3 ilustra o esquema de assimilação sequencial dividida em duas partes, (a) intermitente e (b) contínua.

Figura 3 – Assimilação de dados sequencial, (a) intermitente e (b) contínua.



Fonte: CINTRA, 2010.

O *first guess* (chute inicial - *background field* ou *a priori information*) deve ser a melhor estimativa do estado da atmosfera antes do uso das observações. Primeiramente, eram utilizadas informações climatológicas, entretanto com os avanços nos modelos as previsões de curto prazo foram adotadas como *first guess*, o que é chamado de ciclo de análise. O ciclo de análise é um sistema intermitente de assimilação de dados, usado na maior parte dos centros operacionais, que utiliza um ciclo de seis horas, quatro vezes ao dia. Em regiões com grande quantidade de informações, a análise é dominada pelas informações das observações. Em regiões com poucos dados, a previsão faz uso de observações disponíveis em regiões aproximadas (KALNAY, 2003).

### 3.1.1. Métodos de Assimilação de Dados

Existem diversos métodos de assimilação usados atualmente, alguns deles são baseados na teoria da estimativa estatística como o *Optimal Interpolation* (OI) e o *Kalman Filter* (KF) e outros são baseados em métodos variacionais, como o *Three Dimensional Variational Data Assimilation* (3DVAR) e *Four Dimensional Variational Data Assimilation* (4DVAR). Há uma importante equivalência entre a formulação da análise ótima de um método para o outro. Enquanto os métodos como OI e KF procuram encontrar os pesos ótimos para uma aproximação de mínimos quadrados, os métodos variacionais procuram encontrar uma análise que minimize a função custo, medindo sua distância para o background e para as observações (KALNAY, 2003; MACEDO, 2014). Os métodos de assimilação de dados podem ser divididos em dois, os sequenciais e os variacionais. O primeiro considera um “observador dinâmico”, já o segundo usa um “observador direto”. Nos métodos sequenciais as observações são *feed backs* no modelo a cada passo de tempo em que estejam disponíveis e a melhor estimativa é utilizada para fazer uma previsão do estado futuro. Nos variacionais o estado da trajetória é encontrado para que se encaixe de melhor forma aos dados observados em uma janela de tempo, e os estados estimados são usados no fim da janela de assimilação para produzir a próxima previsão (LORENC e RAWLINS, 2005).

#### 3.1.1.1. Optimal Interpolation (OI)

Os processos de interpolação usados para formar condições iniciais foram formalizados nos anos 70 para representar, corretamente, os erros do modelo e das observações. O uso das observações com os modelos, combinados de forma estatística, por métodos de mínimos quadrados, foi realizado para prover um ajuste melhor. Para tal, foi dado o nome de *Optimal Interpolation* (OI). As equações usadas em OI foram originalmente derivadas por Eliassen (1954), entretanto Gandin (1963) derivou as equações multivariadas de forma independente e as aplicou às análises objetivas. O trabalho de Gandin teve grande influência na comunidade científica e o OI se tornou o esquema mais utilizado durante os anos 80 e início dos anos 90 (BARTH *et al.*, 2008).

O OI é método de assimilação de dados mais comum que leva em consideração os esquemas de mínimos quadrados. Estes esquemas diferem dos demais (como os métodos de correções sucessivas e de nudging) pois consideram que as observações são “pesadas” de acordo com estatísticas estimadas com considerações a seus erros, ao invés de somente seus valores empíricos. Desta forma, observações de diferentes fontes são

pesadas separadamente, baseadas em instrumentos conhecidos e em outros erros. Tem como principal objetivo, minimizar os erros totais de todas as observações, para que se obtenha um peso ideal para as observações. O OI tem como hipótese fundamental que, para cada variável do modelo apenas algumas observações são selecionadas para a determinação do incremento de análise. É um dos métodos mais simples e foi o primeiro a apresentar uma base estatística na análise, com o uso das funções de covariância das variáveis meteorológicas (BANNISTER, 2016).

A análise ótima é igual ao background mais o peso melhorado ponderado por pesos ótimos, que são determinados para que se minimize o erro da variância da análise.

$$x_a = x_b + W(y_0 - H(x_b)) = x_b + Wd \quad \text{Equação 2}$$

Onde:

$H$  é o operador observacional do passo futuro. Converte o campo do background em first guess observado e pode ser não linear. O campo de observação  $y_0$  é um vetor de comprimento  $p$ . O vetor  $d$  que também tem comprimento  $p$ , são os “inovações” ou incrementos observacionais,

$$d = y_0 - H(x_b) \quad \text{Equação 3}$$

que é definido como a diferença entre a observação e o background mapeado para o ponto observacional via o operador  $H$  (LEWIS *et al.*, 2006).

### 3.1.1.2. Filtro de Kalman (FK)

Dentre os métodos mais avançados (e de alto custo computacional) está o FK, que é baseado na análise dos mínimos quadrados, em que cada plano de background é fornecido por uma previsão com início a partir da análise anterior.

O Filtro de Kalman (FK) é uma aproximação para a estimativa de estado Bayesiana que assume a linearidade do crescimento do erro e a normalidade de suas distribuições e assimila os dados de forma sequencial no tempo. O FK têm duas componentes principais, um passo de atualização da estimativa do estado, em que a estimativa das incertezas de previsão são ajustadas em novas observações, e um passo de previsão, em que as atualizações de estado e as incertezas das estimativas são propagadas para frente no tempo a medida que se têm novos conjuntos e observações (HAMILL, 2006; KALNAY, 2003). Ainda o FK produz uma forma sistemática de calcular a evolução temporal dos erros estatísticos das previsões de acordo com a dinâmica de cada

modelo, contudo os cálculos da variância são de difíceis implementações em sistemas realistas devido ao custo computacional, não linearidade dinâmica, a hipótese de Gaussianidade e pelo cálculo do erro de modelagem (CINTRA, 2010). A Figura 4 mostra um exemplo sistemático do FK em uma dimensão.

O FK considera duas técnicas, uma em que a assimilação é feita a partir de observações distribuídas no tempo, conhecidas como Filtro de Kalman estendido (FKE) e o Filtro de Kalman em conjunto (EnKF – da expressão em inglês *Ensemble Kalman Filter*). Ambas também fazem a assimilação de forma sequencial no tempo e seus algoritmos consideram as duas componentes principais, o passo na previsão e o passo de observação, comentadas anteriormente.

O filtro de Kalman Estendido consiste em um “passo de observação” que avança a previsão e o erro da covariância da mesma, seguido por uma análise ou passo de atualização (sequência análoga ao OI). É utilizado para sistemas não lineares. Seu uso tem sido bem-sucedido para sistemas de baixa dimensão, entretanto quando se considera problemas com maiores dimensões, ele se torna problemático, devido às operações com matrizes muito grandes. Tem como ideia básica linearizar o sistema a cada instante de tempo considerando o estado estimado mais recente. Em caso de sistemas não lineares, não suaves, pode-se aplicar a aproximação de Taylor de primeira ordem em funções não lineares em torno do estado estimado (CINTRA, 2010; DA SILVA, 2012; KALNAY, 2003; NOWSAD, 2001).

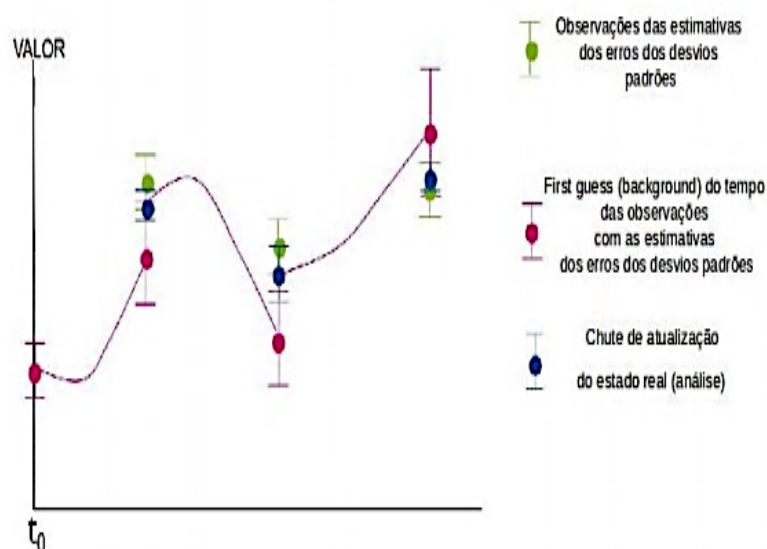
O FKE é considerado o método mais eficaz da assimilação de dados. Mesmo que o sistema se inicie com valores iniciais ruins do estado da atmosfera, o FKE tende ao período inicial transiente de até uma semana, e considerando um período maior, ele dá a melhor estimativa linear imparcial deste estado e de seu erro de covariância. Contudo, se o sistema é muito instável e as observações não tiverem boa frequência, é possível que a linearização se torne imprecisa e o FKE tenda no sentido contrário da solução real (KALNAY, 2003).

O Filtro de Kalman por conjunto é um método sequencial de assimilação de dados proposto por Evensen (1992). É uma simplificação do FK, nesta aproximação um conjunto de ciclos de assimilação de dados são realizados simultaneamente. Todos os ciclos assimilam as mesmas observações reais, mas para mantê-las realistas de forma independente, diferentes conjuntos de perturbações são adicionados às observações assimiladas, em cada membro do conjunto de dados assimilados (CINTRA, 2010;

KALNAY, 2003). Comparado com o FKE, este método mostrou melhores resultados, com conjuntos da ordem de 100 membros (HOUTKAMER e MITCHELL, 1998).

Em esquemas de assimilação por conjunto as previsões são geradas através do desenvolvimento de um conjunto de previsões geradas por um grupo de condições iniciais distribuídas de acordo com uma análise prévia. A vantagem desta abordagem é a não necessidade do desenvolvimento de modelos adjuntos (ferramentas para modelagem inversa de um sistema físico), nem da manutenção de um modelo de previsão linearizado (CINTRA, 2010).

Figura 4 – Exemplo esquemático do Filtro de Kalman em uma dimensão.



Fonte: Adaptado de Fowler, 2016.

### 3.1.1.3. Métodos variacionais

Os métodos variacionais de assimilação têm sido muito aplicados aos problemas de previsão numérica do tempo (PNT). Em modelos operacionais de PNT, a DA deve produzir o estado inicial do modelo, para que além de usar as observações de forma ótima, também satisfaça as leis físicas e as torne livre de ruídos. A aproximação dos métodos variacionais é redefinida como um processo iterativo, para que a falta de informação que ocorre entre o estado inicial do modelo e as observações, seja minimizada (HUANG e YANG, 1996). A minimização dos métodos variacionais é feita através de modelos adjuntos, que são derivados de modelos de previsão. Dentre os métodos variacionais destacam-se o *Three Dimensional Variational Data Assimilation* (3DVAR) e *Four Dimensional Variational Data Assimilation* (4DVAR).

O 3DVAR foi introduzido por Sasaki em 1958 com o intuito de remover a seleção de dados locais no algoritmo de OI. Tem como essência reescrever um problema de mínimos quadrados através da minimização da função custo, diretamente proporcional a diferença entre a estimativa do modelo, para que se obtenha uma análise ótima. Teve suas primeiras aplicações em meteorologia no *European Center for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF).

O principal objetivo dos métodos de assimilação de dados baseia-se na Equação 4, entretanto diferem na forma da obtenção do matriz peso ( $W$ ). Para o método variacional a equação na análise difere da apresentada pelo método de OI, como segue:

$$x^a = x^b + W(y^o - H(x^b)) \quad \text{Equação 4}$$

Onde é  $x^a$  a análise,  $x^b$  é o campo de background,  $W$  é a matriz peso,  $y^o$  o vetor de observações e  $H(x^b)$  é o operador observação, que faz as interpolações necessárias para a transformação das variáveis do modelo para o espaço das observações. A diferença ( $y^o - H(x^b)$ ) - observação menos background - é o incremento observacional (KALNAY, 2003). Define-se a matriz peso  $W$  de acordo com o método de assimilação adotado, no caso do 3DVAR, define-se:

$$W = (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1} \quad \text{Equação 5}$$

Onde a matriz de covariância dos erros do background é representada por  $B$ ,  $H$  é o operador observação linearizado e  $R$  a matriz de covariância dos erros das observações.

O 3DVAR tem uma dificuldade significativa, que é a necessidade de adotar um modelo que defina a matriz de covariância dos erros do background para todos os pares das variáveis do modelo.  $B$  deve ser positiva e os erros das variâncias devem ser realísticos quando expressos em termos dos parâmetros das observações, pois são estas que definiram o peso das observações nas análises. O 3DVAR se tornou popular devido a sua simplicidade conceitual e da facilidade com que os operadores dos observadores podem ser utilizados, já que somente os modelos adjuntos e tangentes lineares devem ser fornecidos (BOUTIER e COURTIER, 1999). O método variacional 3DVAR será o enfoque deste trabalho.

O 4DVAR é uma extensão importante do 3DVAR que permite que as observações sejam distribuídas em um intervalo de tempo. A função custo inclui um termo que mede a distância para o background no início do intervalo e uma soma sobre o tempo da função custo para cada incremento observacional computado em relação ao modelo integrado ao

tempo da observação. Procura uma condição inicial em que a previsão se “encaixe” melhor às observações no intervalo de assimilação. Tem as mesmas equações que o 3DVAR e os operadores observacionais são generalizados para incluir um modelo de previsão que permita uma comparação entre o estado do modelo e as observações no momento exato. Os erros são Gaussianos e com crescimento linear (BECK, 2013; CINTRA, 2008; CINTRA, 2010; KALNAY, 2003).

De forma geral é definida como a minimização da função custo (BOUTIER e COURTIER, 1999)

$$J(x) = (x - x_b)^t B^{-1} (x - x_b) + \sum_{i=0}^n (y_i - H_i[x_i])^T R_i^{-1} (y_i - H_i[x_i]) \quad \text{Equação 6}$$

que pode ser equivalente a encontrar a estimativa de máxima probabilidade da análise, sujeita a hipótese de erro Gaussianos. A análise do 4DVAR é por convenção, definida como a minimização da função custo acima, sujeita a uma restrição em que a sequência do estado do modelo  $x$ , deve ser uma solução das equações do modelo.

### 3.2. Os dados dos sensores MODIS dos satélites TERRA/AQUA

O sensor MODIS (*MODerate resolution Imaging Spectroradiometer*) à bordo dos satélites TERRA e AQUA fornecem cobertura diária global da carga de aerossóis presente na atmosfera. Foi o primeiro sensor configurado com as características específicas de partículas de aerossóis. Possui alta sensibilidade radiométrica em 36 bandas no intervalo de 0,4 a 14,4 $\mu$ m do espectro eletromagnético. Duas das bandas são adquiridas na resolução de 250m, outras cinco em 500m e as demais vinte e nove em 1km. A varredura de 55° para cada lado na órbita de 705km de altura resulta numa faixa imageada de 2,330km, com cobertura global em dois dias. A grande gama espectral do MODIS permite obter-se informações sobre todo o terrestre, dentre todas, a concentração das partículas de aerossóis e o tamanho médio das partículas (CORREIRA, 2006; LEVY *et al.*, 2013; REMER *et al.*, 2005).

O satélite TERRA foi lançado em dezembro de 1999. Era conhecido por EOS-AM, pois realiza observações no período da manhã. Tem órbita quase polar, com inclinação de 98,2° e heliosíncrona com passagem pelo equador, por volta de 10:30h da manhã na sua órbita descendente. O satélite AQUA é o segundo satélite do EOS, foi lançado em maio de 2002, como o nome de EOS-PM, por cruzar o equador a tarde, complementando os dados obtidos pelo TERRA sob diferentes condições de atmosfera e iluminação. Possui órbita quase polar, com inclinação de 98°, também heliosíncrona e

cruza o equador por volta de 13:30h, na sua trajetória ascendente. A altitude de sua plataforma é de 705 km com período orbital de 99 minutos (LEVY *et al.*, 2005; RUDORFF *et al.*, 2007).

O algoritmo de aerossóis usa dados de radiâncias, após sua calibração radiométrica e geolocalização, assim como o produto de mascaramento de nuvens. Considera dois algoritmos independentes para a obtenção dos aerossóis sobre o continente e sobre os oceanos, porém ambos baseiam-se na mesma estratégia de uso de tabelas pré-computadas de cálculos de transferência radiativa na atmosfera, nas quais varias condições de observação e iluminação são computadas em para diferentes níveis de concentração de aerossóis e reflectância de superfície (CORREIA *et al.*, 2006).

### **3.3. A Base de Dados Global de Emissões EDGAR**

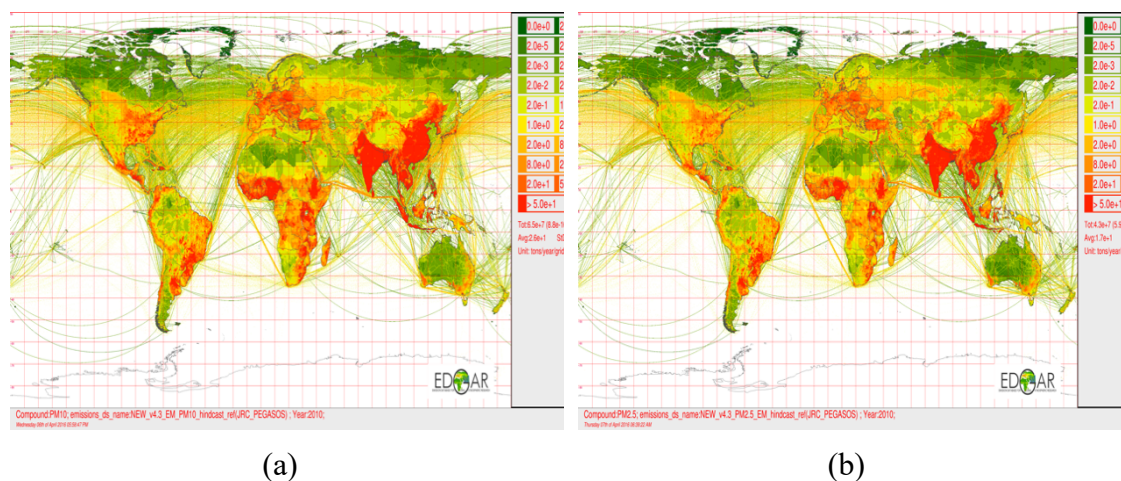
O *Emission Database for Global Atmospheric Research* (EDGAR) é um produto do *Joint Research Centre e da PBL Netherlands Assessment Agency* e contém inventários globais de emissões de gases de efeito estufa e poluentes do ar. É um inventário de emissões de gases (SO<sub>2</sub>, NO<sub>x</sub>, CO, compostos orgânicos voláteis e NH<sub>3</sub>) e partículas (PM<sub>10</sub>, PM<sub>2,5</sub>, carbono orgânico e black carbon) do período de 1970 a 2010, é usado para o desenvolvimento de cenários de emissões de poluição do ar, para quantificar as funções e contribuições de mudanças de consumo de energia, medidas de reduções, emissões, impactos dos poluentes e partículas na saúde humana e do rendimento das culturas à escala europeia e mundial (CRIPPA *et al.*, 2016). Informa as estimativas das emissões médias de vários compostos calculados como totais de cada país e setores, em uma grade de 0,1° x 0,1° sobre o globo. A classificação das fontes de emissão foi desenvolvida pelo Programa de Inventário de Gases do Efeito Estufa dos seguintes setores: Energia; processos industriais; solventes e outros produtos; agricultura; mudanças de uso de solo e florestamento; resíduos e outros.

As emissões são calculadas por tais substâncias: gases do efeito estufa diretos, gases precursores de ozônio, gases acidificados e substâncias que depletam o ozônio estratosférico. São geradas por fontes de área e distribuídas baseados em mapas espaciais, tais como de população rural e urbana, rede de rodovias, uso do solo e trajetórias nacionais e internacionais de aviões navios. Para informar a distribuição das emissões de fontes pontuais são usados mapas com localizações individuais de atividades industriais, como, indústrias de produção de cimento, minas de carvão e sites de produção de gás e óleo (JANSSENS-MAENHOUT *et al.*, 2017). A Figura 5 corresponde a um mapa anual



de emissão de PM10 (a) e de PM2,5 (b) do ano de 2010 do EDGAR, último ano em que há medições disponíveis.

Figura 5 - Mapa anual de emissão de PM10 (a) e de PM2,5 (b) do ano de 2010 do EDGAR.

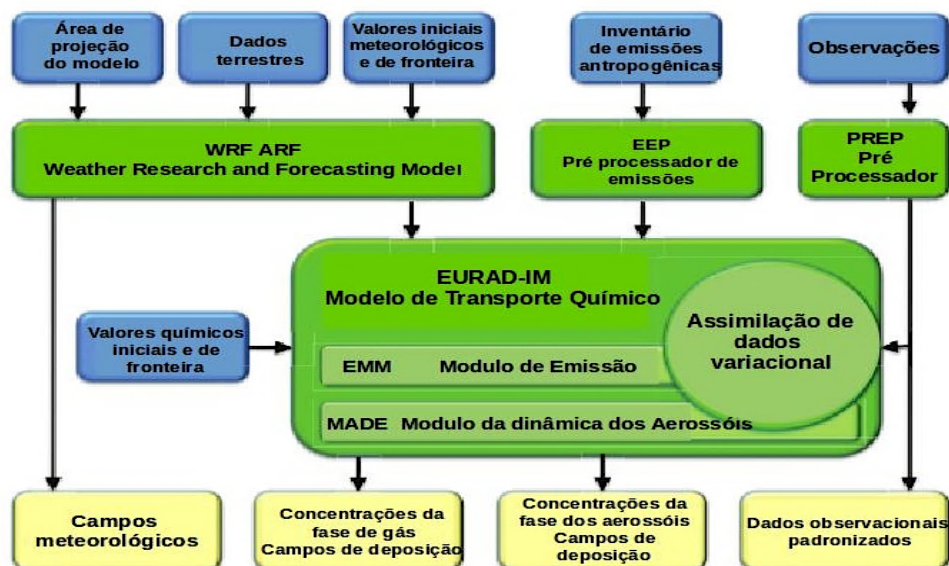


Fonte: <http://edgar.jrc.ec.europa.eu>

### 3.4. O modelo químico-atmosférico EURAD-IM

O sistema EURAD-IM (*EUROpean Air Pollution and Dispersion – Inverse Model*) é um modelo numérico avançado, desenvolvido a partir do EURAD-CTM (*Chemical Transport Model*). O EURAD-IM realiza simulações das evoluções químicas e físicas dos aerossóis e gases traços na troposfera e baixa estratosfera. É utilizado em simulações de longo prazo, mas pode ser adotado para fins operacionais e para pesquisas em qualidade do ar. Além disto, usa técnicas de assimilação de dados e de modelagem inversa. O sufixo IM refere-se a sigla em inglês *Inverse Model* (IM- modelagem inversa), que indica que o sistema EURAD-CTM é adaptado para o propósito de realizar assimilação de dados (DA). O sistema “para frente” do modelo – sistema de previsão – consistem em três partes principais: o driver meteorológico WRF (*Weather Forecast System*), o Modelo de Emissões do EURAD (EEM – da sigla em inglês *EURAD Emission Model*), o modelo de transporte químico EURAD-CTM e do *Modal Aerosol Dynamics model for Europe* (MADE), responsável pelo tratamento das espécies de aerossol. As três partes são responsáveis pela integração do modelo para frente no tempo, pela computação da advecção e difusão, pelas conversões e deposições das espécies químicas e dos aerossóis, até o fim da janela de simulações. A Figura 6 mostra o sistema do EURAD, com todas partes incluídas usadas para a integração do modelo.

Figura 6 – Sistema do EURAD-IM com todas as partes necessárias para a integração do modelo. Os quadrados em azul representam os dados de entrada e os em amarelo os outputs do modelo (saídas do modelo).



Fonte: Manual EURAD, RIU (2017).

### 3.4.1. Dados Meteorológicos para o modelo EURAD-IM

Os dados meteorológicos são incluídos no EURAD através do modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF). O WRF é um modelo de mesoescala, muito utilizado tanto para pesquisas quanto para as operações de PNT em vários centros de pesquisas em todo mundo. O sistema do WRF resolve as equações de Euler não hidrostáticas, da continuidade, do estado para um gás perfeito, a equação da energia termodinâmica e da conservação de massa da taxa de mistura do vapor.

O sistema de Pré processamento do WRF (WPS) é utilizado para preparação do domínio e dos dados de entrada para que as simulações sejam feitas com o uso de três programas. O *geogrid* especifica o domínio e interpola os dados geográficos estatísticos escolhidos na configuração da grade, como projeção da simulação do domínio, usa-se a Lambert Conformal Conic. O programa *metgrid* interpola horizontalmente as análises externas que são extraídas por *ungrib* para a grade especificada pelo *geogrid*. As interpolações verticais são feitas pelo programa *real*, que é parte do sistema do WRF.

### 3.4.2. O modelo de emissões do EURAD-IM (EEM)

O modelo de emissões do EURAD (EMM) fornece emissões dos cálculos de transporte químicos do EURAD-IM. Age como uma interface entre os dados de emissões disponíveis e o CTM. Os dados de emissões disponíveis raramente são encontrados na forma correta para que sejam usados no CTM. Desta forma o EEM transforma dados brutos para a grade usada no EURAD-IM, fornece os constituintes químicos necessários e computa as taxas de emissão em resolução temporal de uma hora. As emissões são transformadas de suas grades originais para grades do EURAD e são desagregadas para a fonte de emissão.

### 3.4.3. O pré-processador de dados PREP

O pré processador fornece um arquivo padrão que contém todas as observações disponíveis de fontes heterogêneas para um período de tempo. Todo CTM necessita da maior quantidade de dados observados disponíveis da maior área para cada passo de tempo, incluindo a posição geográfica, espécies e unidade. O PREP fornece todos os dados disponíveis para um intervalo de assimilação classificados pelo tempo e pelo conjunto de dados. Deste modo o CTM não precisa coletar os dados e pode adquirir os dados diretamente do PREP, principalmente quando estiver rodando o mesmo intervalo de tempo várias vezes.

### 3.4.4. O modelo EURAD-IM

O EURAD-CTM é um modelo de transporte químico de mesoescala que envolve transporte, difusão e transformações químicas, deposição seca e sedimentação de gases traços e aerossóis na troposfera. Para propagar um conjunto de constituintes químicos, para frente no tempo, ele resolve um sistema parcial de equações diferenciais

$$\frac{\partial c_i}{\partial t} = -\nabla(\vec{v}c_i) + \nabla\left(\rho k \nabla \frac{c_i}{\rho}\right) + A_i + E_i - S_i \quad \text{Equação 7}$$

onde  $c_i$ ,  $i = 1, \dots, n$  são as massas médias das taxas de mistura das espécies químicas,  $\vec{v}$  são as velocidades médias do vento,  $K$  é tensor de difusividade Edyy,  $\rho$  é a densidade do ar,  $A$  é o termo químico de geração de espécies  $i$ ,  $E_i$  e  $S_i$  são os fluxos de emissão e remoção, respectivamente. Denota a velocidade de deposição das espécies  $c_i$ .

A solução numérica da equação 7 com o uso das condições iniciais e de fronteira apropriadas, tem suas dificuldades devido aos diferentes caracteres numéricos dos processos principais. Como forma de superar estes problemas, os modelos Eulerianos químicos e de transporte usam uma técnica de separação em que cada processo em (7) é

tratado independentemente em uma sequência. Desta forma os métodos numéricos que são especificados para caracteres físicos dos processos podem ser usados, isso leva a um esquema eficiente e estável.

### 3.4.5. Estrutura de grade do EURAD-IM

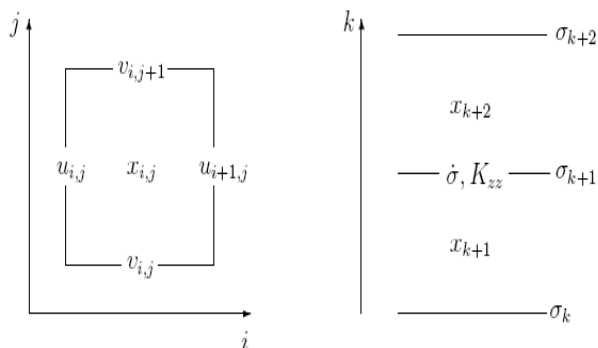
A estrutura de grade do EURAD-IM faz uso de três projeções: 1) *Polar Stereograph*; 2) *Mercator*; 3) *Lambert Conformal conic*. A dinâmica do modelo permite o operar da escala hemisférica a local, e isto assente que se diminua da escala maior para a menor além de permitir a representação de características de grande escala, juntamente com estruturas detalhadas pelo uso de grades mais finas. A versão atual (V5.9) permite o aninhamento em somente um sentido (*one-way nesting*), i.e., as rodadas aninhadas do modelo usam o resultado da grade grossa como condições iniciais e de fronteira.

A altura de topo do modelo é dada por um valor mínimo de pressão, que pode ser ajustado, mas geralmente é setado para 100hPa, que corresponde a cerca de 16km de altura, em latitudes médias. Na escala vertical, não há necessidade de aninhamento, desta forma todas as grades aninhadas operam nos mesmos níveis verticais. A grade horizontal é a Arakawa C e os componentes verticais do vento ( $u,v$ ) são escalonados para as outras variáveis. Este escalonamento permite que os termos de fluxos horizontais do vento são avaliados com precisão relativa. A componente leste do vento ( $u$ ) é determinado a fronteira oeste da grade e o componente norte ( $v$ ) a sul. A notação convencional entre ( $x:y$ ) e ( $i:j$ ) é similar ao WRF. A grade vertical do CTM usa um terreno seguindo a coordenada  $\sigma$  determinada por:

$$\sigma = \frac{p_k - p_{top}}{p_{bot} - p_{top}} \quad \text{Equação 8}$$

em que  $p_{top}$  e  $p_{bot}$  são a pressão superior e inferior do modelo, respectivamente e  $p_k$  é a pressão na  $k^{th}$  da camada. Um escalonamento das variáveis também é usado na vertical. Todos as concentrações e variáveis meteorológicas são determinadas nas fronteiras das camadas. O centro de uma camada é referido como “meio nível” e as fronteiras das camadas como “nível inteiro”, as variáveis do meio nível representam as médias das camadas. As definições verticais e horizontais do arranjo dos parâmetros da grande são mostrados na Figura 7.

Figura 7 - Arranjo da grade horizontal e vertical.  $u$  é a componente leste do vento,  $v$  a de norte e  $\sigma$  a vertical.  $K_{zz}$  é a difusividade de Eddy e  $x$  denota todas as outras variáveis como concentrações, como temperatura, umidade, etc.

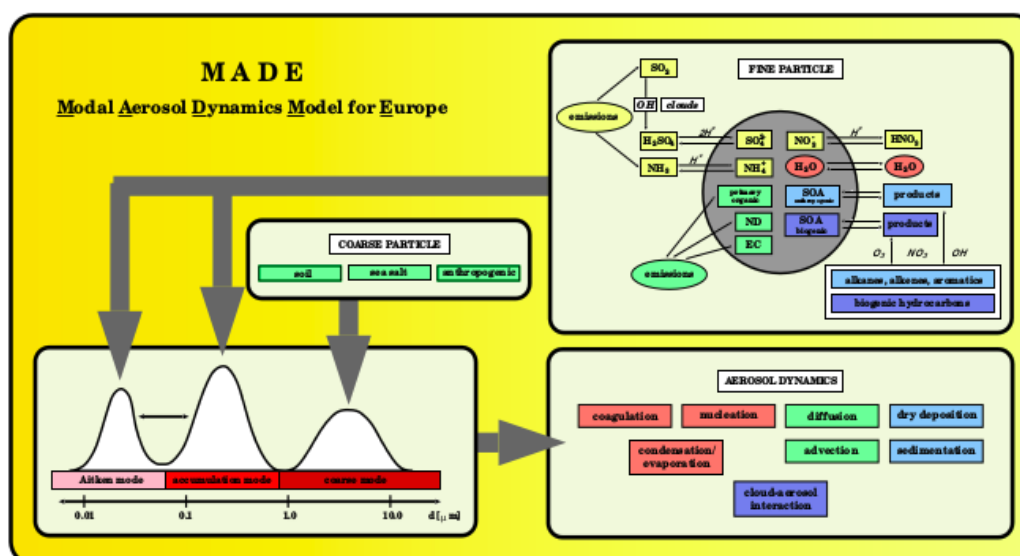


Fonte: Manual EURAD, RIU (2017).

### 3.4.6. Aerossóis Atmosféricos no EURAD-IM

A componente de aerossóis do EURAD-IM segue algumas premissas, quaisquer representações das partículas devem ser consistentes com as observações, e a representação deve ser matematicamente e numericamente eficiente para diminuir o tempo computacional. O *Modal Aerosol Dynamics for Europe* (MADE) é derivado do *Regional Particulate Model* (RPM – Modelo Regional de Partículas). As partículas são divididas em dois grupos, grossas e finas, estes dois geralmente têm características químicas e fontes de mecanismos separados. As espécies dos aerossóis tratadas pelo MADE são mostradas na Figura 8. Os processos químicos e dinâmicos que alteram a distribuição das partículas são descritos nas subseções.

Figura 8 – Espécies de aerossóis tratadas pelo MADE.



Fonte: Manual EURAD, RIU (2017).

### 3.4.6.1. Emissões antropogênicas

Taxas de emissões antropogênicas para CO, NH<sub>3</sub>, NMVOC, NO<sub>x</sub>, PM<sub>2,5</sub>, PM<sub>10</sub> e SO<sub>x</sub> são subdivididas em dez grupos, que são:

- 1) Energia;
- 2) Combustão residencial e outras;
- 3) Combustão industrial e processos de emissão;
- 4) outras fontes;
- 5) Produção de combustíveis;
- 6) Solventes;
- 7) Transporte de solo;
- 8) Embarcações;
- 9) Lixo sólido;
- 10) Agricultura sem queimadas de savanas.

As equações seguintes são utilizadas para conversão das taxas emissões anuais para taxas de emissões horárias.

$$EMH = EMA * \left(\frac{WGT}{TOT}\right), \text{ ciclo sazonal} \quad \text{Equação 9}$$

$$EMH = EMH \left(\frac{365}{12}\right) * \left(\frac{WGT}{TOT}\right) * 7, \text{ ciclo semanal} \quad \text{Equação 10}$$

$$EMH = EMH * \left(\frac{WGT}{TOT}\right), \text{ ciclo diurno} \quad \text{Equação 11}$$

Em que EMA corresponde a taxa anual de emissão, EMH a taxa de emissão horária WGT, ao fator de ponderação de tempo para cada mês, semana, hora, e TOT corresponde ao peso total do ciclo respectivo.

As taxas de emissão são distribuídas verticalmente, de acordo com as recomendações do *European Monitoring and Evaluation Programme* (EMEP). Adicionalmente algumas espécies emitidas são distribuídas, como exemplo, emissões de PM10 são distribuídas como carbono elementar, carbono orgânico e materiais particulados não especificados.

### 3.4.6.2. Emissões de poeira

As emissões de poeira só são consideradas em regiões com quantidade suficiente, maiores ou iguais a 10-1%. As emissões são calculadas fora do fluxo turbulento de concentração de poeira mineral, que por sua vez é dependente da estabilidade da superfície e usa diversas variáveis empíricas da teoria da similaridade, como a velocidade de fricção do vento. Assim, inicialmente a concentração de poeira mineral ( $C_s$ ) é estimada via Nickovic *et al.* (2001):

$$C_s = C_1 \delta u^2 \left[ 1 - \left( \frac{u_{*t}}{u_*} \right)^2 \right] \quad u_* \geq u_{*t} \quad \text{Equação 12}$$

onde  $c_1 = 2.4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-5} \text{ kgs}^{-2}$  e é uma constante adimensional,  $\delta$  é o fator de produtividade de poeira,  $u_*$  é a velocidade friccional do vento e  $u_{*t}$  é a velocidade friccional limiar em que a produção de poeira termina. O fluxo turbulento da concentração de poeira  $F_s$ , segundo Nickovic *et al.* (2001):

$$F = K_s^* \frac{C_{LM} - C_s}{\Delta_z} \quad \text{Equação 13}$$

Onde  $K_s^*$  é um coeficiente de mistura corrigido pelos efeitos viscosos e  $C_{LM}$  é a concentração de poeira da camada mais baixa do modelo, com profundidade  $\Delta_z$ . Somente o fluxo ascendente de poeira da superfície é considerado.

$$EM_{dust} = 10^{-9} \frac{F_s}{\Delta_z}, \quad \text{para } F_s > 0 \quad \text{Equação 14}$$

o que simplesmente converte o fluxo em  $\text{Kgm}^{-2} \text{ s}^{-1}$  para as taxas de emissão em  $\mu\text{gm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ .

### 3.4.6.3. Emissões de sais marinhos

As emissões de sais marinhos também são calculadas no fluxo turbulento. Para se calcular se os fluxos turbulentos de sal marinho ( $F_{ss}$ ), a parametrização de Monahan (1988) é utilizada, e ela estima o fluxo dependendo do tamanho da partícula.

$$F_{ss} = 10^{-9} \rho_{ss} c_v u_{10}^{3.41} P_{GL} \quad \text{Equação 15}$$

onde  $\rho_{ss}$  é a densidade do sal marinho,  $u_{10}$  é a velocidade do vento em 10m acima do solo e  $P_{GL}$  é a quadratura de Gauss – Lengendre com  $n = 10$  (somente  $x > 1$ ) é usada pois o tamanho das partículas não pode ser negativo.

As emissões de sais marinhos são lidas como:

$$EM_{ss} = f_{sea} \frac{F_{ss}}{\Delta z} \quad \text{Equação 16}$$

onde  $f_{sea}$  é a fração da superfície do mar para cada ponto de grade e  $\Delta z$  é a profundidade da primeira camada do modelo.

## 3.5. Assimilação de dados no EURAD-IM

Dos diferentes métodos descritos no tópico 3.1.1, neste trabalho será adotado o método variacional em três dimensões.

### 3.5.1. Método Variacional Tridimensional

A técnica de assimilação de dados variacional consiste na minimização da função custo ( $J$ ) descrita por Lorenc (1986), ou seja, calcular a diferença entre o campo ajustado e o observado em um processo iterativo, com o objetivo de se obter a análise ótima. Este processo é baseado na teoria bayesiana. O método de assimilação de dados adotado no presente estudo é o esquema variacional em três dimensões (3D-VAR), baseado no sistema 4D-VAR utilizado no *Rhenish Institute for Environmental Research (RIU)* da Universidade de Colônia, desenvolvido por Elbern *et al.* (2007), que considera a seguinte função custo

$$J(x) = \frac{1}{2} (x - x^b)^T \mathbf{B}^{-1} (x - x^b) + \frac{1}{2} (y_0 - H(x))^T \mathbf{R}^{-1} (y_0 - H(x)) \quad \text{Equação 17}$$

onde,  $x$  é a observação,  $x^b$  é o campo de background,  $y_0$  é a estimativa inicial,  $H$  corresponde ao operador da observação (age na dimensão da observação, possibilitando a comparação desta com a estimativa inicial do modelo). Dependendo da observação a ser considerada,  $H$  converte as variáveis, como quando se assimila radiância medida por satélite,  $H$  age como um modelo de transferência radiativa.  $\mathbf{B}$  é a matriz covariância dos



erros do background e  $\mathbf{R}$  é a matriz de covariância dos erros de observação. O mínimo de  $J(x)$  será encontrado através das avaliações do gradiente da função custo, considerando as variáveis controle de  $x$ :

$$\Delta_x J = \mathbf{B}^{-1}[x - x^b] + \frac{1}{2}[y - H(x)]^T \mathbf{R}^{-1}[y - h(x)] \quad \text{Equação 18}$$

em que  $\mathbf{H}$  é o operador observação linearizado, ao igualá-lo a zero, para  $x=x_a$ , obtém -se:

$$\begin{aligned} [\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}](x^a - x^b) &= \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}(y_0 - H(x^b)) \\ x^a &= x^b [\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{H}]^{-1} \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}(y^0 - H(x^b)) \end{aligned} \quad \text{Equação 19}$$

Para esta solução, considerada formal, não há possibilidade da implementação numérica, já que há necessidade de se calcular a inversa das matrizes de  $\mathbf{B}$  e  $\mathbf{R}$  com muitos graus de liberdade. Na prática são utilizados algoritmos que minimizem a função custo, e estes consideram métodos iterativos. Para encontrar o mínimo da função custo, somente uma minimização não é possível, desta forma o sistema funciona de forma iterativa, até que  $J(x)$

diminua entre uma iteração e outra (em um limiar estabelecido) ou que o número de iterações chegue a um máximo.

O EURAD-IM considera o algoritmo de minimização quasi-Newton BFGS (Broyden – Fletcher – Goldfarb – Shanno) que foi idealizado para aproximar o Hessiano ( $H$ - Equação 16) de forma iterativa. Este método necessita de um armazenamento de matrizes de tamanho  $n^2$ , onde  $n$  corresponde ao número de variáveis de controle, o que impossibilita a aplicação original do BFGS. Logo adota-se o sistema L-BFGS (Nocedal, 1980; Liu e Nocedal, 1989), em que o número de aproximações é estabelecido pelo usuário, o que vai resultar em um estado  $2q$  de tamanho  $n$  que deve ser armazenado. O principal empecilho da função custo, que afeta sua minimização, é o seu número de condicionamento, i.e., a relação entre seu maior e menor autovalor Hessiano. Quanto maior o número, mais mal condicionado é o problema. A ideia de pré condicionamento não é simplesmente minimizar a função custo original e seu gradiente, mas estabelecer como um problema será melhor condicionado e para onde o estado da análise pode ser obtido facilmente. A equação 16 mostra o pré condicionador Hessiano, que para o método variacional no EURAD-IM, é considerado o mais adequado.

$$x_{k+1} = x_k - H^{-1}(x_k)g_k \quad \text{Equação 20}$$

onde  $k^{th}$  é o estado de iteração atualizado pelo gradiente  $g_k = \nabla_z J$  e  $H^{-1}$  é o inverso do Hessiano (aponta para o mínimo do gradiente em uma iteração, se a função for exatamente quadrática e o gradiente e o Hessiano forem exatos).

O operador de observação ( $H$ ) é a interface entre o espaço das observações e o do modelo. Deve estar adaptado para cada tipo de observação. É necessário para se obter o modelo equivalente para cada tipo de medida, obtendo-se a possibilidade de comparação entre o estado do modelo para os diferentes tipos de observações. O design desse operador é a chave para uma boa implementação da assimilação de dados, devido a sua capacidade de introduzir conhecimentos para o código do modelo de simulação de vários tipos de observações. Ainda, um design apropriado pode reduzir os erros de representatividade das observações. Desta forma, o operador de observação deve: fornecer um mapeamento dos parâmetros do modelo para as observações, interpolar informações de grade para medidas locais e integrar ou mediar os subdomínios (ou combiná-los).

Medidas de satélites são consideradas como radiâncias, geralmente um modelo radiativo e seu inverso, são empregados para recuperar informações de distribuições de gases traços por suas radiâncias observadas. O resultado da recuperação feita pelos modelos, é uma relação entre as informações obtidas das observações de outras fontes. Uma forma de se lidar com as limitações dos dados recebidos de satélites, é usar médias de informações de Kermel, quando disponíveis. A média de Kermel (MK) é uma matriz que dá a sensibilidade do resultado de recuperação  $\hat{x}$ , em consideração à todas as pequenas mudanças nas distribuições de gases traços (ou partículas)  $x$ ,

$$\hat{x} - \widehat{x}_a = A(x - x_a) \quad \text{Equação 21}$$

em que  $A$  é a média Kermel,  $x$  é o perfil vertical. Ambos são definidos na obtenção das camadas de grade. O subscrito  $a$ , denota uma informação *a priori*. Adotando MK no operador de observador  $H$  em um sistema de assimilação de dados, obtém-se uma permissão calcular a previsão pelo processo de obtenção, dado um modelo de estado do sistema de assimilação.

### 3.5.1.1. Matriz de covariância do erro do background

Os erros de covariância são matrizes simétricas e positivas, onde os elementos diagonais contêm as variâncias e os fora da diagonal são covariâncias. As correlações entre os valores iniciais e as observações são negligenciados. Portanto há três matrizes de covariância na implementação do modelo, a matriz do erro de covariância das

observações (**R**) e duas matrizes de erro da covariância do background (**B**) e para valores iniciais (**K**).

Os pesos de cada observação, em uma localidade qualquer, são determinados pelos erros *a priori* e pelos erros do background neste local. Desta forma, deve-se especificar os desvios padrões de ambos para que se tenha uma análise ótima. Para mais, os campos de background são resultados de previsões anteriores e governados por características dinâmicas e por processos químicos. O conhecimento de como cada um destes processos influencia os erros do background pode ser introduzido na matriz de correlação, a qual é ligada à matriz de covariância. Somente o ajuste dos valores de background para os constituintes observados em uma determinada localidade, não faz com que o mínimo da função custo seja encontrado, e sim quando se houver uma correlação com todos os parâmetros do modelo. Em tal caso toda informação de uma única observação pode ser explorada para “espalhar” informação no estado do modelo. Isto permite a introdução de informações no modelo, mesmo quando há observações esparsas. A matriz do erro de covariância **B** pode ser lido como:

$$\mathbf{B} = [(x^t - x^b)(x^t - x^b)^T] \quad \text{Equação 22}$$

em que  $x^t$  é a observação e  $x^b$  é a previsão anterior (informação *a priori*).

A matriz de covariância do erro do background é a parte mais importante do método da análise variacional, pois ela determina a taxa de impacto, distribuição e relações dos incrementos da análise. Controla a taxa em que a inovação se torna o incremento da análise, assim como cada observação impacta uma grande área. Em um sistema como o EURAD, o número de variáveis de estado é da ordem de  $10^6 \times 10^6$ , desta forma, o armazenamento dos valores iniciais de **B**, que tem tamanho  $(n^2+n)/2$ , se torna impossível em qualquer computador para processamento. Ainda, determinar um “chute” inicial para **B** é difícil, uma vez que o estado real do modelo não é disponível, e deve-se comparar um grande número de percepções dos campos do background para provar o erro da função de distribuição. Entretanto este problema pode ser simplificado com o uso de um conjunto ideal de análises de variáveis para qual se deseja uma análise. Estes conjuntos são referidos como variáveis de controle da análise e são selecionadas para que a correlação cruzada entre essas variáveis seja mínima.

Weaver e Courtier (2001) desenvolveram uma metodologia com o intuito de oferecer uma maior flexibilidade na obtenção de **B**. Utilizaram a formulação incremental

de  $J(x)$ , que faz uma conversão de  $\mathbf{B}$  em um operador, que calcula  $\mathbf{B}^{1/2} \mathbf{B}^T/2$ , ao invés de  $\mathbf{B}^{-1}$ . Um dos parâmetros que controla a difusão é o raio de influência, que é a distância em que dois pontos possuem uma correlação que decresce a um fator de  $\exp(-1/2)$ .

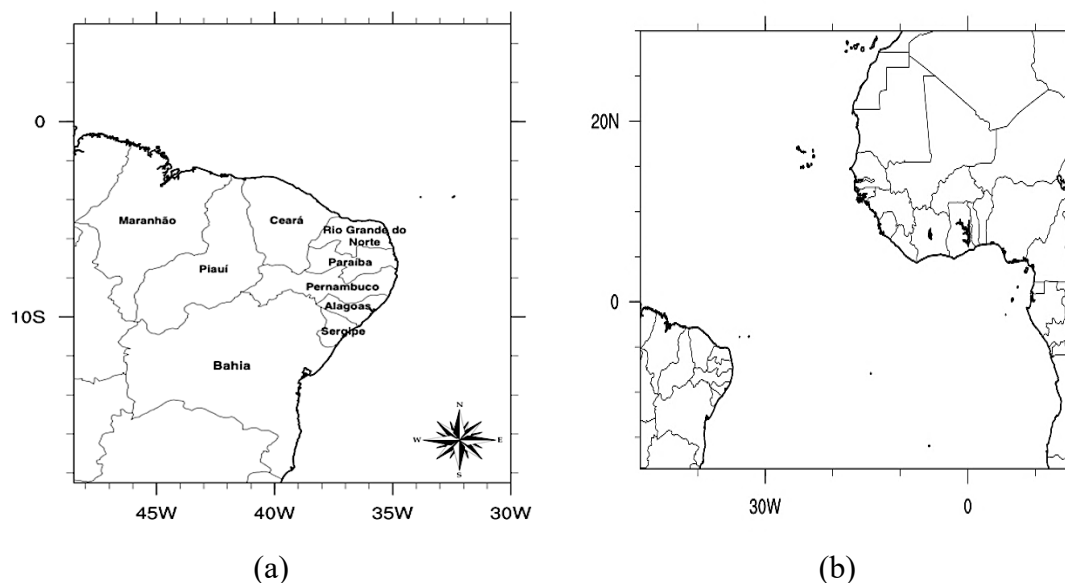
## 4. METODOLOGIA

### 4.1. Área de estudo

A região Nordeste do Brasil (NEB) é uma das cinco regiões do país, tem a segunda maior população (cerca de 56.560.081 habitantes) e o terceiro maior território (1.554.291,744km<sup>2</sup>) e é a região brasileira que possui o maior número de estados, Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Paraíba, Piauí, Pernambuco, Rio Grande do Norte e Sergipe. Se limita a leste e norte do Oceano Atlântico, a oeste e sudoeste dos estados do Pará, Tocantins e Goiás e sul de Minas Gerais e Espírito Santo (IBGE, 2017). A Figura 9 representa a região de estudo, compreendida pelo NEB e áreas adjacentes (Oceano Atlântico, e estados vizinhos à região) (a) e noroeste da África, oceano Atlântico (b) que corresponde a área de fluxo de aerossóis transportados.

O NEB é influenciado por sistemas meteorológicos que impactam diretamente o transporte e carga de partículas de aerossóis presentes na atmosfera. A região possui clima semiárido, com variabilidade de precipitação espacial e temporal. A região sofre influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), brisas marítimas e terrestres, linhas de instabilidade (LI), Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) tropicais, Vórtice Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) e ondas de leste. Além disto, considera-se sistemas meteorológicos que atuam no hemisfério sul do continente africano e são os principais responsáveis pelo transporte de aerossóis para o NEB, durante o segundo semestre dos anos, tais como as monções Africanas de oeste, os jatos de leste africanos em altitudes mais altas, entre aproximadamente  $5.1 \pm 0.4$  km (GOMES, 2009; BEM-AMI *et al.*, 2009).

Figura 9 – Nordeste do Brasil (a) e noroeste da África (b) que faz parte da região de fluxo de transporte de aerossóis.



Fonte: a autora (2019).

## 4.2. Dados de satélite

### 4.2.1. MODIS

Para a caracterização dos aerossóis na região nordeste de Brasil, foram utilizados dados do sensor MODIS (*MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo dos satélites TERRA e AQUA para o período compreendido entre os anos de 2005 e 2014. Os dados foram utilizados sobre o NEB para quantificar e classificar os aerossóis sobre o NEB, caracterizar os períodos com maior quantidade de partículas e assim, obter melhor conhecimento sobre a variabilidade anual, além do tipo dominante de partícula na região. O produto de aerossóis do MODIS monitora a Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD – do inglês *Aerosol Optical Depth*) sobre partes do continente, em que se considera o tipo de partícula, e sobre o oceano a distribuição de tamanho. No presente estudo, considerou-se a AOD em  $0,55\mu\text{m}$  derivada dos satélites AQUA (MYD04\_L2) e TERRA (MOD04\_L2), para a caracterização das partículas sobre o NEB e para a assimilação de dados. Dados do sensor MODIS são encontrados em diferentes tipos de processamento que variam de acordo com o propósito de utilização. Níveis mais baixos correspondem a níveis mais brutos de aquisição (level 0 – L0), por outro lado, níveis mais altos consideram dados que sofreram transformações e se aproximam de produtos na forma de parâmetros (level 2 – L2). Foram adotados dados de nível dois, que correspondem a dados que sofreram pouco processamento. Estes produtos fornecem cobertura global total das

propriedades dos aerossóis a partir dos algoritmos Dark Target (DT) que é aplicado sobre o oceano e superfícies escuras, e do Deep Blue (DB) que cobre toda as áreas continentais incluindo superfícies escuras e claras (LEVY *et al.*, 2013). Os dados correspondem a coleção 06 (C006), têm cobertura global incluindo superfícies escuras e claras. Têm resolução espacial de 10x10 pixels, que corresponde a 10 km no nadir, o que equivale a uma grade de saída de 135 por 204 pixels. A cobertura temporal dos dados utilizados é de 5 em 5 minutos (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>).

#### **4.2.2. Caracterização dos aerossóis através da Profundidade Óptica dos Aerossóis e Expoente de Angström**

Partículas de aerossóis possuem diferentes propriedade físicas e ópticas, desta forma caracteriza-las contribui para o melhor entendimento de suas consequências tanto nos processos radiativos da atmosfera, quanto nos processos de microfísica de nuvens. Uma forma de se caracterizar as partículas de aerossóis é através da Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD), esta informa a quantidade de material particulado que se encontra em suspensão em uma determinada região (KAUFFMAN *et al.*, 2002). Valores baixos de AOD indicam baixa carga de aerossóis em uma região, de forma oposta, valores altos de AOD, indicam carga elevadas de partículas.

Com o intuito de caracterizar a sazonalidade dos aerossóis dentro do período de dez anos e obter uma melhor compreensão da variabilidade interanual das partículas sobre o NEB, foi adotado o uso de uma série temporal das médias diárias de AOD no comprimento de onda de  $0,55\mu\text{m}$  derivada dos dois satélites combinados. O uso dos dois satélites foi adotado para se fazer uso de toda a informação disponível para que a caracterização seja o mais precisa possível. Além disso, as passagens dos satélites ocorrem em períodos distintos durante o dia: AQUA cruza o NEB durante a tarde, enquanto o TERRA durante a manhã. Desta forma pôde-se quantificar todas as emissões durante os dias contabilizando variações diurnas devido a eventuais atividades específicas de emissão ou formação de aerossóis antropogênicos específicos ou cobertura de nuvens de aerossóis na região. Além disto, devido à região ser considerada extensa, somente uma fonte de dados não forneceria uma caracterização fidedigna.

Para avaliar a variabilidade mensal do conjunto de dados, além de determinar quando os valores mínimos e máximos de AOD ocorreram durante os anos, foi adotado o uso de box plots. Esta análise foi adotada para os anos em que os valores de AOD apresentou mais elevados, que foram 2005, 2007, 2010 e 2012. Box plots fornecem

informações da variação de uma determinada variável dentro de um conjunto de dados através de seus quartis. Box plots informam como os valores deste conjunto de dados se espalham através de cinco tipos de valores: o mínimo, o máximo, e três quartis, 25%, 50% e 75%. O primeiro quartil ou 25% (Q1 – 25%) corresponde ao valor localizado entre o valor mais baixo e o valor médio. O segundo ou mediana (Q2 – 50%), representa o valor localizado no meio do conjunto de dados, já o terceiro quartil ou 75% (Q3- 75%) informa o valor localizado entre a mediana e o maior valor observado dentro do conjunto de dados. Os valores mínimo e máximo, são representados através de *outliers* que são representadas pelas flechas fora das caixas (WILKS, 2006).

Aerossóis possuem diferentes propriedades ópticas e conseqüentemente efeitos diferentes na atmosfera, desta forma discriminar sua principais tipos é importante pois auxilia em estudos de transporte de partículas, além da melhora nas análises de modelagem atmosférica (BENEDETTI e FISHER, 2006). Uma forma de caracterizar os tipos de aerossóis encontrados sobre uma determinada região, é através da análise conjunta da AOD com o Exponente de Angström (AE). Enquanto a AOD informa o tipo de atenuação das partículas, o AE fornece o tipo de aerossol através de seu tamanho (ECK *et al.*, 2003; SCHUSTER *et al.*, 2006; TOLEDANO *et al.*, 2007; VERGAZ *et al.*, 2005). Neste trabalho, adotou-se a classificação do tipo de aerossol pelos valores adotados por Schuster *et al.* (2006), Toledano *et al.*, 2007 e Vergaz *et al.* (2005), como mostrado na Tabela 1. Para isto considerou-se a AOD no comprimento de onda de 0,55 $\mu$ m e AE variando de 0,55 a 0,86  $\mu$ m, ambos derivados do MODIS. Foram adotados dois períodos principais para a caracterização baseados nos resultados obtidos pela análise da série temporal, período um que compreende os meses de janeiro a março e período dois que corresponde aos meses de agosto a setembro. Estes equivalem aos meses em que AOD apresentou maiores valores dentro do período de estudo. Assim como na análise dos box plots, foram adotados somente os anos em que a AOD apresentou valores mais elevados. Isto para não tornar a análise repetitiva.

Tabela 1 – Valores de Profundidade Ópticas dos Aerossóis e Expoente de Angström adotados para a caracterização dos tipos de aerossóis no NEB. Os valores adotados são referenciados através de Schuster *et al.* (2006), Toledano *et al.* (2007) e Vergaz *et al.* (2005).

<b>Tipo de aerossol</b>	<b>AOD</b>	<b>AE</b>
Queima de biomassa	> 0.35 - 1.5	> 1.5
Continental	0.2 – 0.35	>1.05



Poeira mineral	> 0.4 -1.2	< 0.5
Marinho	>0.15	<0.6
Poluição + poeira	> 0.06	<0.8

### 4.3. Simulações com o modelo EURAD-IM

#### 4.3.1. EURAD - IM

A *EUROpean Air Pollution Dispersion Model* (EURAD) e sua forma inversa EURAD – IM é um modelo Euleriano de mesoescala (que é uma abordagem que descreve o que acontece em um ponto fixo ou uma determinada região do espaço ao longo do tempo) de transporte químico que envolve transporte, difusão e transformações químicas, deposição seca e sedimentação de gases traços e aerossóis na troposfera (HASS *et al.*, 1995; MEMMESHEIMER *et al.*, 2004 e ELBERN *et al.*, 2007). Faz uso do modelo meteorológico WRF (tópicos 3.3.1 e 4.3.2). Neste trabalho foi adotada a versão 5.9 do CTM, que é a mais recente. Como dados de fronteira o EURAD considera dados de reanálise do *Copernicus Atmosphere Monitoring Service* (CAMS), que são baseados em dados assimilados com resolução de 0,1° e fazem parte do conjunto de dados MARS C-IFS (<https://www.ecmwf.int>).

As simulações foram realizadas para todo ano de 2014 e foi adotado um *spin up* de um mês, ou seja, o mês de dezembro de 2013. O domínio das simulações compreende o Nordeste brasileiro e áreas adjacentes do oceano Atlântico, como mostra a Figura 5, e tem espaçamento de grade de 15km. A área adjacente foi determinada para se observar as partículas transportadas do continente Africano.

#### 4.3.2. Driver Meteorológico WRF

Para os cálculos meteorológicos o EURAD faz uso do modelo numérico não hidrostático *Weather Research and Forecast* (WRF) (maiores detalhes encontrados em SKAMAROCK *et al.*, 2008). O WRF é um modelo de mesoescala, não hidrostático que tem como espaçamento horizontais de até 30km, ajustáveis pelo usuário, e verticais de 38 níveis, respectivamente. Para o presente estudo foi adotado a versão 3.2, pois esta versão é totalmente adaptada ao modelo químico. Como dados de entrada meteorológicos, o WRF adota o uso do *Global Forecast System* (GFS) (<https://www.ncdc.noaa.gov>), com resolução de 0,5°. O conjunto de parametrizações configuradas para o processamento do modelo são representadas na Tabela 2.

Tabela 2 – Conjunto de parametrizações configuradas para o processamento. As parametrizações utilizadas no WRF são referidas de Gomes, 2012.

<b>Parametrizações</b>	<b>Esquema</b>
<b>WRF</b>	
Microfísica	WSM 6
Radiação de onda longa	RRTMG
Radiação de onda curta	RRTMG
Superfície	Monin-Obukhov
Solo	Thermal diffusion
Camada limite planetária	Mellor-Yamada-Janjic
Convecção	Grell 3D
<b>EURAD</b>	
Nuvens	Roselle e Bincowski R.26 (1999)
Aerossóis	MADE including Analytical Predictorfor Condensation (APC) and HighDimensional Model Representation (HDMR) (Nieradzki, 2005)
Advecção	Bott (1989)
Deposição seca	Zhang et al. (2003)

#### 4.3.3. Avaliação estatística do MODIS e EURAD

Para avaliar como as observações e o modelo se correlacionam padrões de precisão precisam ser estabelecidos, pois em termos de iterações com modelos de transporte de aerossóis os erros sistemáticos irão afetar as previsões e análises (HYER *et al.*, 2011). Desta forma adota-se o uso dos erros de medidas escalares para precisão das previsões. O primeiro erro considerado é o Erro Absoluto Médio (EAM ou MAE do inglês *Mean Absolute Error*), definido como:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n |y_k - O_k| \quad \text{Equação 23}$$

Onde  $(y_k, O_k)$  é o  $k^{\text{th}}$  do número de pares  $n$  da previsão e das observações. O MAE é a média aritmética dos valores absolutos das diferenças entre os números de cada pra. Se a previsão for perfeita, o MAE tem valor 0 e à medida que o valor aumenta, as discrepâncias entre as observações e a previsão aumenta.

Outra forma de medir o a distância entre as observações e a previsão é através do Erro Médio Quadrático (EMQ ou MSE do inglês *Mean Squared Error*), que é definido como:

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - O_k)^2 \quad \text{Equação 24}$$

O MSE é a média quadrática entre a diferença entre a previsão e as observações. A medida é similar ao MAE fora que a função quadrática é usada ao invés do erro absoluto. De forma similar ao MAE, valores de MSE de 0 indicam previsões perfeitas. Por vezes o MSE é expresso por sua raiz quadrada e é chamado de Raiz Quadrada Média (RQM ou RMSE do inglês *Root Mean Squared Error*) e é denominado como  $RMSE = \sqrt{MSE}$ , e produz o mesmo tipo de informação (WILKS, 2006).

O Viés ou *BIAS* é uma técnica estatística que quantifica a diferença entre um valor estatístico e um real de um parâmetro estatístico. O Viés é uma medida de um erro sistemático de um estimador. Este indica a distância do estimador e o valor do parâmetro, em outras palavras, o Viés indica o quão distante a amostra de dados do modelo se encontra da realidade e assim, indica se um modelo específico superestima ou subestima uma variável qualquer, de acordo com a amostra de dados (WILKS, 2006).

#### **4.3.4. Estudos de caso com o uso do método variacional em três dimensões (3DVAR) do EURAD-IM**

A técnica variacional de assimilação de dados ajusta com o intuito de minimizar a diferença entre a previsão e as observações, através da função custo, como descrito no tópico 3.4. O método de assimilação de dados adotado no presente estudo é o esquema variacional em três dimensões (3D-VAR), baseado no sistema 4D-VAR utilizado no *Rhenish Institute for Environmental Research (RIU)* da Universidade de Colônia, desenvolvido por Elbern *et al.* (2007). O método foi utilizado em dois dias, no dia 1º de janeiro e no dia 24 de setembro de 2014. A escolha dos dias foi feita para testar o funcionamento do modelo em situações distintas, ou seja, um dia com valores baixos de AOD e um com valores mais elevados, respectivamente. Para isto foram assimilados dados do MODIS a bordo dos satélites AQUA e TERRA em todos os horários disponíveis para os dias. Para o dia 1º de janeiro, usou-se dados de 11 a 17:30UTC e para o dia 24 de setembro de 12 as 16:30UTC. Para a assimilação foi considerado um período de simulação horário, e foi utilizada todas as observações disponíveis em um time frame de 30 minutos anteriores e posteriores aos horários assimilados. As simulações foram realizadas desta forma devido aos pixels do satélite serem representativos para áreas extensas (HOPPE *et al.*, 2017).

As observações de AOD de ambos satélites são interpoladas no modelo através do modulo PREP (vide tópico 3.3.3) que configura e fornece os dados disponíveis para o

modelo, no intervalo em que estes estão disponíveis. Para as análises adotou-se o uso de dois erros distintos para as observações em que tiveram suas escolhas baseadas nos valores dos erros de medida MAE e RMSE.

## 5 – RESULTADOS

### 5.1. Análise da Profundidade Óptica dos Aerossóis a partir de dados do MODIS

A Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) é uma medida que quantifica a atenuação da radiação em um meio opticamente ativo e partir desta é possível se identificar o tipo de partícula por suas características ópticas. Valores altos de AOD caracterizam partículas altamente atenuadoras de radiação, já valores baixos de AOD, pouco atenuadoras. Além disto, a AOD indica a quantidade de material particulado presente na atmosfera.

A Figura 10 mostra a serie temporal da média diária da AOD derivada do MODIS (com informações dos satélites AQUA e TERRA combinados, ou seja, MOD02 + MYD02/2) para cada dia do período de 2005 a 2014. Durante todo o período, os anos que apresentaram valores mais elevados foram 2005, 2007, 2010 e 2012. A Figura 10 mostra, a partir das médias diárias, que o NEB é uma região caracterizada por valores baixos de AOD que variam de 0,1 a 0,3, durante a maior parte do ano. A média de todo período estudado foi de 0,20, o valor mínimo encontrado no período de 0,04 e o máximo de 0,52. O limite de detecção do MODIS é de 0,03 – 0,05 (TOTH *et al.*, 2018). Estes valores podem ser comparados aos encontrados por Yu *et al.* (2003), em que a AOD foi caracterizada em todas as regiões do mundo. Neste foi indicado que na América do Sul, de forma geral, a AOD é caracterizada por valores baixos, exceto durante as estações de queima de biomassa.

Apesar da AOD na região NEB ter como característica principal valores baixos, em alguns meses do ano (em todos os anos) foi observado um aumento destes valores em dois períodos específicos, que a partir daqui serão referidos como períodos atípicos. O primeiro ocorre no primeiro semestre do ano, de janeiro a março e corresponde à temporada em que os aerossóis de poeira oriundos do deserto do Saara são advectados para as Américas Central, do Sul e sul da América do Norte (YU *et al.*, 2003; LANDULFO *et al.*, 2016). Este transporte ocorre devido a mudança na posição da ZCIT, que se desloca para sul do equador, e altera os padrões de circulação dos ventos Alísios (PROSPERO *et al.*, 1972). Este deslocamento é a principal razão para o transporte de poeira do Saara para a região NEB (LANDULFO *et al.*, 2016). Kaufmann *et al.* (2005) realizaram um estudo com dados do MODIS no período de 2001 a 2013 e mostraram que durante o inverno austral, uma grande parte de fumaça e poeira oriundas do continente Africano é transportada para as Américas. Este transporte resulta em um aumento na

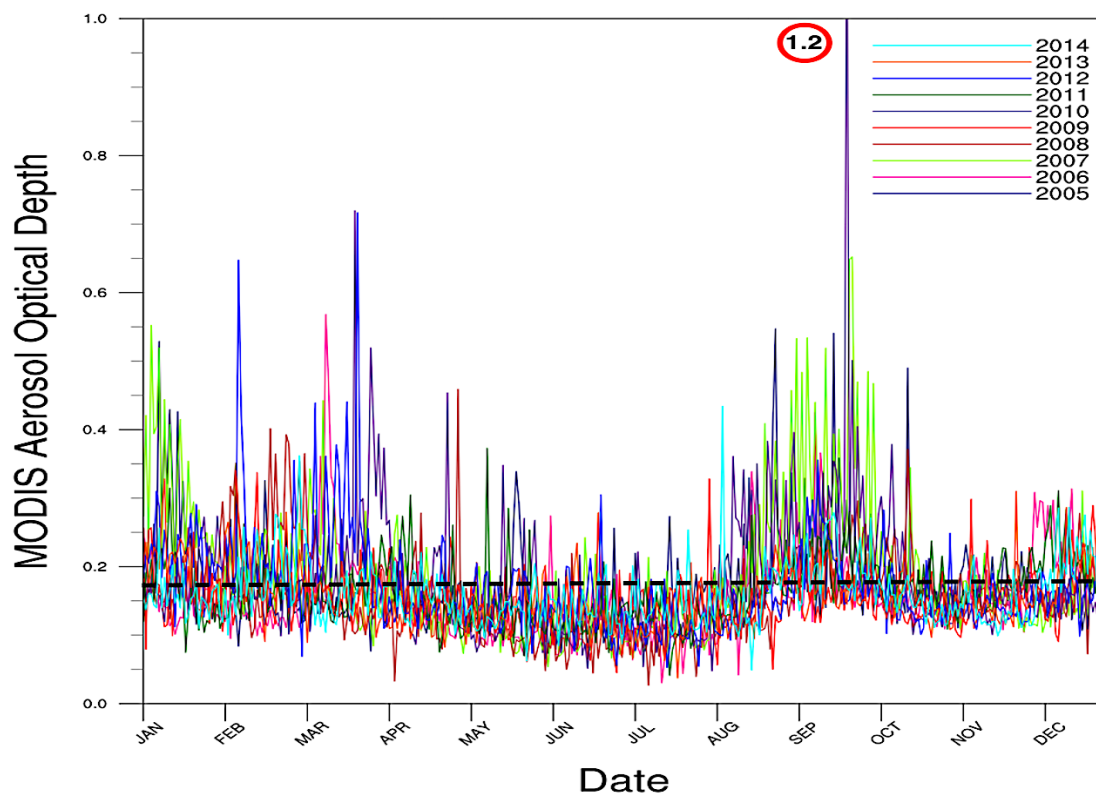
AOD nos locais por onde as plumas de aerossóis são advectadas, como exemplo em Cabo Verde. Além disto, os autores observaram que as plumas de aerossóis ao se afastarem de seu local de origem e chegarem as Américas, têm uma redução de 0,1. Ansmann *et al.* (2009) analisaram o transporte de aerossóis da África para a Amazônia, com dados do LIDAR (*Light Detection and Ranging*) durante o mês de fevereiro de 2008, e observaram valores de AOD, que variavam de 0,1 a 0,4, próximos ao NEB. Estes valores, assim como o período em que foram observados, corroboram com os encontrados pelo MODIS no NEB.

O segundo período com valores elevados de AOD, ocorreu durante o segundo semestre dos anos do período de estudo, nos meses de agosto a outubro. Durante este período, pode-se observar um pico com valor de 1,2, ocorrido no mês de setembro de 2010 e que será explorado com mais detalhe posteriormente. O aumento na AOD observado neste segundo período pode ser explicado por duas razões: (1) boa parte da extensão do NEB é composta por regiões costeiras e durante esta época do ano, há um aumento na intensidade do vento (DA SILVA *et al.*, 2017), que trazem consigo, grande quantidade de partículas de sal marinho; (2) nos meses de junho a outubro, com pico em termos de emissão geralmente em setembro, no hemisfério sul da África, ocorre a estação de queimadas. Durante este período grande quantidade de partículas de aerossóis de fumaça, juntamente com poeira, são emitidos para a atmosfera e devido ao tamanho de algumas partículas, são transportadas para outras regiões, incluindo o nordeste da América do Sul.

Vários estudos consideram o transporte de aerossóis para longas distâncias, especialmente da África para a América do Sul, além de como estas partículas podem aumentar os valores de AOD em regiões específicas, como a Amazônia, entretanto nenhum destes especificam o NEB. O primeiro trabalho que considera o NEB como rota da poeira oriunda da África é o de Landulfo *et al.* (2016). Neste foram usados dados de um LIDAR (denominado DUSTER), instalado na cidade de Natal - RN no dia 1º de junho de 2016. Foi observado uma pluma composta por aerossóis de poeira, poeira poluída e marinhos na atmosfera da cidade de Natal. Esta pluma era oriunda da África e foi confirmada por imagens do CALIPSO. Ansmann *et al.* (2009), Kaufman *et al.* (2005), e mais recentemente Rocha - Lima *et al.* (2018) e Maran-Zulaga *et al.* (2018), mostraram que aerossóis emitidos no hemisfério sul da África, durante a estação de queimadas, são advectados em direção da América do Sul, nos meses de junho a outubro. Estes meses, coincidem com os mesmos quando o segundo pico de valores elevados de AOD no NEB

é observado, o que pode ser uma justificativa para o aumento da AOD na região. Além disto, os valores observados pelo MODIS no NEB, estão de acordo com os observados pelo LIDAR no estudo de Landulfo *et al.* (2016)

Figura 10 – Serie temporal da média diária da Profundidade Óptica dos Aerossóis derivada do MODIS para o período de 2005 a 2014. As cores referenciam os anos de forma individual, a linha preta corresponde a mediana do período de 10 anos.



Fonte: a autora (2019).

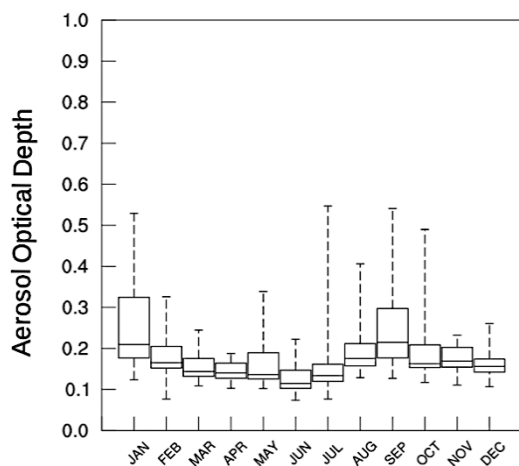
A Figura 11 representa a análise em box plot dos anos em que a AOD apresentou valores mais elevados (2005, 2007, 2010 e 2012). Box plots fornecem informações mais detalhadas sobre a variabilidade do conjunto de dados, eles representam o conjunto de dados através dos quartis 1, que corresponde a 25% (Q1), quartil 2 a 50% ou mediana (Q2) e quartil 3 a 75% (Q3). Pela análise é possível observar discrepâncias nos dados, principalmente entre os meses do período de estudo, entre os meses de janeiro a março e agosto a outubro. Nestes anos observou-se um leve aumento nos valores do Q2 e Q3 e nos valores máximos, em alguns meses. Ainda foi observado uma grande diferença entre o valor mínimo e o máximo, principalmente durante os meses de janeiro, fevereiro, março, agosto, setembro e outubro. Estes meses, assim como mencionado na análise da Figura 10, fazem parte dos meses denominados como períodos atípicos, quando ocorre o transporte de partículas da África para as Américas, que juntamente com emissões locais

(como por exemplo, poeira/areia local, poluição urbana, aerossóis marinhos e de queima de biomassa), são responsáveis pelo aumento nos valores da AOD encontrados no NEB. Outro fato importante a se considerar, é que durante alguns desses meses (como nos meses do verão e início do outono), ocorre a estação seca no NEB, o que também pode levar ao aumento da carga de aerossóis, devido ao decaimento da precipitação e da intensidade do vento.

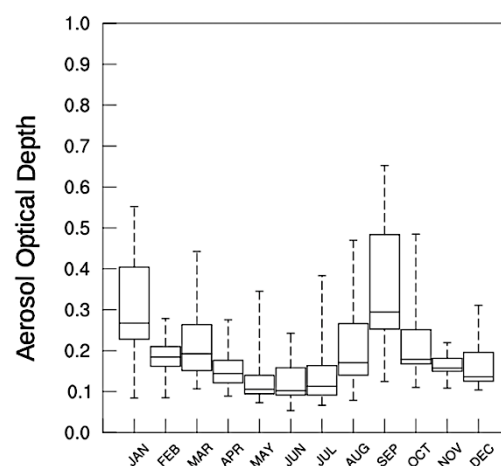
O Nordeste do Brasil, é uma região com um tipo específico de bioma, o semiárido e tem a Caatinga como principal bioma sendo caracterizado por vegetação bastante seca e com pouquíssimas folhas que são perdidas sazonalmente. A Caatinga ocupa 10% do território brasileiro e é o principal tipo de bioma no NEB. No oeste do NEB, há um outro tipo de bioma chamado de Cerrado que junto com a Caatinga, são chamados de “savanas brasileira”. O Cerrado ocupa 20% do território brasileiro e no NEB faz parte de estados como Maranhão, Bahia e Piauí. Os dois biomas são caracterizados pelo uso excessivo do solo, como o de corte e queima (LEAL *et al.*, 2005), o que emite uma grande quantidade de aerossóis para a atmosfera diariamente, levando a um aumento na carga de partículas no NEB. De acordo com o site INPE/QUEIMADAS (<http://www.inpe.br/queimadas/bdqueimadas>), que faz o monitoramento das atividades de queima de biomassa no Brasil, há duas estações bem definidas de aumento nas atividades de queimadas no NEB. Uma das estações ocorre em janeiro, em que é observada a maior atividade de queima de biomassa na região. A segunda ocorre de julho a outubro, especialmente nos estados do Maranhão, Bahia e Piauí, no Cerrado. Este aumento nas atividades de queima de biomassa foi observado durante todos os anos do período de estudo. Estas atividades são as possíveis responsáveis pelo aumento da AOD na região, pois mesmo que se considere o transporte de aerossóis oriundos do continente africano, somente estas partículas não teriam impacto tão significativo no aumento da AOD na região (como em setembro de 2010, mostrado posteriormente através de um estudo de caso).



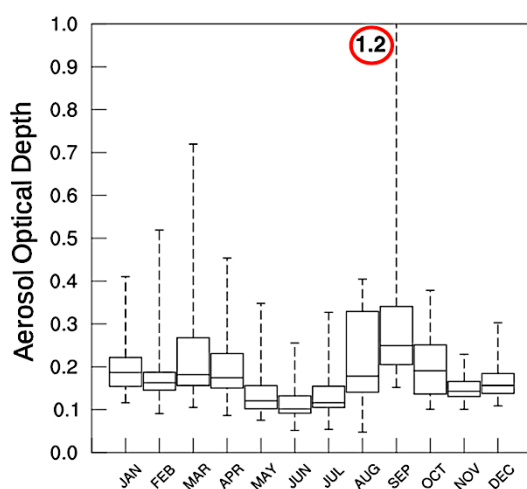
Figura 11 – Box plot da Profundidade Óptica dos Aerossóis dos anos de 2005 (a), 2007 (b), 2010 (c) e 2012 (d). A parte inferior corresponde a primeiro quartil (Q1 – 25%), a linha na parte interna das caixas a mediana (Q2 – 50%) e a linha superior da caixa o terceiro quartil (Q3 – 75%). Os outliers (ou flags) correspondem aos valores mínimos e máximo da serie de dados.



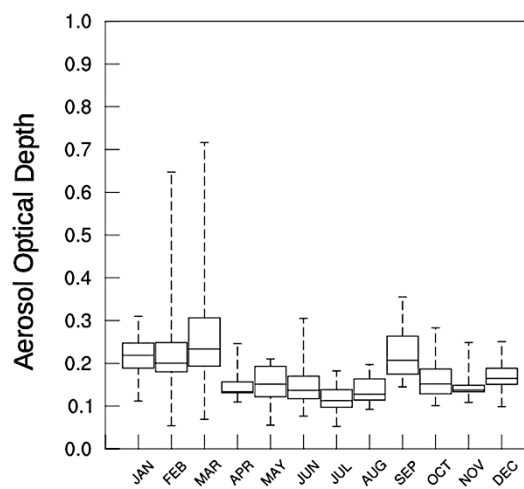
(a) 2005



(b) 2007



(c) 2010



(d) 2012

Fonte: a autora (2019).

### 5.1.2. Análise da Profundidade Óptica dos Aerossóis e do Exponente de Angstrom

O conhecimento das características das partículas de aerossóis tem auxiliado na interpretação correta em aplicações oceânicas e terrestres. Além disto, recentemente foi mostrado que a descrição correta dos aerossóis melhora as previsões temporais e

climáticas, reduzindo os erros de precipitação e vento (BENEDETTI e FISHER, 2006), pois partículas de aerossóis causam alterações nos processos radiativos e de microfísica de nuvens. Uma forma de caracterizar os tipos de aerossóis na atmosfera, se dá pela comparação da AOD com o Exponente de Angstrom (EA). Esta é uma análise comum para classificar aerossóis pois, enquanto a AOD informa o fator de atenuação de um determinado tipo de partícula (KAUFMANN *et al.*, 2002; TOLEDANO *et al.*, 2007), o EA fornece informações do tamanho predominante dos aerossóis (ECK *et al.*, 2003; SCHUSTER *et al.*, 2006; TOLEDANO *et al.*, 2007; VERGAZ *et al.*, 2005). A caracterização considera os valores mostrados na Tabela 1.

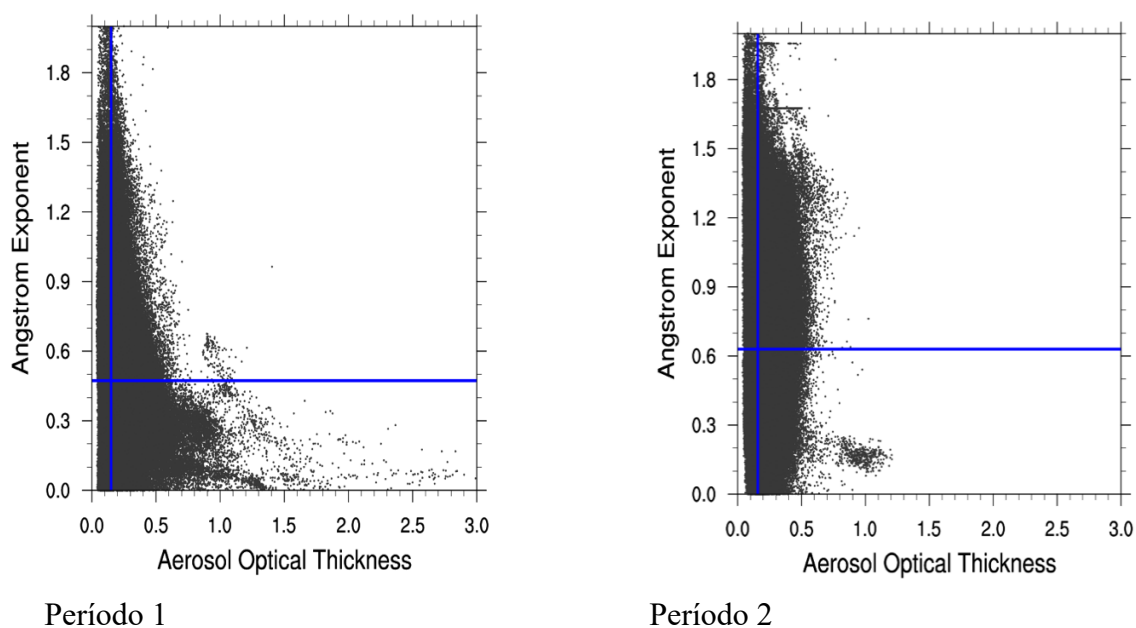
A Figura 12 representa o gráfico de dispersão do AOD *versus* o EA de alguns anos do período de estudo. Como os resultados são bastante similares, somente serão mostrados os resultados dos anos mais significativos, 2005, 2007 e 2010. A caracterização foi dividida em dois períodos, que correspondem aos meses de janeiro, fevereiro e março (período 1) e agosto, setembro e outubro (período 2). As linhas nas figuras correspondem a mediana de cada uma das variáveis.

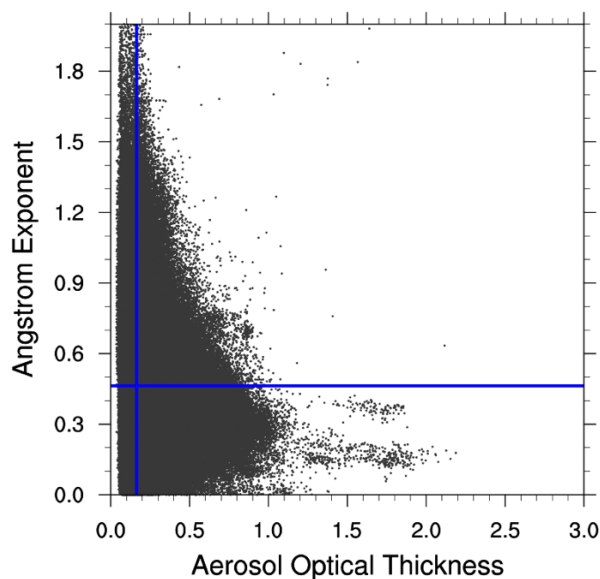
De forma geral, o aerossol predominante no NEB é o aerossol marinho, como indicado pelas medianas da AOD de 0,1 e do AE, de aproximadamente 0,6 em todos os anos. Como o NEB tem uma grande parte de sua área composta por litoral, explica o tipo predominante encontrado. De acordo com Toledano *et al.* (2007), em regiões costeiras é comum valores de AE abaixo de 1. O segundo tipo encontrado na região, é o aerossol continental ou antropogênico, com valores de AOD entre 0,2 e 0,35 e AE acima de 0,8. Aerossóis continentais (ou antropogênicos) são constituídos de partículas finas com valores altos de AE e AOD variável, dependendo do nível de poluição (HOLBEN *et al.*, 2001). Ainda foram observadas partículas de poeira (AOD > 0.4 e AE <0.5), uma combinação de poluição e queima de biomassa (AOD > 0.06 e AE < 0.8), e queima de biomassa (AOD > 0.3 e AE > 1.5). Todos os tipos encontrados, são os mesmos mostrados no trabalho de Oliveira (2018), que fez uma análise em um período de 10 anos (de 2007 a 2016) na cidade de Petrolina - PE com dados da AERONET/CALIPSO.

Valores altos de AOD (> 2,0) e baixos de EA também foram observados, e caracterizam os aerossóis como poeira desértica. Estes eventos com aerossóis de poeira têm como característica a alta turbidez da atmosfera, o que resulta em valores baixos de EA, devido ao fator de extinção das partículas maiores. Este tipo de partícula foi observado principalmente durante o período 1 em todos os anos mostrados. Por outro lado, aerossóis de queima de biomassa também ocasionam alta turbidez da atmosfera,

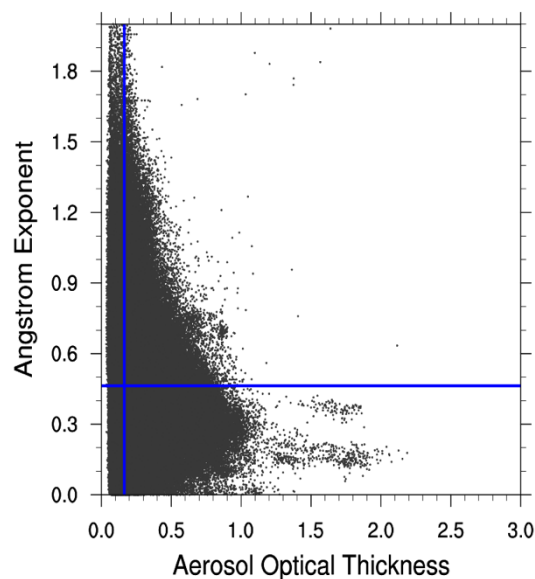
estas partículas são caracterizadas pela AOD com valores maiores que 2,5 (TOLEDANO *et al.*, 2007). A média mensal do vento mostra que a direção predominante é do quadrante leste no NEB em todos os anos, principalmente de sudeste e nordeste. A direção predominante do vento é um indicativo de que parte dos aerossóis de poeira desértica observados no NEB, podem ter sido advectados do continente africano, principalmente considerando-se o período do ano em que estes foram observados, que corresponde à temporada de queima de biomassa no hemisfério sul da África.

Figura 12 – Gráfico de dispersão da Profundidade Óptica dos Aerossóis versus o Exponente de Angstrom dos anos mais representativos do período de estudo: 2005 (a), 2007 (b) e 2010 (c). Período 1 corresponde aos meses de janeiro a março e o período 2 aos meses de agosto a setembro. As linhas em azul correspondem as medianas da AOD e do AE.

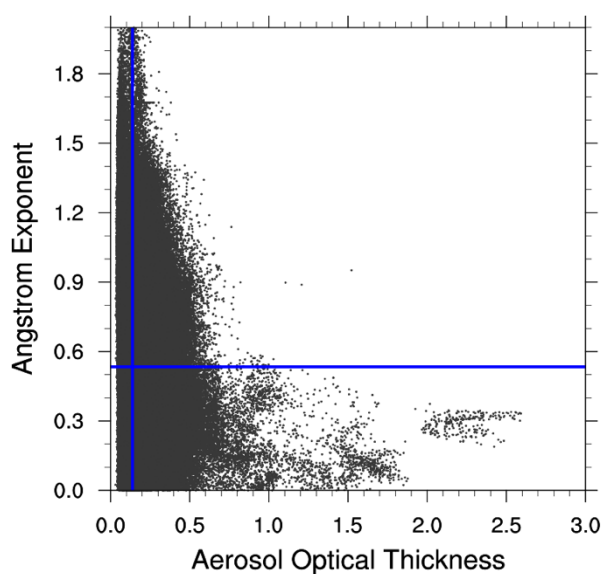




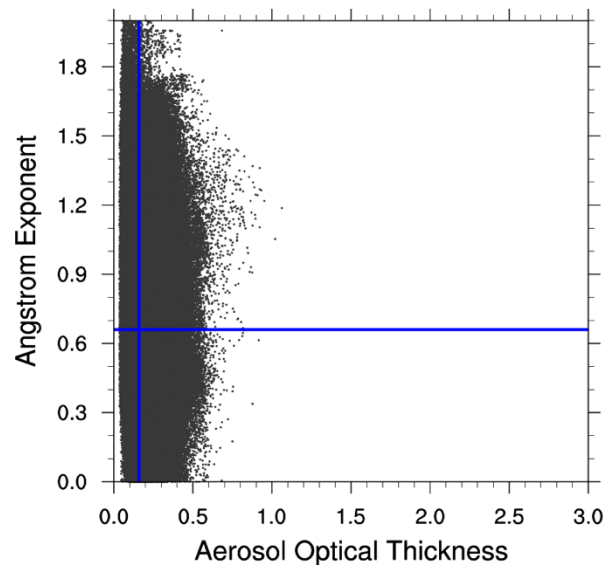
Período 1



Período 2



Período 1



Período 2

Fonte: a autora (2019).

## 5.2. Comparação subjetiva da AOD do MODIS e EURAD

O ano de 2014 não foi o mais significativo durante todo o período de estudo, entretanto foi escolhido para análises das simulações pois, havia disponibilidade e adaptação das emissões para o Brasil neste ano. A Figura 13 representa a variação anual da média diária da AOD do MODIS (linha azul) e simulada pelo EURAD (linha laranja) para o ano de 2014. Durante o ano de 2014 as simulações do EURAD (referidas como simulações de referência) mostraram valores de AOD que variam de 0,06 a 0,7, enquanto que o MODIS apresentou valores entre 0,04 a 0,4. A média anual do MODIS foi de 0,16

enquanto o do EURAD foi de 0,29, como mostram as linhas em azul e laranja que se referem as respectivas médias. Os maiores valores, observados pelo EURAD ocorreram durante os mesmos períodos observados pelo MODIS no período de 10 anos, que foram, no início do ano, nos meses de janeiro a março e em um segundo período, em setembro e outubro. Os meses em que a AOD apresentou valores mais baixos, também coincidem com os que foram observados pela caracterização do MODIS, na maioria dos anos analisados. As duas fontes (modelo e observações) corroboram em relação aos meses em que os maiores valores de AOD ocorreram durante o ano. O mês com maior AOD, o que indica maior quantidade de aerossóis durante o ano, foi setembro, com médias de 0,20 segundo o MODIS e 0,34 segundo o EURAD. Como já mencionado no tópico anterior, setembro é um dos meses em que ocorrem as maiores emissões de queima de biomassa no hemisfério sul da África, que são advectados principalmente para a região NEB. Isto pode ser uma das causas do aumento da AOD neste mês, apesar de no MODIS ser menos acentuada comparada ao modelo.

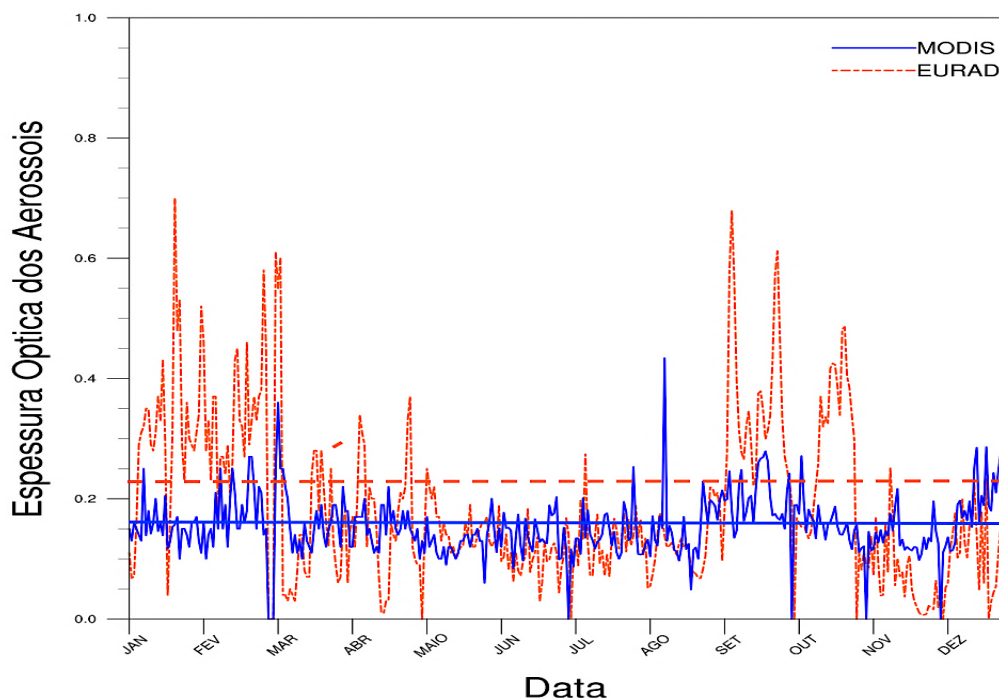
Observou-se que o EURAD tende a superestimar os valores mais altos de AOD, principalmente nos meses citados, em que a AOD tende a ter valores mais elevados. Isto foi observado também nos meses de março a maio, em alguns casos. No entanto nos meses de novembro e dezembro observa-se que o modelo subestima os valores de AOD, assim como em alguns casos nos meses de março a maio. O período em que as duas fontes de informação melhor se correlacionam ocorreu durante os meses de maio a agosto, apesar de em alguns casos o EURAD subestimar os valores de AOD, porém de forma menos acentuada quando comparado aos demais meses do ano. O ano de 2014 de forma geral, foi um ano de seca com anomalias de precipitação negativas entre 20 e 40%, principalmente nas regiões norte e centro leste do NEB (MARTINS e JUNIOR, 2017). Baixos níveis de precipitação auxiliam na maior quantidade de aerossóis em suspensão na atmosfera, e segundo Martins e Junior (2017), os meses em que os níveis de precipitação estavam mais baixos foram agosto, setembro e outubro.

Por outro lado, durante os meses de janeiro, fevereiro e março, quando também se observou a superestimativa dos valores de AOD do EURAD, o acumulado de precipitação estava entre os mais elevados do ano. Isto indica que a superestimativa do modelo em relação as observações pode ter se dado devido a: (1) análise do modelo foi feita considerando-se todos os pixels existentes, ou seja, considerando-se os pixels com nebulosidade e com céu claro, os dados do MODIS consideram somente os pixels com céu claro, conseqüentemente fornecem valores mais baixos, quando comparados aos do

modelo; (2) a parametrização de deposição úmida do EURAD, pode não ser totalmente apropriada para o NEB, visto que nos primeiros meses do ano, o acumulado de precipitação estava entre, aproximadamente, 80 (em janeiro) e 110mm (em março). Além disto a parametrização convecção adotada, talvez não seja uma boa opção para a região. Ainda pode-se considerar como razão para a superestimativa o fato de ainda não existir um inventário de emissões próprio para o NEB, logo as emissões que o modelo considera, podem não ser fidedignas com a realidade da região.

Hoppe *et al.* (2017) analisou dados de AOD do MODIS, AERONET e comparou-as com as simulações do EURAD-IM no ano de 2013, na Europa. Foi observado em seu trabalho que o EURAD ou tem uma boa correlação com os dados do MODIS, como nos meses de março a agosto no NEB, ou subestima alguns casos, como foi observado em novembro e dezembro para o NEB. De forma semelhante, Myhre *et al.* (2007) comparou a AOD do MODIS em um modelo global CAM – Oslo (que é uma forma modificada do “*National Center for Atmospheric Research (NCAR) Community Atmosphere Model Version 2.0.1 (CAM 2.0.1)*”) e o Oslo CTM2 e observaram que a média anual da AOD para o NEB é subestimada por ambos modelos (de 0,2 – 0,3 para o MODIS para 0,1- 0,2 nos dois modelos), em comparação com o MODIS. Yu *et al.* (2003) compararam dados do MODIS com o modelo GOCART (*Georgia Tech/Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport*) e observaram que o MODIS superestima os valores do modelo, por um fator de 2, menos durante a estação de queimadas na América do Sul. Liu *et al.* (2011), usou o WRF/CHEM para assimilar dados do MODIS em um episódio de tempestade de poeira no ano de 2010, e também constatou, em sua simulação de referência, que o WRF/CHEM subestima os valores de AOD quando comparados ao MODIS. Sič *et al.* (2016) analisou dois eventos de poeira mineral com base na AOD no MODIS e do SEVIRI na bacia do Mediterrâneo no ano de 2012 e comparou-os com os resultados do CTM MOCAGE (*Modèle de Chimie Atmosphérique à Grande Echelle*). Foi observado que o MOCAGE subestima os valores de AOD em todo período estudado, de 26 de junho a 12 de julho de 2012, por um fator de 0,4. De forma geral, os trabalhos mencionados corroboram com o que foi observado no presente estudo, uma vez que em sua grande parte, houve uma variação entre superestimativa e subestimativa do modelo em comparação às observações. Isto pode ser um indicativo de que os modelos precisam ser melhor calibrados para simular dados de satélite.

Figura 13 – Variação anual da média diária da AOD do ano de 2014. Em azul as médias diárias do MODIS e em laranja (tracejado) as médias diárias de acordo com o EURAD. As médias anuais das duas fontes de informação estão representadas pelas linhas (sólidas) na horizontal.



Fonte: a autora (2019).

### 5.3. Análise estatística da AOD simulada e observada

A tabela 3 se refere a correlação entre a AOD resultante do MODIS e do EURAD para todos os meses de 2014. Na tabela consideram-se os valores das médias mensais, Viés, do Erro Absoluto Médio (MAE), da correlação de Pearson ( $\rho$ ) e da Raiz Quadrada do Erro Médio (RMSE). Os valores das médias mensais mostram a variação dos valores da AOD entre as duas fontes de informação. As variáveis analisadas servem para avaliar o modelo em relação às observações disponíveis. Observa-se através do Viés, que nos meses de janeiro, fevereiro, setembro e outubro há uma maior discrepância entre os valores do MODIS e do EURAD, como pode ser observado na Figura 13. Nos demais meses, a diferença entre as duas fontes é menos acentuada.

Observando as medidas de MAE e do RMSE que são comumente usados para comparar observações e previsões, pois comparam a distância entre dois pontos, neste caso, duas fontes de informação. Seus valores representam o desvio médio entre observado e predito. A medida MAE do erro varia entre 0,035 até 0,166 enquanto a RMSE varia entre 0,048 e 0,905 nos meses de maio e fevereiro, respectivamente. Isto

indica que de todo ano, maio foi o mês em que as observações e o modelo estão mais próximas, ou seja, o erro entre o MODIS e o EURAD foi menor, em comparação aos demais. Em contrapartida, o mês em que a AOD mais se distancia entre as duas fontes de informação, é fevereiro, com MAE de 0,166 e RMSE de 0,905. Neste mês, como mostra a Figura 13 é um dos meses de 2014 em que o EURAD mais superestima os valores de AOD no NEB, e é durante este mês que existe aumento no transporte de aerossóis de poeira do Saara, além de ser um dos em que as emissões de queima de biomassa no NEB são mais acentuadas. Estas duas fontes de emissão de aerossóis, além das demais, aumentam a carga de partículas na atmosfera e consequentemente a AOD, logo o inventário de emissão utilizado talvez considere os valores de AOD mais elevados do que a realidade da região, consequentemente o modelo superestima os valores. Isto intensifica a necessidade da criação de inventários de emissão locais para regiões em que se tem pouca informação química atmosférica como é o caso do NEB.

A correlação de Pearson mede o grau de correlação entre duas variáveis. Valores acima de 0,5 indicam correlação moderada a forte a média que o valor de  $\rho$  aumenta, já valores abaixo desse limiar, indicam correlação fraca ou desprezível. A correlação anual entre ambas foi de 0,62 o que indica correlação moderada, o que indica de forma geral, o MODIS e o EURAD têm boa correlação. O mesmo aconteceu para o mês de março que apresentou  $\rho = 0,564$  também considerada moderada. Zang *et al.* (2016), correlacionou dados de PM<sub>2,5</sub> do WRF/CHEM com observações da *California Air Resources Board* (ARB), de 15 de maio a 14 de junho de 2010 e observou na simulação de referência, valor de  $\rho$  de 0,38 considerado desprezível, como na maior parte dos meses do presente estudo.

Tabela 3 – Médias mensais, Viés, Erro Absoluto Médio (MAE), Correlação de Pearson ( $r$ ) e Raiz Quadrada do Erro Médio (RMSE) do MODIS e EURAD para todos os meses de 2014, e valores anual.

MESES	MÉDIA		VIÉS	MAE	$\rho$	RMSE
	MODIS	EURAD				
<b>JANEIRO</b>	0,157	0,294	0,136	0,162	0,037	0,761
<b>FEVEREIRO</b>	0,182	0,349	0,166	0,166	-0,202	0,905
<b>MARÇO</b>	0,174	0,177	0,002	0,104	0,564	0,134
<b>ABRIL</b>	0,156	0,169	0,013	0,074	0,094	0,096
<b>MAIO</b>	0,132	0,153	0,020	0,035	-0,0087	0,048



<b>JUNHO</b>	0,1403	0,106	0,101	0,045	-0,041	0,058
<b>JULHO</b>	0,1407	0,133	-0,007	0,040	0,177	0,050
<b>AGOSTO</b>	0,151	0,125	-0,026	0,043	0,303	0,071
<b>SETEMBRO</b>	0,204	0,349	0,145	0,157	-0,090	0,205
<b>OUTUBRO</b>	0,154	0,256	0,102	0,137	-0,054	0,170
<b>NOVEMBRO</b>	0,136	0,069	-0,066	0,080	0,241	0,088
<b>DEZEMBRO</b>	0,189	0,123	-0,066	0,085	-0,167	0,110
<b>ANUAL</b>	0,160	0,294	0,588	0,065	0,620	0,086

#### 5.4. Estudos de caso

##### 5.4.1 Caso de estudo 1º de janeiro de 2014

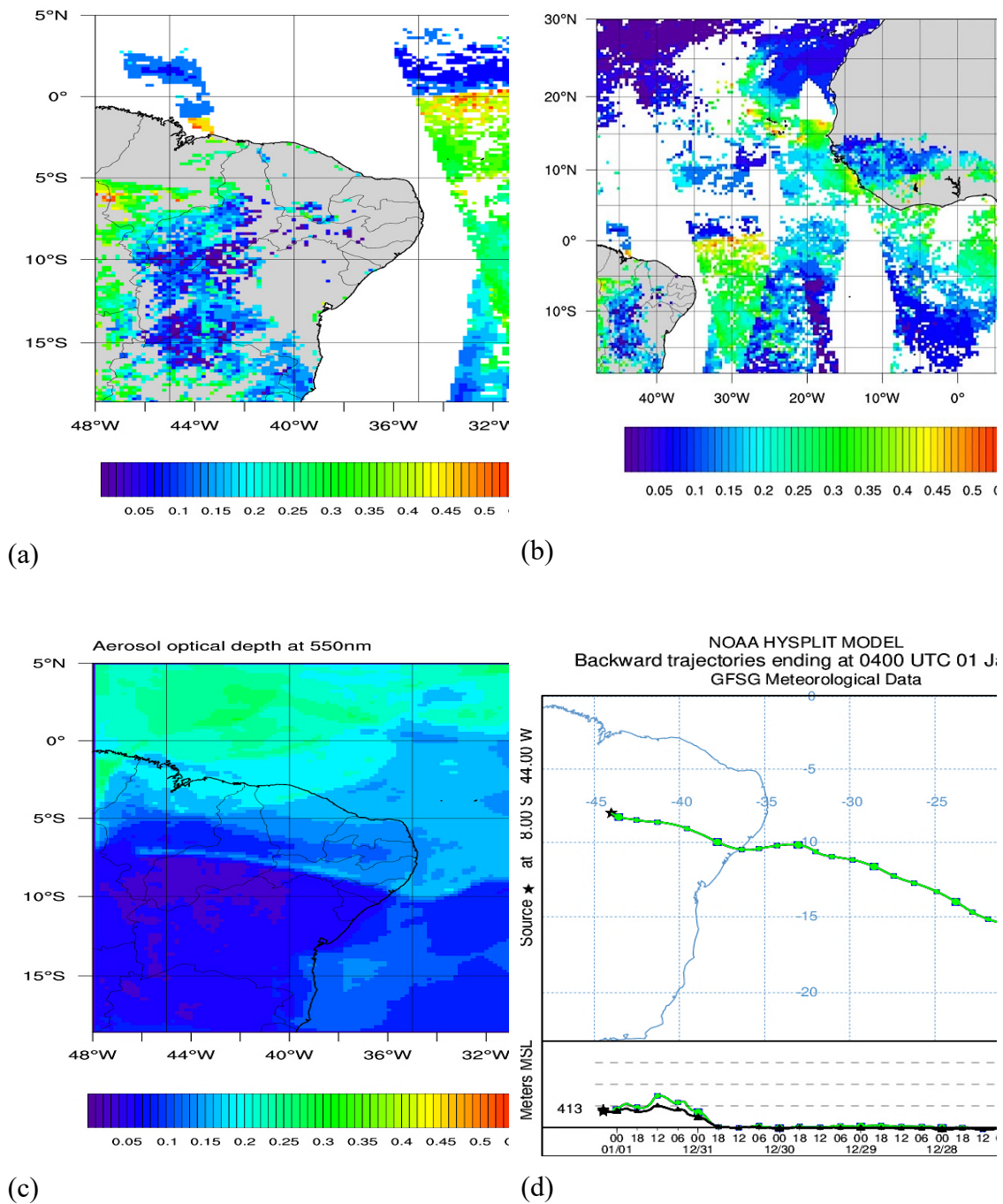
A figura 14a-c mostra a Profundidade óptica do Aerossóis para o dia 01 de janeiro de 2014, derivada do MODIS (AQUA e TERRA) e modelada pelo EURAD, respectivamente. As Figuras 14d-e se referem as trajetórias do HYSPLIT, e o subproduto de CALIPSO que fornece informação sobre o tipo de aerossol na atmosfera. Pela Figura 14a pode-se observar que a AOD varia de 0,05 a 0,55. Os maiores valores de AOD (entre 0,4 e 0,55) foram observados no oceano e em alguns pontos do noroeste do NEB, principalmente sobre o estado do Maranhão. De acordo com o site INPE/Queimadas (<http://queimadas.dgi.inpe.br/queimadas/bdqueimadas>), os estados do Piauí e Maranhão concentraram 58 focos de incêndio durante este dia, o que explica os valores elevados de AOD observados. Pela Figura 14b, é possível observar que a maior parte de aerossóis são oriundos do oceano, como pode ser observado pela pluma com valores entre 0,2 e 0,5. Também se observa uma grande quantidade de partículas com origem no deserto do Saara, que são transportadas para a região, porém estas, apresentam valores baixos de AOD, e não contribuíram para o aumento da AOD no NEB. De acordo com as retro trajetórias, simuladas pelo HYSPLIT, as partículas que se encontravam presentes na atmosfera do NEB são oriundas de emissão oceânica. O subtipo de aerossóis do CALIPSO (Figura 14e) mostra a presença de quatro tipos de aerossóis no NEB, marinho, poeira poluída, poeira pura e continentais (ou poluição), principalmente onde se observa a pluma de aerossóis sobre o oceano, que tem origem, possivelmente do continente africano.

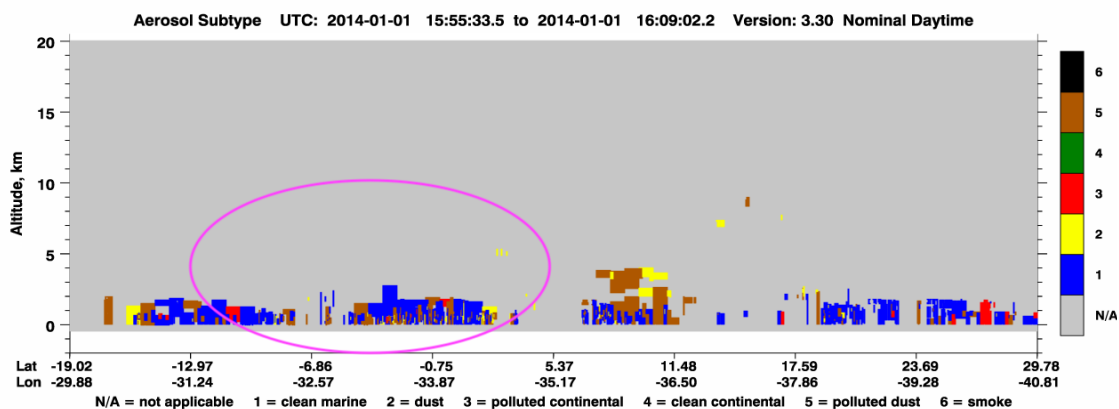
A AOD simulada pelo EURAD, pode ser observada através da Figura 14c. Observa-se que o modelo simula bem os valores baixos de AOD, observados entre Bahia

e Piauí, com valores aproximados nestas localidades. Além destas regiões, sobre o oceano, entre 0° e 5°N e 36° e 30°W e entre 10° e 18,5°S e 30° e 34°W, tanto MODIS quanto o EURAD tem valores de AOD que variam entre 0,1 e 0,2. Por outro lado, para valores mais elevados de AOD, as simulações não captam os valores observados pelo MODIS, subestimando a AOD para estes casos, como no estado do Maranhão. As médias diárias para o dia primeiro são de 0,06 para o EURAD e 0,176 para o MODIS, o RMSE de 0,053 e MAE de 0,044. Entretanto a correlação de Pearson, apresentou valor de 0,574 indicando uma correlação moderada entre observações e modelo. De acordo com Hoppe *et al.* (2015) esta é uma característica típica do EURAD, o modelo tende a subestimar concentrações de partículas. Ainda pode-se considerar que o MODIS faz uso de algoritmos diferentes para o continente e o oceano, sendo que o segundo algoritmo fornece dados mais consistentes quando comparado ao primeiro. Desta forma, por vezes os valores observados sobre o continente, tendem a ser mais elevados, ainda, como mencionado anteriormente, o MODIS tende a superestimar valores de AOD quando comparados a outros modelos.

Sič *et al.* (2016) estudou o transporte de aerossóis através de simulações com o modelo de transporte químico MOCAGE e observou que, assim como no presente estudo, o modelo subestimou consideravelmente os valores de AOD em relação aos observados pelo MODIS. Gama *et al.* (2019) utilizaram os modelos EURAD e CHIMERE para estudar um forte episódio de poeira ocorrido entre 19 e 23 de fevereiro de 2016, causando impacto na Península Ibérica, comparando-os com dados da AERONET em 10 sites. Foi observado que de forma geral, os dois modelos capturam de forma satisfatória o aumento da AOD durante o episódio em todos os locais analisados, entretanto ambos raramente capturam sua magnitude, ocasionando uma subestimação da AOD. Também concluíram que o EURAD subestima os valores AOD em mais casos em comparação com o CHIMERE. Hoppe *et al.* (2017) fez uso do EURAD para simular e assimilar dados o MODIS e AERONET e investigar um caso de poeira do Saara na Espanha no dia 22 de maio de 2013. Foi observado que o EURAD subestima a AOD nos locais com valores mais elevados, com redução de valores entre 0,35 – 0,45 para 0,04 – 0,07. Os trabalhos mencionados acima, estão de acordo com os que foi encontrado neste.

Figura 14 – Estudo de caso do dia 1º de janeiro de 2014. Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) derivada do MODIS a bordo dos satélites AQUA e TERRA para o NEB (a), de noroeste da África, oceano e NEB (b), AOD simulada pelo EURAD (c), simulação de 10 dias, com fim no dia 1º de janeiro de 2014 das trajetórias reversas do HYSPLIT (d) e subtipo de aerossol do CALIPSO que mostra a presença de aerossóis de (1) marinho limpo (em azul), (2) poeira (em amarelo), (3) poluição continental (em vermelho), (4) continental limpo (em verde), (5) poeira poluída (em marrom) e (6) fumaça (em preto).





(e)

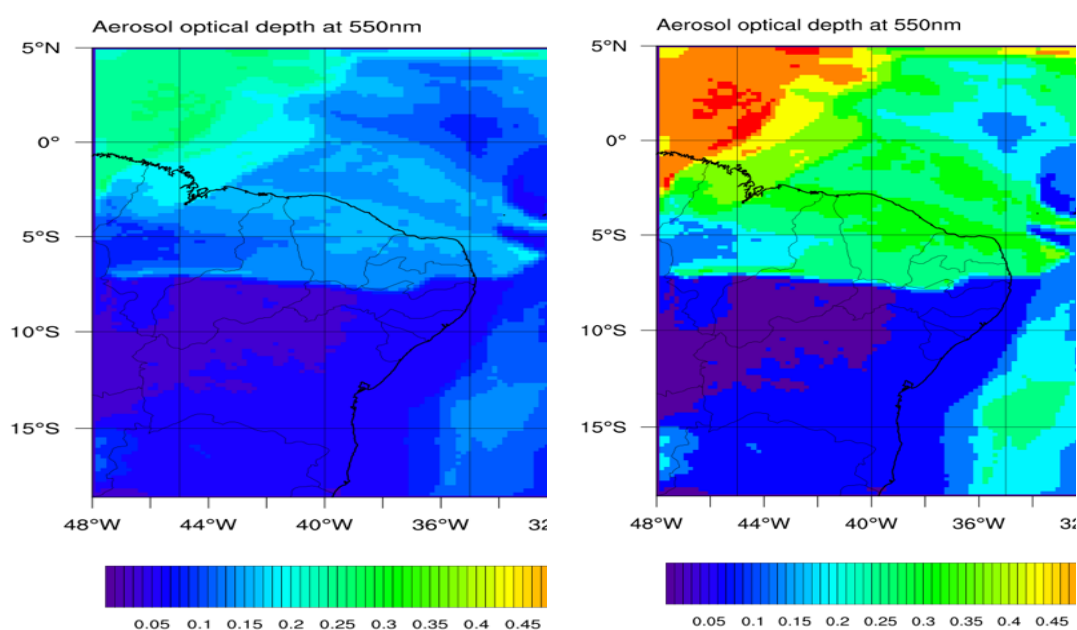
Fonte: de (a) a (c), a autora. Figuras (d): <https://www.ready.noaa.gov/hypub-bin/trajasrc.pl> e (e) <https://www-calipso.larc.nasa.gov> (2019).

As Figuras 15 a e b mostram a AOD simulada pelo modelo e com a assimilação de dados (3DVAR), todas para os horários de 13 as 16 UTC. Coincidentemente, os horários que o MODIS possui maior quantidade de pixels correspondem a este período (de 13-16UTC), nos demais horários há poucos, ou nenhum pixels de AOD. Pode-se observar que o modelo consegue capturar de forma satisfatória os valores baixos de AOD, como mostra a Figura 15b, no continente e sobre o oceano, como mostrado na figura anterior (Fig. 14c), já para valores elevados, o modelo subestima os valores de AOD, assim como no caso anterior. Para estes horários os valores de MAE e de RMSE foram de 0,021 e 0,144 respectivamente e  $\rho$  foi de 0,5, novamente indicando correlação moderada. Quando se considera a simulação com a assimilação de dados, os valores baixos de AOD também foram bem capturados, principalmente entre 3° e 16°S e 40° e 44°W. Em contrapartida, observou-se uma diminuição na AOD entre 5° e 18,5°S e 46° e 48°W, onde os valores diminuíram de 0,25-0,45 para 0 e 0,2. Sobre o oceano, onde também foram observados AOD mais elevada pelo MODIS, o EURAD subestimou os valores, diminuindo-os de 0,3 a 0,5 para 0,1 e 0,2. Em locais sem observações do MODIS, o EURAD superestimou os valores de AOD. Os locais onde as observações e o modelo mais corroboram é entre 7°S e 0° e 48° e 36°W. Mesmo com poucas informações nestes locais, o modelo captou os valores da AOD de forma satisfatória, mantendo os valores de 0,3 observado pelo MODIS. O MAE para a simulação com a assimilação de dados foi de 0,018 e o RMSE de 0,12 e  $\rho$  de 0,786 indicando uma forte correlação entre as observações e a simulação com o 3DVAR. Apesar da diminuição

dos erros não ter sido maior, a assimilação melhorou os resultados em comparação a simulação direta em alguns locais.

Liu *et al.* (2011) assimilou a AOD do MODIS, com o 3DVAR no modelo WRF/CHEM para um evento de poeira do Saara e observou que comparado à previsão, a simulação com a assimilação de dados melhorou os valores de AOD em algumas localidades da pluma de poeira. Jiang *et al.* (2013) assimilou AOD com o 3DVAR no modelo WRF/CHEM com dados de Ministério de Proteção Ambiental da China, para junho de 2011 e observaram que as simulações melhoraram os valores de AOD em comparação com a previsão. Hoppe *et al.* (2017) fez uso do EURAD para assimilar, também com o 3DVAR, um evento de poeira na Espanha em maio de 2013, com dados do MODIS e AERONET. Foi observado que quando aplicado a assimilação, a assimilação melhora as informações de AOD, em comparação a previsão, entretanto para alguns locais com valores elevados, o EURAD subestima os valores de AOD, assim como foi observado no presente estudo. Com a assimilação, houve uma redução nos erros de 18,2% no MAE em comparação com a simulação direta e de 24% no RMSE. Em todos os trabalhos citados, a assimilação de dados melhora os resultados em comparação a previsão.

Figura 15 - Estudo de caso do dia 1º de janeiro de 2014. Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) simulada pelo EURAD (a) e AOD assimilada com o método 3DVAR (b) no NEB.



(a)

(b)

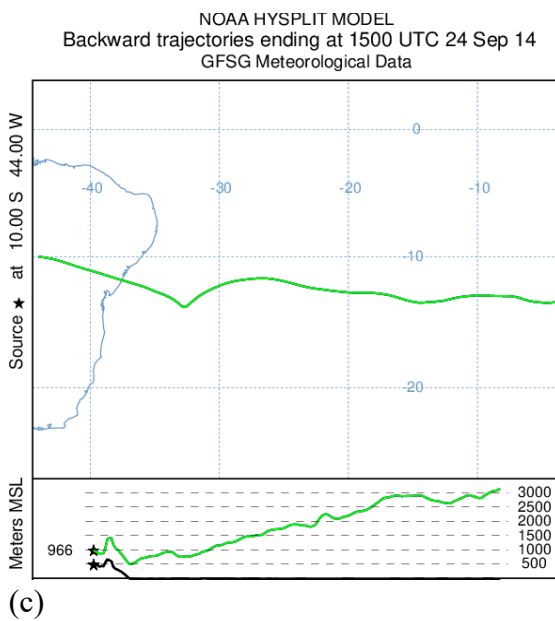
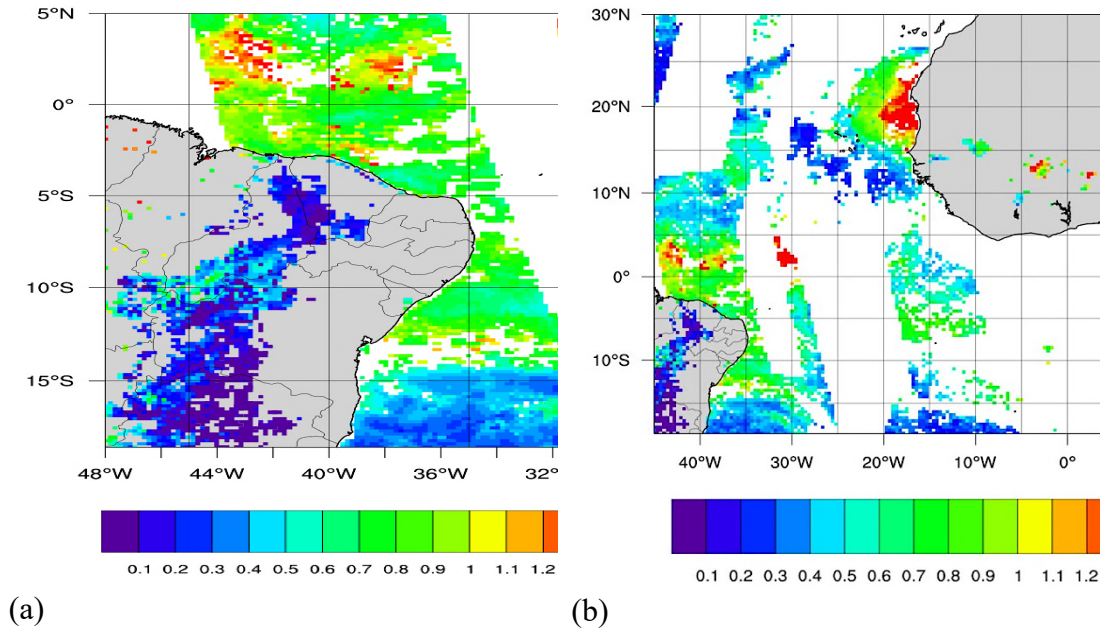
Fonte: a autora (2019).

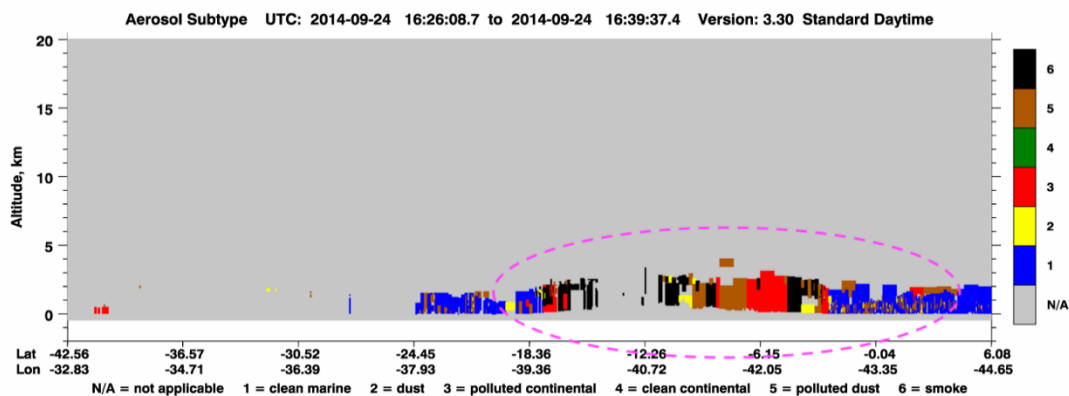
#### 5.4.2. Caso de estudo do dia 24 de setembro de 2014

A Figura 16a-e mostra o segundo estudo de caso, do dia 24 de setembro de 2014. Neste dia, foram observados valores mais elevados de AOD no NEB. Analogamente ao caso anterior, neste as Figuras 16a e b representam a AOD derivada pelo MODIS. As figuras c, d e e representam o produto de subtipo de aerossóis do satélite CALIPSO em dois horários e as trajetórias reversas do HYSPLIT, respectivamente. De acordo com a Figura 16a, no dia 24 de setembro, a AOD apresentou valores variando entre 0,1 e 1,3 na área de estudo. A média diária da AOD neste dia, de acordo com o MODIS, foi de 0,18, o máximo valor observado foi de 1,327 e o mínimo de 0,05. Estes valores são considerados elevados para a região que costuma ter valores de AOD mais baixos, entretanto, como mostrado nas análises anteriores, em setembro os valores de AOD tendem a ser mais elevados no NEB comparados aos demais meses. O mês de setembro está dentro do período em que ocorrem as queimadas no hemisfério sul do continente africano, e dependendo do sistema meteorológico atuante, estas partículas são transportadas para o NEB. Como exemplo, recentemente, entre os dias 24 e 25 de agosto de 2019, foram observados grande quantidade de material particulado proveniente de emissões queima de biomassa ocorridas no hemisfério sul do continente africano, em alguns estado do NEB, alterando a visibilidade em algumas cidades, como Fortaleza (Disponível em: <http://www.funceme.br/?p=5507>). Este transporte pode ser observado através da Figura 16b, em que apesar da falta de informação, é possível observar que os valores mais elevados de AOD, são advectados em direção ao NEB. Além da Figura 16b, a simulação das retro trajetórias pelo HYSPLIT (Figura 16c), mostra que houve o transporte de partículas, já que pode se observar que as massas de ar, são provenientes de locais mais afastados do que o oceano Atlântico. O produto do subtipo de aerossóis do CALIPSO, mostra que na atmosfera do NEB, havia presença de aerossóis marinhos, de poeira, poluição continental, poeira poluída e fumaça, tanto durante a passagem do satélite ocorrida durante o dia (Figura 16d, quanto para a passagem realizada durante a noite (Figura 16e). Os resultados do CALIPSO corroboram que além da presença de emissões locais, houve transporte de aerossóis de queima de biomassa do continente africano para o NEB.

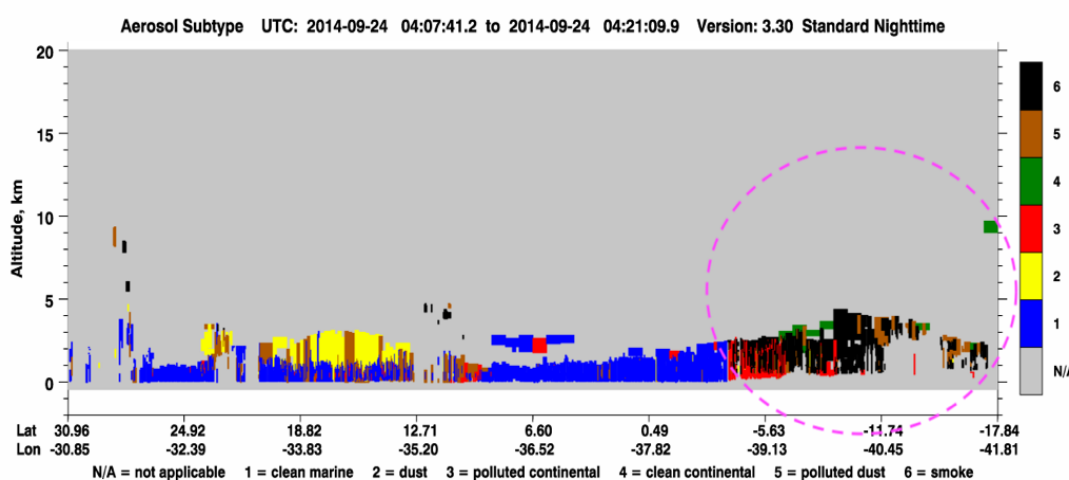


Figura 16 - Estudo de caso do dia 24 de setembro de 2014. Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) derivada do MODIS a bordo dos satélites AQUA e TERRA para o NEB (a), de noroeste da África, oceano e NEB (b), simulação de 10 dias, com fim no dia 24 de setembro de 2014 das retro trajetórias do HYSPLIT (c) e subtipo de aerossol do CALIPSO observada durante o dia (d) e noite (e) que mostram a presença de aerossóis de (1) marinho limpo (em azul), (2) poeira (em amarelo), (3) poluição continental (em vermelho), (4) continental limpo (em verde), (5) poeira poluída (em marrom) e (6) fumaça (em preto).





(d)



(e)

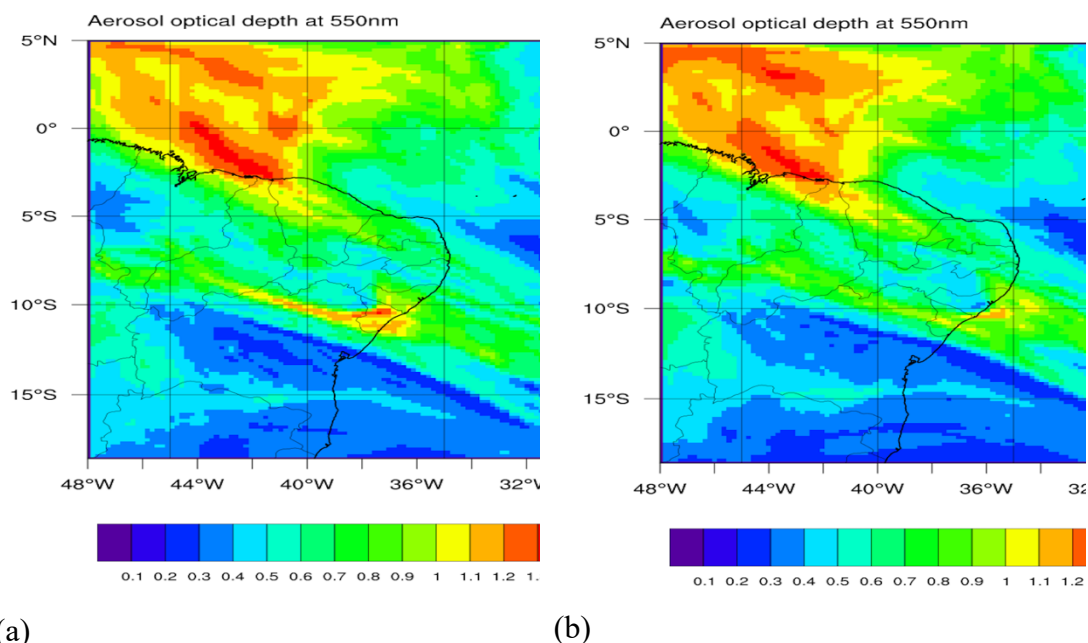
Fonte: de (a) e (b), a autora (2019). Figuras (c): <https://www.ready.noaa.gov/hypub-bin/trajasrc.pl> e (d) e (e) <https://www-calipso.larc.nasa.gov> (2019).

A Figura 17 representa as simulações realizadas com o EURAD (a) e assimiladas com o 3DVAR (b) para o dia 24 de setembro de 2014. A assimilação, assim como no estudo de caso anterior, foi realizada nos horários em que havia disponibilidade de observações pelo MODIS. Pelas figuras pode-se observar que, em comparação ao caso anterior, o modelo captura melhor os valores mais elevados de AOD, como por exemplo, na costa da região, na Bahia. Pela Figura 17a (previsão) observa-se que apesar de superestimar alguns valores de AOD, o modelo captura os valores observados pelo MODIS. Para este caso, a média da previsão foi de 0,63 contra 0,18 do MODIS, o MAE foi de  $-2,9 \times 10^{-7}$ , o RMSE de 0,0015 e o  $\rho$  de 0,58, o que indica uma boa correlação entre as duas fontes de informação. A Figura 17b mostra a AOD assimilada pelo 3DVAR e por esta, pode-se observar que os valores mais elevados foram capturados pela assimilação em quase todos os locais. Por outro lado, nos locais



onde os valores são mais baixos, o modelo superestima a AOD principalmente no continente. Alguns valores de AOD mais elevados mostrados pelo MODIS, como no estado do Maranhão foram subestimados tanto na previsão quanto no 3DVAR, diminuindo de 1 e 1,3 para 0,5 até 0,9. Sobre o oceano, entre 3°S e 44-48°W a pluma com valores elevados de AOD foi deslocada em relação os MODIS, entretanto, os valores se mantiveram similares, nos dois casos. A pluma localizada na costa da Bahia (em que na previsão observou-se superestimação), os valores de AOD assimilada, foram melhor capturados em relação a previsão. Nesta localidade específica, observou-se que os valores do MODIS e do 3DVAR corroboram entre si. Para o caso assimilado o MAE foi de  $1,3 \times 10^{-5}$ , o RMSE de 0,007 e o  $\rho$  de 0,75, indicando uma boa correlação entre as observações a assimilação de dados. No NEB, observou-se melhora entre a previsão e a assimilada, entretanto, por ser a primeira vez que o modelo e o método foram aplicados para a região, sabe-se que ainda há necessidade de melhor calibração do modelo para que os resultados sejam mais satisfatórios.

Figura 17 - Estudo de caso do dia 24 de setembro de 2014. Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD) simulada pelo EURAD (a) e AOD assimilada com o método 3DVAR (b) no NEB.



Fonte: a autora (2019).

## 6 – CONCLUSÕES

No presente trabalho foi apresentado uma caracterização dos aerossóis atmosféricos para a região do Nordeste do Brasil (NEB) através da Profundidade Óptica dos Aerossóis (AOD do inglês *Aerosol Optical Depth*) que é uma medida óptica que pela análise de dados do sensor *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) à bordo dos satélites AQUA e TERRA e de um sistema de modelagem e assimilação de dados em um modelo de transporte químico (CTM), o *EUROpean Air Pollution Dispersion* (EURAD) e sua forma inversa EURAD-IM. Este modelo foi adotado devido a sua eficácia em estudos de aerossóis e gases de longa data na Europa.

Com o propósito de conhecer o comportamento dos aerossóis na região, houve a necessidade de criar uma base de dados, desta forma foi realizada a caracterização da AOD em um período de dez anos, que compreendiam os anos de 2005 a 2014. Dentre os dez anos analisados, os que apresentaram valores de AOD mais elevados foram os de 2005, 2007, 2010 e 2012. A caracterização foi crucial para o entendimento da base de dados escolhida para a análise da modelagem. Através desta caracterização concluiu-se que o NEB tem como característica principal valores baixos de AOD valores que variam de 0,03 a 0,60 durante todo período de estudo, exceto durante dois períodos definidos com valores mais elevados em todos os anos analisados. O primeiro período ocorre entre os meses de janeiro a março, e coincide com o período em que ocorre o transporte de poeira do deserto do Saara, que devido à mudança da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) advecta estas partículas para as Américas Central e do Sul. Ainda durante os primeiros meses do ano, principalmente em janeiro, ocorre a maior emissão de partículas de queima de biomassa na Caatinga e Cerrado, segundo dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O segundo período com leve aumento nos valores de AOD ocorre no segundo semestre dos anos e compreende os meses de agosto a outubro. Durante este período há intensa atividade de queima de biomassa no hemisfério sul da África que, devido a sistemas meteorológicos, como os Jatos Africanos do Leste que são desenvolvidos de junho a outubro em altos níveis, e que são responsáveis pelo transporte de partículas de aerossóis para as Américas, incluindo o NEB.

A AOD, além de informar a quantidade de material particulado na coluna atmosférica, pode caracterizar o aerossol opticamente. Em conjunto com o Expoente de Angström (EA), é possível determinar o tipo de aerossol presente em uma

determinada região. Sendo assim, com o intuito de se conhecer o tipo de aerossol dominante no NEB, realizou-se a análise da AOD versus o EA. Por esta análise concluiu-se que o tipo dominante de aerossol presente na atmosfera do NEB é de sal marinho. O fato de a região ter uma grande extensão composta por litoral e o padrão de circulação dominante do vento na região ser do quadrante leste, explica o tipo dominante encontrado. Além de aerossóis marinhos, foi observado a presença de aerossóis continentais (ou antropogênicos), como o segundo tipo, poeira, uma mistura de poluição e queima de biomassa, assim como mistura de queima de biomassa com poeira desértica. O alto crescimento populacional, e as indústrias existentes em locais como a Bahia, contribuem para alguns dos tipos de aerossóis encontrados na região. Além disto, há grande emissão de material particulado oriundo das fábricas de cerâmica e pela produção de castanhas que, além das partículas, emitem gases tóxicos, que não só contribuem para o aumento da carga de aerossóis, mas também são extremamente prejudiciais à saúde das pessoas que vivem em regiões próximas. Os aerossóis de poeira desértica foram observados principalmente durante os primeiros meses do ano, e são caracterizados por valores altos de AOD e baixos de EA, o que é um forte indício de que estas são partículas consideradas transportadas de longas distâncias.

De forma geral observou-se que para o NEB o produto de AOD do MODIS apresenta algumas inconsistências, principalmente para valores baixos de AOD no continente. O produto aparentemente apresenta bons resultados para o oceano o que gera o questionamento se o produto da AOD do MODIS é bem calibrado para a região. Isto pois, uma vez que se comparou os valores observados pelo MODIS com a única estação da AERONET na região com uma base de dados com um período considerável de observações na cidade de Petrolina -PE (o CIMEL em Natal foi instalado em 2016), observou-se uma correlação considerada desprezível em todos os casos analisados. Entretanto, devido a extensa falta de dados existente na estação, dados de sensoriamento ainda são considerados a melhor opção.

As simulações com o modelo EURAD foram realizadas no ano de 2014 e serviram para determinar se o modelo consegue capturar o sinal observado pelas observações do MODIS. De forma geral o EURAD superestima os valores de AOD comparado com o MODIS. A média anual observada pelo MODIS para toda a região do NEB foi de 0,16 enquanto a do EURAD foi mais alta, de 0,29. Assim como nas análises do MODIS, os meses em que as simulações apresentaram valores mais elevados foi nos primeiros

meses do ano, em janeiro e fevereiro e nos meses de setembro e outubro. Nestes meses as simulações mostraram uma superestimação dos valores de AOD para a região, nos demais, observou-se uma boa correlação entre a AOD simulada e a observada. Nos meses de novembro e dezembro, o modelo tende a subestimar os valores de AOD para a região. Esta diferença nos resultados, pode ter ocorrido devido à parametrização de deposição úmida que pode não ser apropriada para a região, além da parametrização de convecção que pode não ter representado a precipitação de forma fidedigna, já que os meses de janeiro, fevereiro e março, terem sido os meses com maiores acumulados de precipitação durante o ano de 2014. Ainda considera-se o fato do inventário de emissões global usado pelo modelo, não ser validado para a região, resultando em valores muito maiores do que o observado, uma vez que para a região, ainda não existe um inventário de emissões regional. Dentre os doze meses do ano de 2014, o mês de maio foi o que apresentou melhor correlação entre as observações e o modelo, com valores do erro MAE de 0,035 e RMSE de 0,048 e de forma contrária, fevereiro apresentou valores de MAE e RMSE de 0,166 e 0,905 respectivamente. A correlação de Pearson no ano foi de 0,620 que é considerada moderada, o que indica uma boa correlação entre o modelo e as observações. De todos os meses do ano o que apresentou melhor correlação foi o mês de março com um valor de  $\rho$  de 0,564, também considerado como moderada.

Como forma de avaliar como o sistema de assimilação de dados variacional em três dimensões (3DVAR) funciona sobre a região, foram escolhidos dois dias com características distintas de AOD, o dia 1º de janeiro, com valores baixos de AOD e o dia 24 de setembro, com valores mais altos de AOD. Para o primeiro caso de estudo a AOD apresentou valores entre 0,05 e 0,55. O EURAD neste dia mostrou uma subestimação dos valores de AOD em comparação com o MODIS. A média do MODIS foi de 0,176 e do EURAD de 0,06. A análise realizada com a assimilação de dados mostrou ligeira melhora em comparação à simulação, entretanto de forma análoga observou-se uma superestimação para valores mais elevados, principalmente sobre o oceano, e ainda observou-se que de forma geral, a análise com 3DVAR subestima os valores baixos de AOD dentro da região. Para valores baixos o 3DVAR capturou os valores de AOD de forma satisfatória, principalmente no continente. Houve uma leve diminuição nos valores dos erros e uma boa correlação entre as observações e a assimilação. O que indicou que a análise neste estudo de caso, de forma geral, confiou

mais nas observações do que no modelo (que apresentou o maior erro quando comparou-se as duas fontes de informação). Desta forma o considerar o aumento no erro do modelo forçaria à análise a melhorar o resultado da análise.

O segundo caso de estudo (que considerou valores mais altos de AOD), mostrou que a simulação superestimou os valores de AOD tanto para valores mais altos como para valores mais baixos. A média do MODIS foi de 0,63 e do MODIS de 0,18. Entretanto, o modelo capturou melhor o sinal da AOD de forma geral, já que a correlação entre a simulação e as observações foi considerada moderada. Com a assimilação de dados, também se observou uma superestimação da AOD, todavia a AOD foi melhor representada em comparação à simulação pura, mesmo que suavemente. A correlação passou de 0,58 para 0,75 e os valores dos erros diminuíram as distâncias entre o modelo e as observações.

De forma geral conclui-se que o modelo EURAD captura de forma satisfatória a AOD para uma região com características meteorológicas específicas e de disponibilidade de observações opostas à realidade na qual o modelo foi desenvolvido e configurado originalmente. Tanto a análise anual quanto os estudos de caso serviram para mostrar que o modelo pode ser utilizado em estudos futuros na região e que, assim como na Europa, pode resultar em previsões precisas. Mesmo o sistema de assimilação de dados do EURAD tendo sido utilizado pela primeira vez na região, os resultados obtidos, foram considerados satisfatórios, apesar de nem o método nem o modelo estarem completamente adaptados. Salienta-se que ainda há necessidade da realização de mais testes, com outros conjuntos de dados, inventários de emissões diferentes do utilizado, além de outros conjuntos de parametrizações, tanto meteorológicas quanto químicas. Estes últimos apontamentos ficam como sugestões para novos estudos que contribuirão para o melhor entendimento dos efeitos dos aerossóis na atmosfera e suas consequências no tempo e clima da região do NEB.

## 7 – REFERÊNCIAS

ALONSO, MARCELO FÉLIX. **Previsão de tempo químico para a América do Sul: impacto das emissões urbanas nas escalas local e regional**. 2011. Tese de Doutorado. São José dos Campos: INPE. 218 p.

ALVES, C. Aerossóis atmosféricos: perspectiva histórica, fontes, processos químicos de formação e composição orgânica. **Química Nova**, v. 28, n. 5, p. 859-870, 2005.

ALTARATZ, O.; KOREN, I.; YAIR, Y., PRICE, C. Lightning response to smoke from Amazonian fires. **Geophysical Research Letters**. v. 37, 2010.

ALTARATZ, O.; KOREN, I.; REMER, L. A.; HIRSCH, E.: Review: Cloud invigoration by aerosols—Coupling between microphysics and dynamics. **Atmospheric Research** n. 38, v. 60, p.140–141, 2014.

ANDREAE et al. Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region. **Geophysical research letters**, v. 28, n. 6, p. 951-954, 2001.

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, p. 1-5, 2009.

AROLA, A., LINDFORS, A.; NATUNEN, A.; LEHTINEN, K. E. J. A case study on biomass burning aerosols: effects on aerosol optical properties and surface radiation levels. **Atmospheric Chemistry Physics**. v.7, p. 4257–4266, 2007.

ARTAXO, P.; OLIVEIRA, P. H.; LARA, L. L.; PAULIQUEVIS, T. M.; RIZZO, L. V.; JUNIOR, C. P.; PAIXÃO, M. A.; LONGO, K. M.; FREITAS, S.; CORREIA, A. L. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, p. 168-22, 2006.

BANNSITER, R. N. A review of operational methods of variational and ensemble-variational data assimilation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 143, p. 607-633.

BARKAN, J. et al. Synoptics of dust transportation days from Africa toward Italy and central Europe. **Journal of Geophysical Research**, v. 10, p. 1-14, 2005.

BARROS, H. G. **Distúrbios Ondulatórios de Leste no Nordeste Brasileiro: Climatologia e Modelagem Numérica**. 2012. Tese de doutorado. São Paulo, IAG. 99p.

BARTH, A. et al. Introduction to Optimal Interpolation and Variational Analysis. **GeoHydrodynamics and Environment Research**, p. 1-36, .2008.

BECK, Vinicius Carvalho. **Assimilação 3dvar no wrf e a previsão do tempo no sul do brasil**. 2013 Dissertação de Mestrado. Pelotas. 189 p.

BEN-AMI, Y.; KOREN, I.; ALTARATZ, O. Patterns of North African dust transport over the Atlantic: winter vs. summer, based on CALIPSO first year data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, p. 7866-7875, 2009.

BENEDETTI, A. e FISHER, M. Background Errors statistics for Aerosols. **Quarterly journal of the royal meteorological society**, n. 133, p.391-405.

BERGTORSSON, P.; DÖÖS, B. R. Numerical Weather Map Analysis. **Tellus**, v. 7,n. 3, p. 329-340, 1955. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.21533490.1955.tb01170.x/abstract> >.

BOUQUIER, F.; COURTIER, P.. Data assimilation concepts and methods. **Meteorological Training Course Lecture Series**. p. 1-59. 1999.

BRASSEUR, et al. **Atmospheric chemistry in a changing world: An Integration and Synthesis of a Decade of Tropospheric Chemistry Research**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2003. 300 p.

CARBONI et al. Intercomparison of desert dust optical depth from satellite measurements. **Atmospheric measurement techniques**, 5, p. 1973–2002, 2012.

CHARLSON, R. J.; SHWARTZ, E. S.; HALES, J. M.; CESS, R. D.; COAKLEY JR, J. A.; HANSEN, J. E.; HOFMANN, D. J. Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols. **Science**, n. 5043, p.423-430, 1992.

CINTRA, ROSÂNGELA SAHER CORRÊA. **Implementação do sistema estatístico de assimilação de dados em espaço físico para o modelo global do CPETC**. 2008. Dissertação de Mestrado. São José dos Campos. INPE. 187 p.

CINTRA, ROSÂNGELA SAHER CORRÊA. **Assimilação de dados com redes neurais artificiais em modelo de circulação geral da atmosfera**. 2010. Tese de Doutorado. São José dos Campos: INPE. 203 p.

COLLINS, W. D. et al. Simulating aerosols using a chemical transport model with assimilation of satellite aerosol retrievals: Methodology for INDOEX. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 7313-7336, 2001.

CORREIA, A.L., CASTANHO, A.D.A., MARTINS, J.V., LONGO, K.M., YAMASOE, M.A., ARTAXO, P. INFERÊNCIA DE AEROSSÓIS. IN: RUDORFF, B.F.T., SHIMABUKURO, Y.E., CEBALLOS, J.C. (org.) **O Sensor MODIS e suas Aplicações Ambientais no Brasil**. Bookimage, p.297-314, ISBN 85-8739329-4, 2006.

DA SILVA, K et al. Estudo dos Padrões de Ventos Offshore no Litoral do Ceará Utilizando Dados Estimados pelo Produto de Satélites BSW. **REVISTA BRASILEIRA DE METEOROLOGIA** v. 32, n. 4, 579-690, 2017

DALEY, Roger. Data Assimilation in Meteorology and oceanography: theory and practice. **Journal Meteorology Society Japan**.1991.

DENTENER, F. et al. Emissions of primary aerosol and precursor gases in the years 2000 and 1750 prescribed data-sets for AeroCom. **Atmospheric Chemistry and Physics**, n. 6, p. 4321–4344, 2006.

DUCE, R. et al. Longe range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific: Temporal Variability. **Science**, v. 209, n. 4464, p. 1522-1524. 1980.

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

ECK, T. F. et al. High aerosol optical depth biomass burning events: A comparison of optical properties for different source regions. **Geophysical research letters**, v. 30, n. 20, 2035. 2003.

ELBERN, H., H. SCHMIDT, Ozone episode analysis by four- dimensional variational chemistry data assimilation, **Journal Geophysics Research.**, 106, 3569-3590, 2001.

ELBERN, H., A. STRUNK, H. SCHMIDT, AND O. TALAGRAND. Emission rate and chemical state estimation by 4-dimensional variational inversion, **ACP**, p.3749-3769, 2007.

ELIASSEN, A., A provisional report on calculation of spatial covariance and autocorrelation of the pressure, **Inst. Weather Clim. Res.**, n. 5, Academy of Science, Oslo, (reprinted in Bengtson et al., (1981)), 1954.

EVENSEN, G. Using the extended kalman filter with a multilayer quasi–geostrophic ocean model. **J. Geophys. Res**, v. 97, p. 17905–17924, 1992.

FREITAS, SAULO R.; LONGO, KARLA M.; RODRIGUES, LUIZ F. Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 188-207, jul. 2009.

GAMA, C. et al., Performance Assessment of CHIMERE and EURAD-IM dust modules. **Atmospheric Pollution Research**, n. 10, p. 1336- 1346. 2019.

GANDIN, L. **Objective analysis of meteorological fields**. Leningrad:Hydrometeoizdat, 1963. 242p.

GOMES, F. **A influência dos aerossóis na dinâmica da monção oeste africana: Efeito direto**. 2009. Dissertação de Mestrado, São José dos Campos, Brazil, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. P. 140.

GONG, S. L.; ZHANG, X. Y. CUACE/Dust – an integrated system of observation and modeling systems for operational dust forecasting in Asia. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 8, p. 2333-2340, 2008.

HAMILL, Thomas M. **Predictability of weather and climate: Ensemble-based atmospheric data assimilation**. Tim Palmer and Renate Hagedorn ed: Cambridge University Press, 2006.



HASS, H.; JAKOBS, H. J.; Memmesheimer, M. Analysis of a Regional Model (EURAD) near Surface Gas Concentration Predictions Using Observations from Networks. **Meteorology and Atmospheric Physics**, n. 157, p. 173-200. 1995.

HARTMANN, D.L. **Global physical climatology**. Seattle, Washington. Academic Press, 1994. 425p.

HOLBEN, B. N. et al. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. **Journal of geophysical research**. v. 106. p. 12067-12097. 2001.

HOPPE, C.; FRIESE, E.; LANGE, A. C.; ELBERN, H. Aerosol optical depth and direct normal irradiance modeling at dust sites based on aerosol data assimilation. **Solar Energy**. p. 1-33. 2017.

HOUTEKAMER, P. L.; MITCHELL, HERSCHEL L.. Data Assimilation Using an Ensemble Kalman Filter Technique. *Monthly Weather Review*, [S.L], v. 126, p. 796-811, 1998.

HYER, E, J.; REID, J. S; ZHANG, J. An over-land aerosol optical depth data set for data assimilation by filtering, correction, and aggregation of MODIS Collection 5 optical retrievals. **Atmospheric Measurement Techniques**, n.4, p. 379-408, 2011.

HUANG, Xiang-Yu; YANG, Xiaohua. Variational Data Assimilation with the Lorenz Model. **High Resolution Limited Area Modelling**, v. 26, p. 1-46, 1996.

IBGE, 2017. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/estatisticas-novoportal/por-cidade-estado/estatisticas.html?t=destaques&c=2408102>. Acessado em 16 julho, 2017.

JANSSENS-MAENHOUT, G., CRIPPA, M., GUIZZARDI, D., MUNTEAN, M., SCHAAF, E., DENTENER, F., BERGAMASCHI, P., PAGLIARI, V., OLIVIER, J. G. J., PETERS, J. A. H. W., VAN AARDENNE, J. A., MONNI, S., DOERING, U., AND PETRESCU, A. M. R.: **EDGAR v4.3.2 Global Atlas of the three major Greenhouse Gas Emissions for the period 1970–2012**, *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/essd-2017-79>, 2017.

JACOB, Daniel J. **Chemical Tracer Models: An Introduction**. *Models of Atmospheric Transport and Chemistry*, p. 1-9, 2007.

JIANG, Z., Z. LIU, T. WANG, C. S. SCHWARTZ, H.-C. LIN, AND F. JIANG. Probing into the impact of 3DVARassimilation of surface PM10observations over China using process analysis, **J. Geophys. Res. Atmos.**,118, 6738–6749, doi:10.1002/jgrd.50495. 2013.

JORDAN, N.S.; ICHOKU, C.; HOFF, R.M. Estimating smoke emissions over the US Southern Great Plains using MODIS fire radiative power and aerosol observations. **Atmospheric Environment**, v. 42 n. 2088, p. 2007-2022, 2007.

KAHNERT, M. On the observability of chemical and physical aerosol properties by optical observations: Inverse modelling with variational data assimilation. **Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology**, v. 61, n. 5, p. 747-755, .2009

KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. New York, USA: Cambridge University Press, 2003. 345p

KASKAOUTIS, D.G.; KAMBEZIDIS, H.D.; HATZIANASTASSIOU, N.; KOSMOPOULOS, P.G.; BADARINATH, V.S. Aerosol climatology: dependence of the Angstrom exponent on wavelength over four AERONET sites. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 7, p. 6357- 6411, 2007.

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

KAUFMAN, Y. J. et al. Aerosol anthropogenic component estimated from satellite data, **Geophysical research letters**, 32, L17804, doi:10.1029/2005GL023125. 2005.

KAUFMAN, J. Y.; KOREN, I. Smoke and Pollution Aerosol: Effect on Cloud Cover. **Science**. v. 313, p. 655-658, 2006.

KOREN, I, KAUFMAN, Y. J., L. A. REMER, MARTINS, J. V. Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. **Science**. v. 303 , p. 1342–1345, 2004.

KOREN, I.; MARTINS, V.; REMER, A. L.; AFARGAN, H. Smoke Invigoration versus inhibition of clouds over Amazon. **Science**. v. 321, p.946-949, 2008.

LANDULFO, E. et al. DUSTER lidar: Transatlantic transport of aerosol particles from the Sahara and other sources: first results from the recently installed lidar and sunphotometer in Natal/Brazil. **Techniques and measurements for atmospheric remote sensing xii**, V. 10006, 2016.

RIDLEY, D. A.; HEALD, C. L.; KOK, J. F.; AND ZHAO, C. An observationally constrained estimate of global dust aerosol optical depth. **Atmospheric chemistry and physics**,v. 16, p. 15097–15117. 2016.

LATHA, K.M.; BADARINATH, K.V.S. Seasonal variations of black carbon aerosols and the total aerosol mass concentration over urban environment in India. **Atmospheric Environment**, v. 39, p. 4129-4141, 2005.

LEAL et al. Mudando o curso da conservação da biodiversidade na Caatinga doNordeste do Brasil. *Megadiversidade* v.1; n.1. 2005.

LEWIS, JOHN M.; LAKSHMIVARAHAN, S.; DHALL, SUDARSHAN. **Dynamic data assimilation: A Least Squares Approach**. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 2006. 674 p.

LEVY, R. C.; REMER, L. A.; MARTINS, J. V.; KAUFMAN, Y. J.; PLANA-FATTORI, A.; REDEMANN, J.; WENNY, B. Evaluation of the modis aerosol retrievals over ocean and land during CLAMS. *Journal of atmospheric science*, n. 62, p. 974 – 992. 2005.

LEVY et al. The Collection 6 MODIS aerosol products over land and ocean. *Atmospheric measurements techniques*, v. 6, p. 2989-3034, 2013.

LIU, DONG C ; , JORGE NOCEDAL. On the limited memory bfgs method for large scale optimization. *Mathematical Programming*, v. 45, p. 503-528, 1989.

LIU, Z., Q. LIU, H.-C. LIN, C. S. SCHWARTZ, Y.-H. LEE, AND T. WANG, Three-dimensional variational assimilation of MODIS aerosol optical depth: Implementation and application to a dust storm over East Asia, *J. Geophys. Res.*, 116, D23206, doi:10.1029/2011JD016159. 2011.

LONGO, K. M. et al. The Chemistry CATT-BRAMS model (CCATT-BRAMS 4.5): a regional atmospheric model system for integrated air quality and weather forecasting and research. *Geoscientific Model Development*, v. 6, p. 1389-1405, 2013.

LORENC, A. Analysis methods for numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 112, n. 474, 1177-1194, 1986.

LORENC, AC.; RAWLINS, F.. Why does 4D-Var beat 3D-Var?. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, v. 131, p. 3247-3257, 2010.

LUCCA, S.; ARTAXO, P.; CASTANHO, A. A.; CORREIA, A.; PIRES, C. Questões relacionadas á obtenção da espessura óptica de aerossóis em alta resolução na região amazônica. *Anais do... XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2006.

MACEDO, LUANA RIBEIRO. **O impacto do uso da técnica de assimilação de dados 3DVAR nos prognósticos do modelo WRF**. 2014. Dissertação de Mestrado. Porto Alegre. 130 p.

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, 2014.

MELLO, Kelen Berra De. **Simulação da dispersão de poluentes na camada limite planetária através da equação de Langevin pelo método de decomposição**: Tese de Doutorado. Porto Alegre: UFRGS, 2010. 92 p.

MEMMESHEIMER, M.; FRIESE, E.; EBEL, A.; JAKOBS, H. J.; FELDNANN, H.; KESSLER, C.; PIEKORZ, G. Long-term simulations of particulate matter in Europe on different scales using sequential nesting of a regional model. *International Journal of Environment and Pollution*. V. 22. 2004.

MORAN-ZULOAGA, D et al. Long-term study on coarse mode aerosols in the Amazon rain forest with the frequent intrusion of Saharan dust plumes. *Atmospheric Chemistry and Physics*. v.18, 10055–10088, 2018.

MOREIRA, D; TIRABASSI, T. Modelo matemático de dispersão de poluentes na atmosfera: um instrumento técnico para a gestão ambiental. **Ambiente e Sociedade**, v. 4, n. 2, p. 159-173, 2004.

MÜNCHOW, Gabriel Bonow. **Impacto da assimilação de dados de aerossóis no modelo ambiental ccat-brams: um estudo de caso da campanha CLAIM**: Dissertação de Mestrado. São José dos Campos: INPE, 2011. 127 p.

MYHRE, G.; STORDAL, F.; JOHNSRUD, M.; KAUFMAN, J.; ROSENFELD, D.; STORELVMO, T.; KRISTJANSSON, J. E.; BERNTSEN, T. K.; MYHRE, A.; ISAKSEN, I. S. A. Aerosol-cloud interaction inferred from MODIS satellite data and global aerosol models. **Atmos. Chem. Phys.**, n.7, p. 3081–3101, 2007.

NASA - National Aeronautics and Space Administration. Disponível em: <<http://www.nasa.gov/audience/forstudents/index.html>>. Acesso em 27 de fev. de 2016.

NICKOVIC, S. et al. A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. **Journal of Geophysic Research**, v. 106, n. 16, p. 113-129, 2001.

NIERADZIK, Lars Peter. **Four-dimensional variational assimilation of aerosol data from in-situ and remote sensing platforms**: Dissertação de Mestrado. Colônia. 2011. 134 p.

NIU, T. et al. Data assimilation of dust aerosol observations for the CUACE/dust forecasting system. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 8, p. 3473-3482, 2008.

NOCEDAL, Jorge. Updating Quasi-Newton Matrices with Limited Storage. **Mathematics of Computation**, v. 35, n. 151, p. 773-782. 1980.

NOWOSAD, Alexandre Guirland. **Novas abordagens em assimilação de dados meteorológicos**: Tese de Doutorado. São José dos Campos: INPE, 2001. 122 p.

OLIVEIRA, N. P. M., **Avaliação da Razão Lidar do Satélite CALIPSO utilizando a profundidade Óptica dos Aerossóis obtidos pro um fotômetro solar da rede AERONET em Petrolina/PE, Brasil**. 66p. Dissertação (Mestrado em Ciências Climáticas) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2018.

PAGOWSKI, M et al. Implementation of aerosol assimilation in Gridpoint Statistical Interpolation (v. 3.2) and WRF-Chem (v. 3.4.1). **Geoscience Model Development**. n. 7, p. 1621–1627, 2014.

PAPAYANNIS, A. et al. Systematic lidar observations of Saharan dust layers over Athens, Greece in the frame of EARLINET project (2004–2006). **Annales Geophysicae**, v. 27, p. 3611-3620, 2009.

PRADO, N. V. e COELHO, S. M. S. C. Estudo da Variabilidade Temporal da Profundidade Óptica do Aerossol Utilizando Dados de Sensoriamento Remoto Sobre a Região de Transição entre a Floresta Amazônica e o Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 32, n. 4, p. 649-658, 2017.

PROSPERO, J. M.; GLACCUM, R. A.; NEES, R. T. Atmospheric transport of soil dust from African to South America. **Nature**, 289, 570–572. 1972.

PROSPERO, J. M. et al. Environmental Characterization Of Global Sources Of Atmospheric Soil Dust Identified With The Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Absorbing Aerosol Product. **Reviews Of Geophysics**, V. 40, N. 1, P. 1-31, 2002.

POWDER, H.C. The geography and climatologie of aerossol. **Progress en physical/geography**. v.27, n. 4, p. 502-547, 2003.

RECUERO, F.S. Estudo do **Transporte das Partículas de Aerossol de Queimada via Sensoriamento Remoto**. 2003. Dissertação de Mestrado ( DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – DCA )Universidade de São Paulo

RECUERO, F. S ; LONGO, K. M. ; FREITAS, S. R. Estudo do Transporte das Partículas de Aerossol de Queimada Via Sensoriamento Remoto. **Anais do... XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004, Fortaleza.

REMER, L.A., KAUFMAN, Y.J., TANRÉ, D., MATOO, S., CHU, D.A., MARTINS, J.V., LI, R.R., ICHOKU, C., LEVY, R.C., KLEIDMAN, R.G., ECK, T.F., VERMOTE, E., HOLBEN, B.N. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, CLAMS Special Section, p.947-973, 2005.

ROCHA, V.R.; YAMASOE, M.A. Interação entre a Profundidade Óptica do Aerossol a Fração de Cobertura de Nuvens na Amazônia utilizando dados obtidos com o MODIS. **Anais do... XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2010, Belém.

ROCHA-LIMA, A. et al. A detailed characterization of the Saharan dust collected during the Fennec campaign in 2011: in situ ground-based and laboratory measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, n. 18, p. 1023–1043. 2018.

ROSENFELD, D.; LOHMANN, U.; RAGA, G. B.; O'DOWD. C. D.; KULMALA, M.; FUZZI, S.; REISSEL, A. ANDREAE, O. Flood or Drought: How do aerosols affect precipitation?. **Science**. v. 321, p. 1309-1313, 2008.

RUDORFF, B.F.T.; SHIMABUKURO, Y.E.; CEBALLOS, J.C.; **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos, SP. Parêntese, 2007. 427p.

RUIZ-ARIAS, J. A., J. DUDHIA, F. J. SANTOS-ALAMILLOS, AND D. POZO-VÁZQUEZ, Surface clear-sky shortwaveradiative closure intercomparisons in the Weather Research and Forecasting model, **J. Geophys. Res. Atmos.**, n.118, p. 9901–9913, doi:10.1002/jgrd.50778. 2013.

SCHUSTER, G.L., DUBOVIK O., HOLBEN, B.N. The Angstrom Exponent and Bimodal Aerosol Size Distributions. **Journal of geophysical research** n.111. 2006.

SEINFELD J., PANDIS, S. **Atmospheric Chemistry and Physics**. Hoboken, New Jersey. 2ed. John Wiley & Sons, Inc., 2006, 1248p.

SIČ, B.; AMRAOUI, L. E.; PIACENTINI, A.; MARÉCAL, V.; EMILI, E.; CARIOLLE, D.; MICHAEL, P.; ATTIE, J. Aerosol data assimilation in the chemical transport model MOCAGE during the TRAQA/ChArMEx campaign: aerosol optical depth. **Atmos. Meas. Tech.**, n. 9, p. 5535–5554, 2016.

SILVA, A. A. **A espessura Óptica da Atmosfera na banda do UV-B**. 2005. Tese de doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

SILVA, WELLINGTON BETENCURTE DA. **Aplicação de filtros de partículas para a assimilação de dados em problemas de fronteira móvel**: Tese de Doutorado. UFRJ, 2012. 181 p.

STREETS, D. G.; YAN, F.; CHIN, M.; DIEHL, T.; MAHOWALD, N.; SCHULTZ, M.; WILD, M.; WU, Y.; AND YU, C. Anthropogenic and natural contributions to regional trends in aerosol optical depth. **Journal of Geophysics Research**, n. 114, p.1980–2006. 2009.

TALAGRAND, O. Assimilation of Observations, an Introduction. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 75, p. 191-209, 1997.

TOLEDANDO, C. et al. Aerosol optical depth and Ångström exponent climatology at El Arenosillo AERONET site (Huelva, Spain). **Quarterly journal of the royal meteorological society**. v. 133. p. 795–807. 2007.

TOTH, T. D., CAMPBELL, J. R., REID, J. S., TACKETT, J. L., VAUGHAN, M. A., ZHANG, J., AND MARQUIS, J. W. Minimum aerosol layer detection sensitivities and their subsequent impacts on aerosol optical thickness retrievals in CALIPSO level 2 data products, **Atmos. Meas. Tech.**, 2018, *11*, 499–514, <https://doi.org/10.5194/amt-11-499-2018>.

TURNER, Jay; COLBECK, Ian. **Environmental chemistry of aerosols: Chapter 1. Physical and Chemical Properties of Atmospheric Aerosols**. Wiley Online Library, 2009.

VAN DER WERF et al. Interannual variability in global biomass burning emissions from 1997. **Atmospheric Chemistry and Physics**, n. 6, p. 3423–3441, 2004.

VERGAZ, R. et al. Columnar characteristics of aerosols by spectroradiometer measurements in the maritime area of the Cadiz Gulf (Spain). **International journal of climatology**. v. 25. p. 1781-1804. 2005.

YU, H. et al. Annual cycle of global distributions of aerosol optical depth from integration of MODIS retrievals and GOCART model simulations, **J. Geophysics research.**, n.108 (D3), 4128, doi:10.1029/2002JD002717, 2003.

WALLACE J.M.; HOBBS P.V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. Nova Iorque, USA. 2ed. Academic Press. 2006. 505p.

WEAVER, A.; COURTIER, P. Correlation modelling on the sphere using a generalized diffusion equation. Quarterly. **Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, p. 1815-1846, 2001.

WILKS, D. **Statistics methods in the atmospheric science**. San Diego, United States. 3ed. Academic Press Inc. 2006. 740p.

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

ZHANG, Z et al., Shortwave direct radiative effects of above-cloud aerosols over global oceans derived from 8 years of CALIOP and MODIS observations. **Atmos. Chem. Phys.**, n. 16, p. 2877–2900, 2016.

**ANEXO - Artigo aceito**

**Revista:** Atmosphere

**Título:** Analysis of Atmospheric Aerosol Optical Properties in the Northeast Brazilian Atmosphere with Remote Sensing data from MODIS and CALIOP/CALIPSO satellites, AERONET Photometers and a Ground-Based Lidar

**Aceito em:** Agosto de 2019.



Article

# Analysis of Atmospheric Aerosol Optical Properties in the Northeast Brazilian Atmosphere with Remote Sensing data from MODIS and CALIOP/CALIPSO satellites, AERONET Photometers and a Ground-Based Lidar

Aline M. de Oliveira<sup>1\*</sup>; Cristina T. Souza<sup>2</sup>; Nara P. M. de Oliveira<sup>1</sup>; Aline K. S. Melo<sup>1</sup>; Fabio J. S. Lopes<sup>3</sup>; Eduardo Landulfo<sup>3</sup>; Hendrik Elbern<sup>4</sup>; Judith J. Hoelzemann<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup> Graduate Program in Climate Sciences, Federal University of Rio Grande do Norte (PPGCC/UFRN), Natal - RN, 59064-741, Brazil

<sup>2</sup> Department of Atmospheric and Climate Sciences, Federal University of Rio Grande do Norte (DCAC/UFRN), Natal - RN, 59064-741, Brazil

<sup>3</sup> Nuclear and Energy Research Institute (IPEN), São Paulo - SP, 05508-000, Brazil

<sup>4</sup> Rhenish Institute for Environmental Research at the University of Cologne (RIU), Germany

\* Correspondence: judith.hoelzemann@ccet.ufrn.br; Tel.: +55-84-3215-3832 (J. J. H.), oliveiraamacedo@gmail.com (A. M. O.)

**Abstract:** A 12-year analysis from 2005–2016 of atmospheric aerosol optical properties focusing for the first time on Northeast Brazil (NEB) was performed based on four different remote sensing data sets: MODIS, AERONET, CALIOP and a ground-based Lidar from Natal. We evaluated and identified distinct aerosol types, considering Aerosol Optical Depth (AOD) and Angström Exponent (AE). All analyses show that over the NEB a low aerosol scenario prevails, while there are two distinct seasons of more elevated AOD that occur every year, from August–October and January–March. According to MODIS AOD values ranges from 0.04–0.52 over the region with a mean of 0.20 and occasionally isolated outliers of up to 1.21. Aerosol types were identified as sea spray, biomass burning, and dust aerosols mostly transported from tropical Africa. Three case studies on days with elevated AOD were performed. All cases identified the same aerosol types and modeled HYSPLIT backward trajectories confirmed their source-dependent origins. This analysis is motivated by the implementation of an atmospheric chemistry model with an advanced data assimilation system that will use the observational data base over NEB with the model to overcome high uncertainties in the model results induced by still unvalidated emission inventories.

**Keywords:** MODIS; CALIPSO; LIDAR; Aerosols; Dust; Northeast Brazil; HYSPLIT

## 1. Introduction

Atmospheric aerosols are one of the main sources of uncertainties when describing atmospheric chemistry and physics [1]. The diversity of aerosol types, their different formation, aging and removal processes, along with challenging measurement limitations burdens modelling efforts with critical uncertainties. These uncertainties result from the highly variable presence of different aerosol types with distinct physical and optical properties in the NEB atmosphere and how they interact and influence e.g., cloud formation, precipitation, the radiation budget, dynamics, biogeochemical and chemical processes, and consequently affect global climate [2–5] as well as the reliability of global and regional climate simulations. The variability of aerosols is a result of the aerosol's manifold natural and anthropogenic emission sources, or, in case of secondary aerosols, the not yet fully understood chemical formation processes [6–8]. Main emission sources include soil erosion and mineral dust, volcanoes, vegetation, oceans, vegetation fires and other combustion processes, such as from industrial and transport activities [9, 10, 11]. Aerosols influence air quality locally as well as remotely. Their intercontinental transport can lead

to changes in chemical properties of the entire lower and middle atmosphere. Moreover, it can enhance pollution in regions where emission rates are either generally low or contribute on top of local emissions. As an example, in South America, biomass burning aerosols from the central part of the continent (mainly Brazil and Bolivia) are frequently advected towards the south and then east during the dry season from June to October each year [12, 13]. Since the beginning of 2019 deforestation in the Amazon and associated fires in central South America have dramatically risen [14]. Very recently, in South America, biomass burning emissions from the central part of the continent (mainly Brazil and Bolivia) are frequently advected towards the south and then east during the dry season from June to October each year [9]. Since the beginning of 2019 deforestation in the Amazon and associated fires in central South America have dramatically risen [10]. Very recently, from 18-20 August 2019, biomass burning aerosols were transported in an unprecedented amount over most of the southeast and south of Brasil, reaching the population of the main cities such as São Paulo in the region on 19 August. Around 15 local time (18 UTC) the sky turned black, extinguishing almost completely the sun light by an interaction, yet to be better investigated, of the very intense smoke haze from the North / Northwest and clouds arriving with an antarctic cold front from the South [15].

Also, on an intercontinental scale, biomass-burning aerosols and mineral dust are transported regularly from Africa to Central and South America [e.g., 4, 16, 17]. Mineral dust is not only considered the major aerosol component over the globe, but also one of the most important aerosol types in the atmosphere [18, 19], as well as the major contributor to aerosol mass and optical depth. The impact on atmospheric dynamics occurs by both direct and semi-direct effects, altering radiation, cloud coverage, precipitation patterns, in general cloud optical properties and microphysics [20, 21], as well as they are considered to play an important role in some of the biogeochemical cycles [22]. They can also interact with ice clouds. Globally, the Saharan desert is the main source of mineral dust. Part of the mineral dust emissions is advected to many different regions such as Europe, India and the Americas, during distinct seasons of the year [23].

The aerosol transport from Africa to the Americas has been studied since the 1970s [24], and efforts remain ongoing considering aerosol influences on the climate of the Americas [25, 26, 27]. However, dust aerosols influence climate change and their full consequences are as yet not sufficiently well understood. The aerosol dust from African is a source of natural fertilizer in the Amazon Basin [28]. The transport of dust aerosols to Latin America occurs seasonally, largely modulated by a northward shift of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ), during late austral winter and a southward shift in spring [27, 29, 30]. According to [27], around 100 Tg of desert dust leaves Africa every year and travels towards the Caribbean and southeastern USA and Central America during the austral summer months. 30 Tg cross the 60° W longitude during winter months, and 13 Tg therefrom are deposited in the Amazon basin, serving as an important nutrient for the rainforest. Another fraction of this dust moves to lower latitudes in South America, reaching Northeast Brazil (NEB) while depending on the southward movement of the ITCZ position to be able to cross the -5° S latitude. Along with dust, biomass burning aerosols from fires in the sub-Saharan region that occur on an annual regular basis from December to February each year, are also advected towards South America contributing to the annual enhancement of the aerosol loading during this time of the year [31]. Additionally, emissions from vegetation fires from southern hemispheric Africa may reach Brazil during the respective fire season from July to September each year. The main meteorological systems controlling this transport are the west African monsoon circulation, the low-level jet, and eastern African jets in higher altitudes [32].

In this context, characterization of the large spatial and temporal features of aerosols is still a challenge, especially in areas where there are poor or no data sets of in-situ measurements. To fill those gaps, until more local data become available, this paper shows a twelve-year analysis, from 2005 to 2016, of the optical properties of aerosols in the atmosphere of NEB, based on the analysis of Aerosol Optical Depth (AOD) and Angström Exponent (AE) from different types of remote sensing techniques. We aim to combine remote sensing data in a synergistic way, making use of their specific and complementary potentials. In order to identify and quantify different aerosols types in NEB we use data from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on board the AQUA and TERRA satellites during the period from 2005 to 2014. MODIS data were used due to its high spatial coverage, and data quantity [33, 34]. Cloud-Aerosol LIDAR with Orthogonal Polarization (CALIOP) data, on board of the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO), from 2007 to 2016 were used to validate

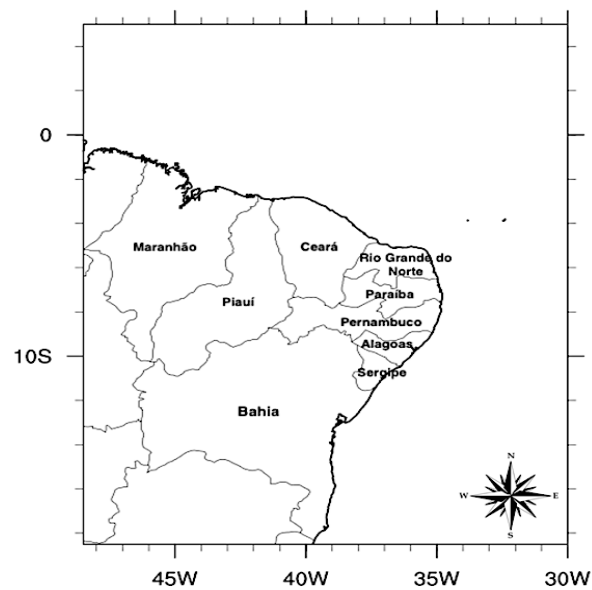
the Lidar Ratio from CALIOP with data from a sun photometer of the Aerosol Robotic Network (AERONET) located in Petrolina-PE [35]. Also, CALIPSO data collected within a radius of 120 km around Natal were used to obtain an AOD characterization in that area [36, 37, 38]. The whole methodology of the CALIPSO data analysis was based on the CALIPSO lidar ratio algorithm evaluated in Brazil by [39]. Another goal of this paper is to compare the found results of this data base with data obtained from our ground-based Lidar system called DUSTER, installed in the city of Natal and operating since 2016. By the analyses of this study we aim to support the identification of aerosol types by combining the specific strengths of different instrumentation techniques while mitigating their weaknesses for data assimilation purposes. This paper is divided as follows: Section 2 presents the methodology applied to analyze the different satellite measurements. In Section 3 we show the results of the analyses from MODIS in the entire region of NEB. The analyses of CALIPSO in the cities of Petrolina and Natal, and the DUSTER/Lidar analyses in the city of Natal are shown in case studies followed by the conclusions in Section 4.

## 2. Methodology

### 2.1. Description of the Region and Local Data Sets

Northeast Brazil (NEB) is one of the five major Brazilian regions, with an extension of nearly 1.6 million km<sup>2</sup> and almost 57 million inhabitants, representing over one third of the country's population. NEB comprises nine states: Alagoas, Bahia, Ceará, Maranhão, Paraíba, Piauí, Pernambuco, Rio Grande do Norte and Sergipe [40]. The NEB atmosphere is influenced by aerosols and gases emitted locally as well as transported from other regions. The main meteorological systems that influence the region, and consequently the atmospheric aerosol loading, are the Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ), onshore and offshore sea breezes, instability lines (IL), as well as westerly waves, among others [41]. Figure 1 shows the area of Northeast Brazil and the aerosol inflow region. We used four different data sets in our study:

The MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) is one of the EOS (Earth Observing System) satellite sensors that circulates in a polar orbit onboard of the two satellites TERRA and AQUA. MODIS has a spectral range of 36 channels or bands and a relative spatial resolution (1 km or less depending on the band). It observes a swath of approximately 2,330 km wide and covers between 14 and 15 orbits per day. The data is composed by 1,354 by 2,030 pixels at a nominal 1 km resolution (near nadir). MODIS data is organized in five levels, from raw observations (Level 0) to primary geophysical observations, designated as Level 2 (L2). The L2 aerosol product is known as MOD04 (TERRA) and MYD04 (AQUA). A latitude–longitude grid of 10 × 10 km<sup>2</sup> at nadir spatial resolution was considered and includes the closest 6 hourly meteorological analyses from Global Data Assimilation Model (GDAS) [42]. The operational MODIS aerosol retrievals are separated in three algorithms that consider assumptions about the Earth's surface and the aerosols types above these surfaces. Two of those algorithms were developed for vegetated land surfaces and remote oceans regions. We selected the corrected and combined land and ocean product from MODIS called *Optical\_Depth\_Land\_And\_Ocean* (AOD) at 0.55 micron. This product contains only AOD values for the filtered, quantitatively useful retrievals over dark targets (dark in visible and longer wavelengths). For more detailed explanation on the product and MODIS data the reader is referred to [42].



**Figure 1.** Northeastern Brazil and atmospheric aerosol inflow region.

Aerosol information was derived from both MODIS instruments on board the AQUA and TERRA satellites from NASA during a period of 10 years (from 2005 to 2014), to make best use of all available data and allow a characterization of the dominant aerosol type present in the atmosphere. Since the region is large, an analysis using solely data at one location (for instance, from the AERONET site at Petrolina-PE), would not provide a reliable characterization. Also, the satellite overpasses occur in different periods: AQUA crosses the NEB during the afternoon and TERRA during the morning accounting for diurnal variations due to eventual specific anthropogenic aerosol emission or formation activities or cloud coverage in the region. The data set was used for NEB (Figure 1) to quantify the aerosols in the region, characterize the periods in the year with higher aerosol loading and achieve a better understanding of inter-annual variability as well as the predominant particle types over the region.

The AERONET (Aerosol Robotic NETWORK) is a federation of ground-based remote sensing aerosol networks established by NASA and LOA-PHOTONS (CNRS), meanwhile expanded by different collaborators. The network provides a long-term, continuous and readily accessible public domain database of aerosol optical, microphysical and radiative properties for aerosol research, characterization, satellite validation among others (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). AERONET measurements are site specific, as the instruments are fixed, with retrievals in intervals of up to 15 min during the daylight period. Those measurements provide data in three different processing levels, from level 1.0 (raw data) to level 2.0 (quality-assured data). In this paper we selected the level 1.5 (automated cloud-screened data), because level 2.0 data are not available until the year 2014 and would thus not cover the analyzed full ten-year period.

The Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) satellite combines an active lidar instrument with passive infrared and visible images that provides vertical structure and properties of thin cloud and aerosols all over the globe. It was launched on April 2006 and flies in a 705 km sun-synchronous polar orbit with an equator-crossing time of about 13:30 local solar time, covering the whole globe in a repeat cycle of 16 days. The data are composed of calibrated and geolocated profiles of the attenuated backscatter signal and available in two wavelengths, 1064 nm and 532 nm. We selected level 2 data, derived from level 1 data, that includes aerosols and clouds profiles. CALIPSO algorithms have a scheme to classify aerosols, in six different types of aerosols as dust, biomass burning, clean continental, polluted continental, marine and polluted dust [43-45].

From the four operating Lidars in Brazil one is located in Northeast Brazil, in the city of Natal and is the most recently installed (since 2016). The DUSTER, as it is called, is part of the Latin American Lidar Network (LALINET) and is the only depolarization Lidar system in the country operating since the beginning of 2016, intended mainly to detect and identify aerosol dust layers from the Saharan Desert advected across the Atlantic Ocean. Those observations occur in coordination with a sun photometer (CIMEL Ce318 radiometer included

in RIMA-AERONET (*Red Ibérica de Medida fotométrica de Aerosoles*), deployed in Natal) and with CALIPSO satellite overpasses [46]. The system was designed to create a database of African dust transportation, and to characterize optical aerosol properties. These data can be assimilated by chemical and radiative models [47]. The DUSTER system has four channels: 1064 nm, 532 nm ( $\parallel$ ), 532 nm ( $\perp$ ) and 355 nm, coupled with a Cassegrainian Carbon Plastic telescope of 300 mm. The laser emits at 1064 nm, 532 nm and 355 nm, with energy per pulse of about 300 mJ, 150 mJ and 90 mJ, respectively. The detection box has an Avalanche Photodiode (APD) for 1064 nm radiation detection and 3 photomultipliers, for both polarizations at 532 nm and 355 nm. The signal is digitized by a transient recorder operating in analog and photon counting modes (Licel GmbH) [47]. A paper describing the DUSTER/Lidar system of Natal in detail is currently in preparation.

## 2.2. Characterization of Aerosol Types in NEB

Aerosols have different optical and microphysical properties. The importance of their impact consists in understanding their effects in the atmosphere. To characterize the aerosol type, AOD combined with the Angstrom Exponent (AE) was analyzed, since AOD provides information on the aerosol attenuation characteristics and AE of the predominant aerosol sizes [48-49]. The classification was referenced by [49], [50] and [51], as shown in Table 1.

**Table 1.** Characterization of aerosol type by combination of Aerosol Optical Depth and Angstrom Exponent according to [49], [50] and [51].

Aerosol type	AOD	AE
Biomass burning	>0.35 up to 1.5	>1.5
Continental	0.2–0.35	>1.05
Desert dust	>0.4 up to 1.2	<0.5
Marine	>0.15	<0.6
Pollution + dust	>0.06	<0.8

## 2.3. Analyses over Two Distinct Cities in the NEB Region

So far there are two different cities in the NEB region that measure atmospheric aerosol data on an operational basis: the coastal city of Natal in the state of Rio Grande do Norte, located at the northeastern most point of South America and Petrolina, located 870 km southwest of Natal, about 700 km off the coast. Both cities have emission sources of different aerosol types. Natal is a seaside city with evidence of dust emissions throughout the year. Due to the economy, the main emission sources in Petrolina are result of industrial pollution and biomass-burning derivatives from agricultural activities that occur regularly in the region.

In Natal AOD at 532 nm (level 2 data) derived from the CALIOP/Lidar on board of the CALIPSO satellite was analyzed. Two datasets from CALIOP were considered: level 1B (attenuated total backscattered data) and level 2 (provides information about aerosols layers, cloud aerosols types, extinction profiles and backscattering). The satellite overpasses occur in Natal during night (around 04:00 UTC) and early afternoon (16:00 UTC) in a frequency of approximately 16 days. DUSTER data were considered only when CALIPSO overpasses coincided with radii of influence under 120 km from the Lidar location in Natal. [52] suggests that to have a strong correlation between CALIPSO and Lidar data, it is necessary to consider intervals of up to 3 h and distances up to 60 km. An eligible correlation is considered in the interval of 6 h with distances up to 120 km [53]. This distance was obtained from an Overpass Locator Algorithm (COVERLAI) by [54], adapted to the region. According to [54] and [55], the correlation between instruments measurements on board of satellites and ground-based decreases by 20% at distances above 200 km, and by 10% at distances up to 140 km, within an hour of difference. Besides the analysis of AOD and Lidar Ration (LR), backscatter profiles from DUSTER/Lidar and from CALIOP were compared, only when the smallest distance between the satellite footprint and the DUSTER (around 60 km), was observed.

Petrolina is located at the western part of the state of Pernambuco, approximately 700 km from the coast. Petrolina is the only city with consolidated AERONET data in NEB, since 1993. The CIMEL sun photometer in Natal was only installed in 2016, therefore an analysis of AOD and AE derived from the sun photometer in Petrolina was performed, in the period from 2007 to 2016. Both parameters are interpolated at 532 nm. Furthermore, a comparison between AERONET and CALIOP data was made to validate the information given by the satellite.

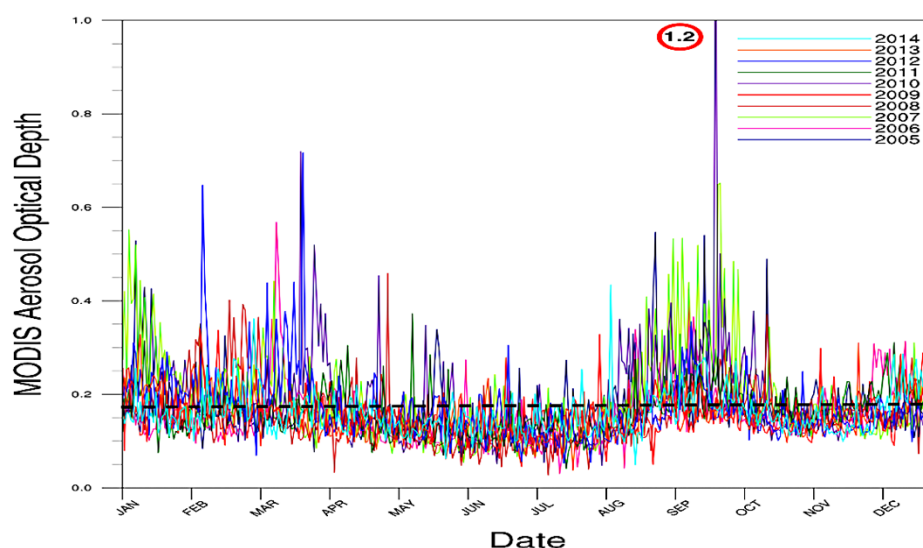
During the analyzed period (2007–2016), 614 satellite passages were obtained (during the day, because all the satellites from the A-train constellation are located at a 705 km orbit and cross the equator, approximately at 1:30 (in the morning and night). A distance (or radius of influence) from 120 km between the satellite footprint and the AERONET station was defined to obtain representative and comparable data pairs. During the analyzed period, out of the 614 CALIOP overpasses, only 177 were considered for two reasons: (1) availability of AERONET data; and (2) not all the overpasses were inside the radius of influence of the satellite. In order to distinguish aerosol layers from clouds an evaluation of the quality and degree of reliability of CALIPSO data was applied. From the 177 days, we selected only those in which AERONET data and CALIOP overpasses coincided, and those that were within the criteria from the Cloud-Aerosol Discrimination Score (CAD). The selection criteria based on CAD considered values in the interval of  $-50$  and  $-100$ , for cloud data profiles with 5 km resolution. As a result, 54 measurements without cloud contamination were considered for analyses.

### 3. Results and Discussion

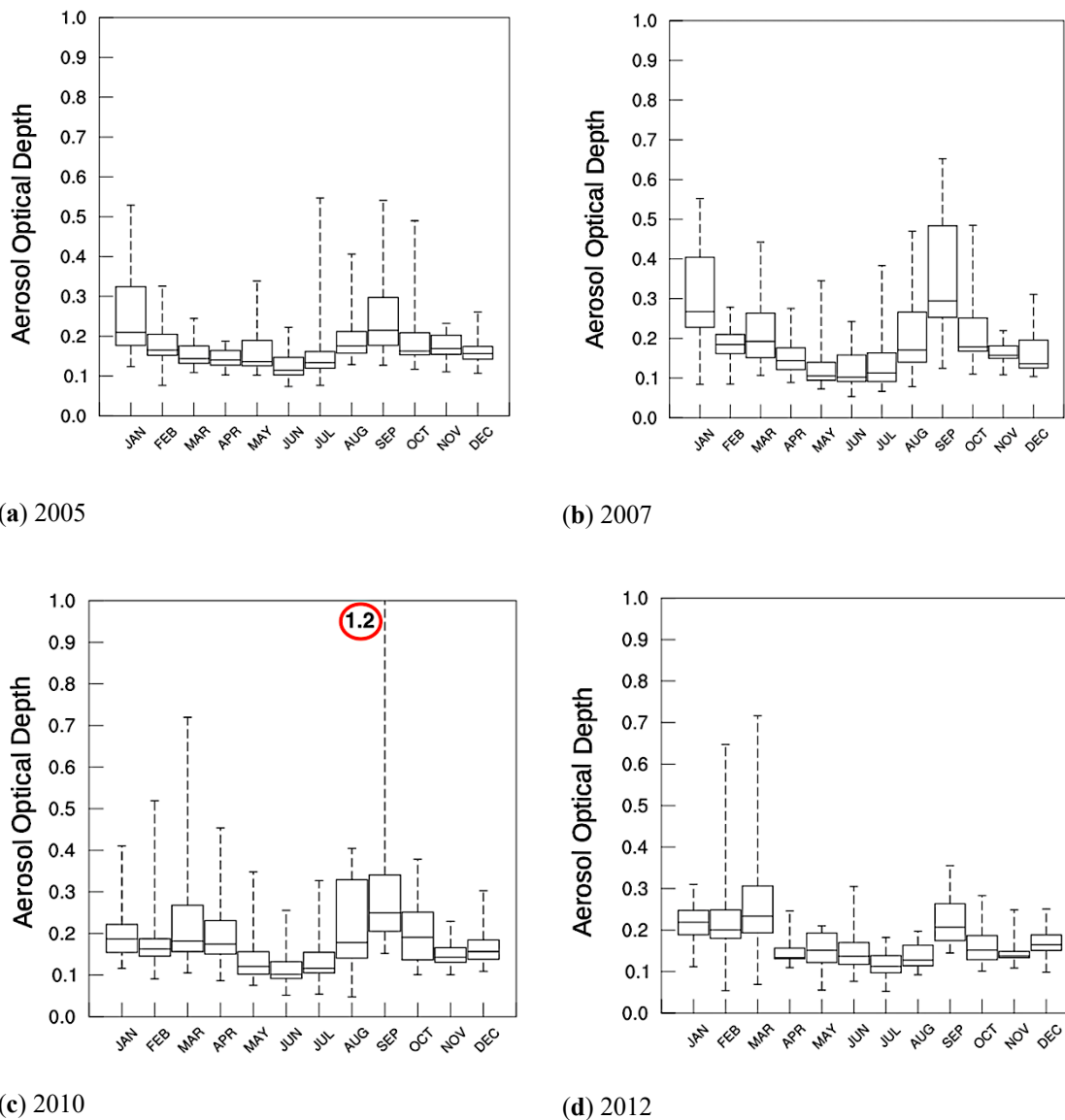
This section describes the general findings of the 10-year analysis from 2005–2014 of MODIS AOD over the whole NEB region, describing inter-annual and intra-annual variations in the time series, defining the seasons of more elevated AOD, mean, median, and minimum and maximum values. In addition to MODIS, AOD data sets available in the cities of Natal/RN and Petrolina/PE from 2007–2016 are analyzed for CALIOP/CALIPSO and AERONET AOD in the case of Petrolina.

#### 3.1. Aerosol Loading over Northeast Brazil

Figure 2 shows the daily averaged time series from both TERRA and AQUA MODIS Aerosol Optical Depth for each year of the ten-year period from 2005–2014. During the whole period the years with the most elevated AOD values were 2005, 2007, 2010 and 2012. All these years showed elevated values of AOD during some months, that are being referred to as typical periods in this paper (Figure 3). Figure 2 reveals that visually, most of the AOD daily averages in NEB are characterized by low values, ranging from about 0.1 to 0.3, which indicates that NEB is a region with low amounts of atmospheric aerosols during most part of the year. Using all of the MODIS AOD data set from 2005 – 2014, the mean AOD is calculated at 0.20, the lowest AOD found during this period was 0.04 and the maximum value that was reached was 0.52. The detection limit of MODIS is reported as 0.03 - 0.05 [56].



**Figure 2.** Aerosol Optical Depth daily averaged time series derived from the MODIS instrument aboard TERRA and AQUA satellites for the period of 2005 to 2014. Different colors represent the individual years, while the black line is the median of all annual time series.



**Figure 3.** Box plot of MODIS TERRA and AQUA Aerosol Optical Depth for 2005 (a), 2007 (b), 2010 (c) and 2012 (d). The bottom part of the boxes corresponds to the first quartile (Q1), the line in the middle, the median (Q2) and the third quartile (Q3) is represented by the upper part. The flags on each box, correspond to the minimum and maximum values found.

The low values are in accordance with the paper by [57.], who performed a characterization of AOD in all regions in the world, and indicated that South America, in general, has mostly low AOD values, except during the South American main biomass burning season (from July to October). The NEB is not affected by these emissions, due to the typical atmospheric circulation patterns. However, it is possible to observe two typical periods with an enhancement of AOD, during the first and second half of the years that is repeated during every year of the analyzed period. The first period or AOD season occurs from January to March and corresponds to the season when dust aerosols from the Saharan desert are more frequently advected to South America [56]. This indicates that some dust layers may be transported over NEB, enhancing AOD values. According to literature, during austral summer (December to April), the ITCZ is

generally in its southernmost position [21]. This change of the circulation patterns is the main reason that aerosols are transported from Africa to South America [47]. The study by [19], with MODIS data from 2001 to 2003, revealed that during austral winter, a large fraction of smoke transported to the Americas is also composed by dust, resulting in AOD values of 0.3 in Cape Verde, in the middle of the Atlantic Ocean, half-way to South America. AOD values slightly reduce to 0.22 when reaching the coast of South America. [23] performed an analysis of long-range transported aerosols from Africa to the Amazon, based on LIDAR (Light Detection and Ranging) observations during February 2008, in which AOD values ranged from 0.1 to 0.4. The values found in that study, as well as the period of the years observed, are in accordance with the AOD values presented in our study.

The second AOD season was found during the second half of all analyzed years, from August to October. In September 2010 a day with a particularly high AOD peak was observed and is explored in a specific case study further on. This pattern can be explained by the fact that NEB has an extended coastal region, and during this time of the year, high intensity onshore winds, transport great amounts of sea spray [22]. Additionally, in the same period in southern hemispheric Africa, the biomass burning season occurs from June-October in that part of the continent, moving from the equator southwards with time and peaking in terms of emissions usually in September. During this period large amount of biomass burning and dust aerosols are emitted into the atmosphere and transported to other regions of the planet. Plenty of studies consider the long-range transported aerosols from Africa to South America, and how those enhance AOD in specific regions, such as in the Amazon. Some of these studies show that during the transport to the Caribbean and Amazon, some of the dust plumes pass over the NEB, but none of them specifically studied this region yet. [47] used LIDAR data and showed that some of the aerosols plumes from the African continent reached NEB, on 1 June 2016, in the coastal city of Natal. They observed a plume of pure dust, polluted dust and marine aerosols in the atmosphere of Natal that was originated from Africa. The plume was confirmed by CALIPSO images. [22] and [23], and more recently [58] and [59], show that aerosols emitted in southern hemispheric Africa, during the fire season from June to October, travels towards South America. The second peak with elevated AOD values, coincide with the months when this transport occurs, which can be one of the reasons for the atypically high values observed throughout the years. In addition, the results found in this paper agree with those found by [47].

Figure 3a-d represents the box plot analyses for four years of the analyzed period: 2005, 2007, 2010, and 2012. These years, among all, yielded the most elevated AOD values. The box plots deliver more detailed information on the variability of the data set. They represent the data range between the quartile 1 (Q1–25%) and quartile 3 (Q3–75%). The first three months of the years, correspond to the so called “window of opportunity” - the typical period that occurs when desert dust from Africa is advected to the Americas [47] that, along with locally emitted aerosols (for instance: local sand/dust, urban pollution, marine and biomass-burning), is responsible for the enhancement of AOD in the NEB region. These are the months of the dry season in NEB, which can also lead to an enhancement of aerosol loading, due to precipitation and wind intensity decrease.

NEB is a region in Brazil with a unique biome called Caatinga, which is a type of wooded savanna vegetation consisting mainly of small, thorny trees that shed their leaves seasonally. The Caatinga occupies 10% of the Brazilian territory and is the main biome of the NEB states. The westernmost part of NEB is covered with another type of biome called Cerrado that occupies 20% of the Brazilian territory, has a similar vegetation as the Caatinga and both are called “Brazilian Savannas”. The Cerrado occupies the western part of the states of Maranhão, Bahia and Piauí. Mainly the Cerrado but also the Caatinga are characterized by exploitive use of the soil, such as cutting and burning agriculture [60] emitting considerable amounts of aerosols into the atmosphere every year, further enhancing the aerosol loading in NEB. According to the INPE/QUEIMADAS website (<http://www.inpe.br/queimadas/bdqueimadas>) [14] that monitors biomass burning activity in Brazil, there are two main seasons when biomass burning activities increase within NEB. One is in January, when the highest biomass burning activities occurs in the region. And the second one occurs from July to October. These activities happen especially in the western part of NEB, mostly in the Cerrado, in the states of Maranhão, Bahia and Piauí. This pattern was observed during all years of the analyzed period. These fires are likely the main reasons for the higher AOD in the region. Even considering that the aerosols originating from Africa reach NEB and contribute to the enhancement of AOD (such as in

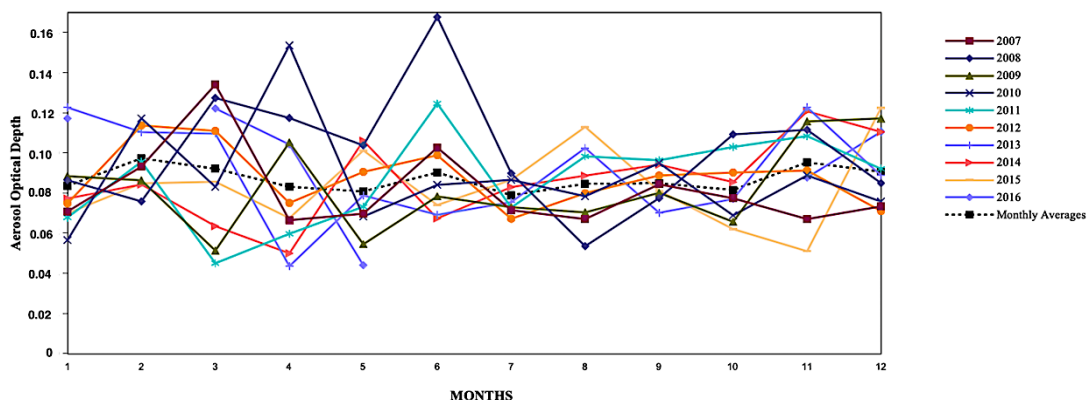


September 2010), the probability is low that only intercontinental aerosols contribute significantly to the loading.

### 3.2. Analyses of the Cities Natal and Petrolina from 2007–2016

#### 3.2.1. CALIPSO, MODIS, and AERONET AOD Time Series Analysis in Natal-RN

Figure 4 presents the time series of the monthly average AOD from CALIOP/CALIPSO for the period from 2007 to 2016, in the city of Natal. In total, the mean AOD of the original complete time series is 0.09, ranging from 0.02–0.96. The detection limit of CALIOP is reported as 0.02 - 0.04 [56].



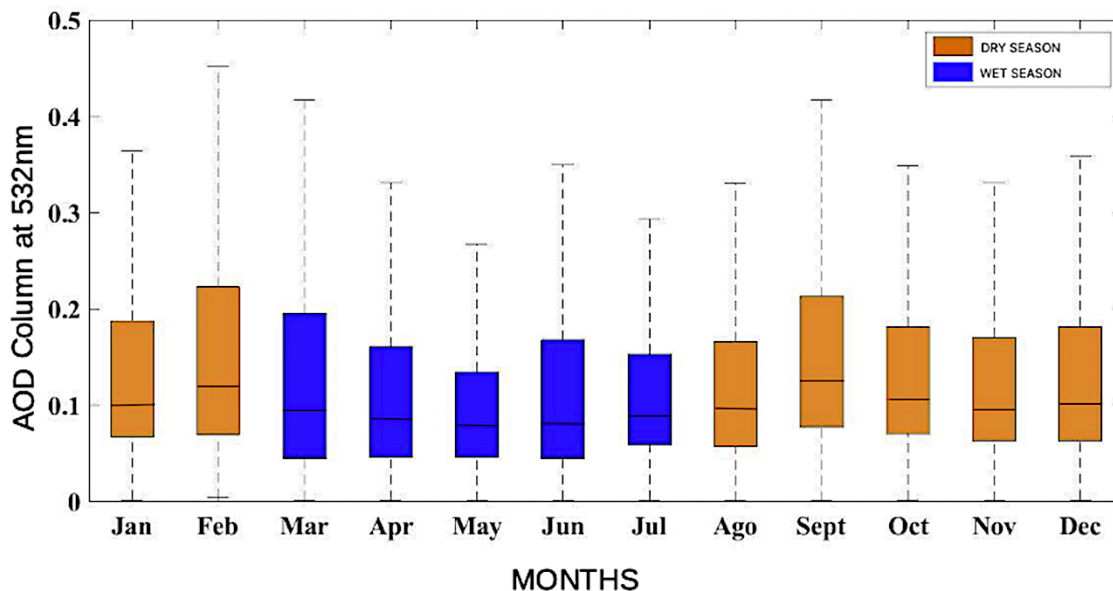
**Figure 4.** Monthly averaged AOD time series derived from CALIOP/CALIPSO data for the city of Natal, in the period from 2007 to 2016, each year represented by a different color. The black line represents the monthly mean of all years during the period.

In the figure it is possible to observe that Natal exhibits low aerosol loading, during all the years, with monthly mean values between 0.08 and 0.10 during most of the months. Differently from the whole NEB (Figure 2), it is possible to observe a slight enhancement of the AOD from March to July in Natal, especially in the years of 2007, 2008 and 2010. One fact that might explain the enhancement during this period is the transport of dust aerosols from the Saharan desert that sometimes may also happen occasionally outside the “window of opportunity” which usually occurs from December through February as shown by [47]. Those latter typical seasons are enabled by the southernward shift of the ITCZ. By this shift, the region is under the influence of circulation patterns that are similar as those observed in the Caribbean [47], enhancing the precipitation over NEB. The DUSTER/Lidar was installed in Natal in 2016 to further investigate the impact of this phenomenon on the NEB.

The highest monthly mean AOD from CALIPSO observed during the analyzed period was 0.16 and occurred in June 2008. The monthly average variation of CALIPSO AOD at 532 nm represented by box plot analysis can be found in Figure 5, for the whole period from 2007 to 2016 of CALIPSO data, correlated with the dry (August to February) and wet (March to July) season in Natal, represented by the orange and blue boxes, respectively. It is possible to observe that in Natal the behavior of the AOD is similar to the data in the whole NEB region, as shown in Figure 3. In general, the AOD around the city is considered low, with medians (Q2) ranging from 0.08 to 0.13, according to CALIPSO data. Natal is a coastal city, with high intensity onshore trade winds during most of the year that are responsible for advection of aerosols towards the inner part of the state. This meteorological pattern might be responsible for the low aerosol loading observed by CALIPSO, despite the metropolitan area of Natal with all kind of urban emissions, apart of natural emissions by surrounding sand dunes and the sea breeze. We considered CALIPSO data in a radius of 120 km centered in the city of Natal, leading to consideration of measurements far outside the metropolitan area of Natal, including the ocean. However, the number of overpasses within this radius is low, about at maximum 8 per month, apart from frequent cloud contamination due to the abundance of low cumulus clouds, especially close to the coast.

During the wet season, the AOD median ranged from 0.20 to 0.50, with its maximum of 0.42 in March (represented by the upper flag in Figure 5). In the months of the dry season, the monthly variation of AOD

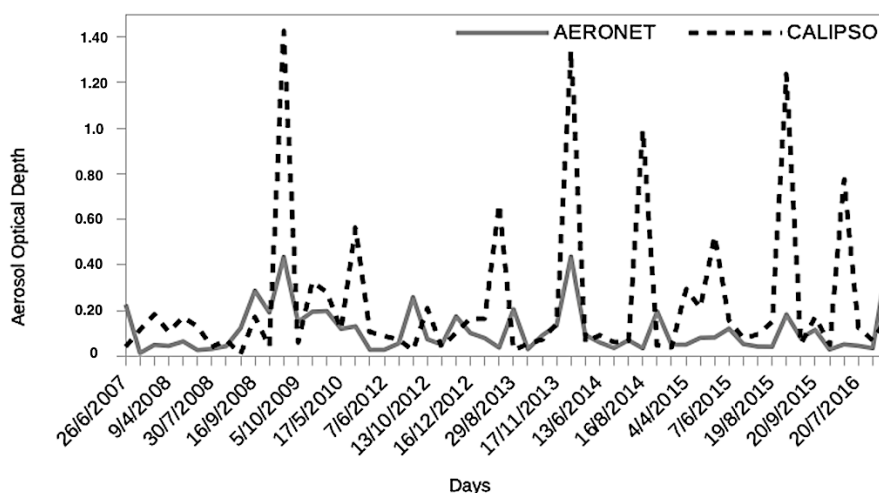
ranged from 0.08 to 0.50, with the maximum monthly mean of 0.46 (February). The minimum values are very similar, very close to 0.02 for all months of the period, represented by the bottom flag. The third quartile (Q3) also corroborates the slight enhancement of AOD during the dry season, compared to the wet season. Comparing CALIPSO with MODIS (Figure 3), it is possible to observe the same feature, in terms of AOD variability throughout each year. Both satellite products show that during the wet season, there is a decline of AOD, for the whole NEB region including Natal. This inter-comparison is important as it shows that although the satellites use different measurements techniques and wavelengths, the patterns observed by both methods are consistent.



**Figure 5.** Box plot of the monthly AOD variation from CALIOP/CALIPSO Lidar data at 532 nm in Natal, for the period of 2007 to 2016. The dry season (August to February) is depicted in orange, while the wet season (March to July) is represented in blue.

### 3.2.2. CALIPSO and AERONET AOD Time Series Analysis in Petrolina-PE

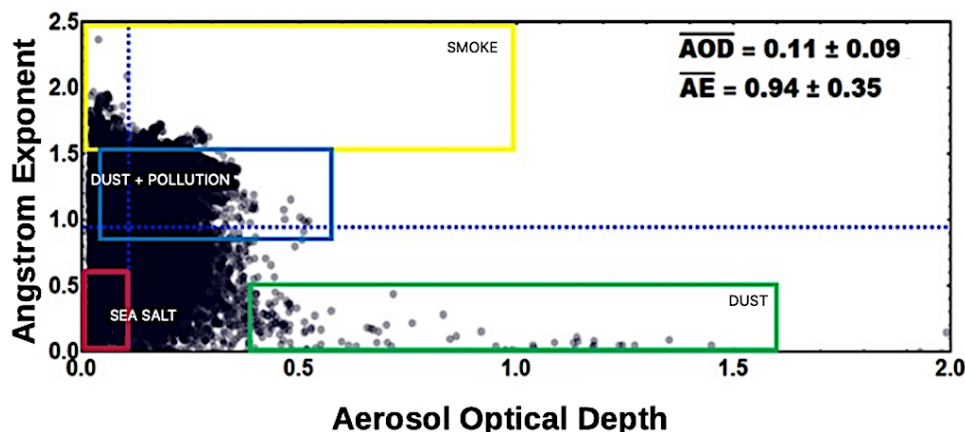
Figure 6 represents the AOD time series of AERONET and CALIPSO for terms of comparison for the city of Petrolina, from 2007 to 2016. The Wilcoxon non-parametric statistical test was used to analyze these time series. By this test a significance level of 5%, a statistical difference between AERONET and CALIPSO was evidenced. AOD from CALIPSO showed an average of  $0.24 \pm 0.03$  while AERONET AOD yielded a lower average of  $0.11 \pm 0.01$  (0.01 is the detection range of AERONET data [56]). The significantly higher values observed by CALIPSO, occurred during the same months as those observed by MODIS during the months of May, August, September and October 2014. The difference between both data sets is clear: While CALIPSO shows AOD values near 1.4, in some cases, the maximum values detected by AERONET are around 0.4. The difference between the data might be explained by the fact that the satellite footprint from CALIPSO captures more information about aerosols than the sun photometer. Therefore, we assume that the estimates of AERONET are missing out part of the aerosols, while CALIPSO takes into consideration all the information regarding aerosols in the total atmospheric column, following [52]. Such as in Natal, CALIPSO AOD was taken into account with a radius of 120 km around Petrolina. Therefore, differences might in addition be correlated with the large spatial variability of the aerosols within the boundary layer [60, 61].



**Figure 6.** AOD time series from the AERONET sun photometer (solid line) and CALIPSO (dotted line) for the city of Petrolina, from 2007 to 2016.

The scatter plot between AOD and AE at 532 nm, of the AERONET data in Petrolina is shown in Figure 7. Data from AERONET were interpolated from 500 nm to 532 nm, to be able to directly compare the sun photometer results and the data derived from CALIPSO at the same wavelength. It is possible to observe that most of the AOD values range between 0.01 and 0.32, and AE between 0.0 and 1.6. This indicates that the main aerosol type in Petrolina's atmosphere is characterized as marine (AOD < 0.15 and AE < 0.60). Although Petrolina is a city far from the coast, the wind configuration in NEB is responsible for the advection of marine aerosols and gases towards the inner part of the state. Mixtures of dust and pollution with AOD between 0.06 and 0.55 and AE from 0.06 to 0.85, pure smoke (AOD ≤ 1.10 and AE > 1.50) and pure dust (AOD > 0.40 and AE < 0.50) were found, according to the classification shown in Table 1. Those events are featured by a very turbid atmosphere, resulting in low AE owing to the extinction by the larger dust particles [43]. The same pattern was observed in the entire NEB.

The AERONET site in Petrolina is located at a rural area outside the city, near the border of the state of Bahia, which is one of the most industrialized states in NEB, with many automobile factories, oil refineries, amongst others. Those industries emit plenty of aerosols into the atmosphere, and along with the predominant meteorological systems in the region plenty of the emissions are transported to Petrolina, enhancing the aerosol loading at the AERONET site. Also, local agricultural activities may be responsible for the dust suspension which enhances the aerosol loading over the region [50]. Consequently, plenty of the detected dust events are influenced by local processes in Pernambuco, since it is a semi-arid region and is also impacted by the state's industries. Additionally, local biomass burning emissions may impact the atmospheric aerosol loading.



**Figure 7.** Scatter plot of Aerosol Optical Depth versus Angström Exponent for the period from 2007 to 2016 at Petrolina-PE. The colored boxes represent the different aerosol types found at the AERONET site.

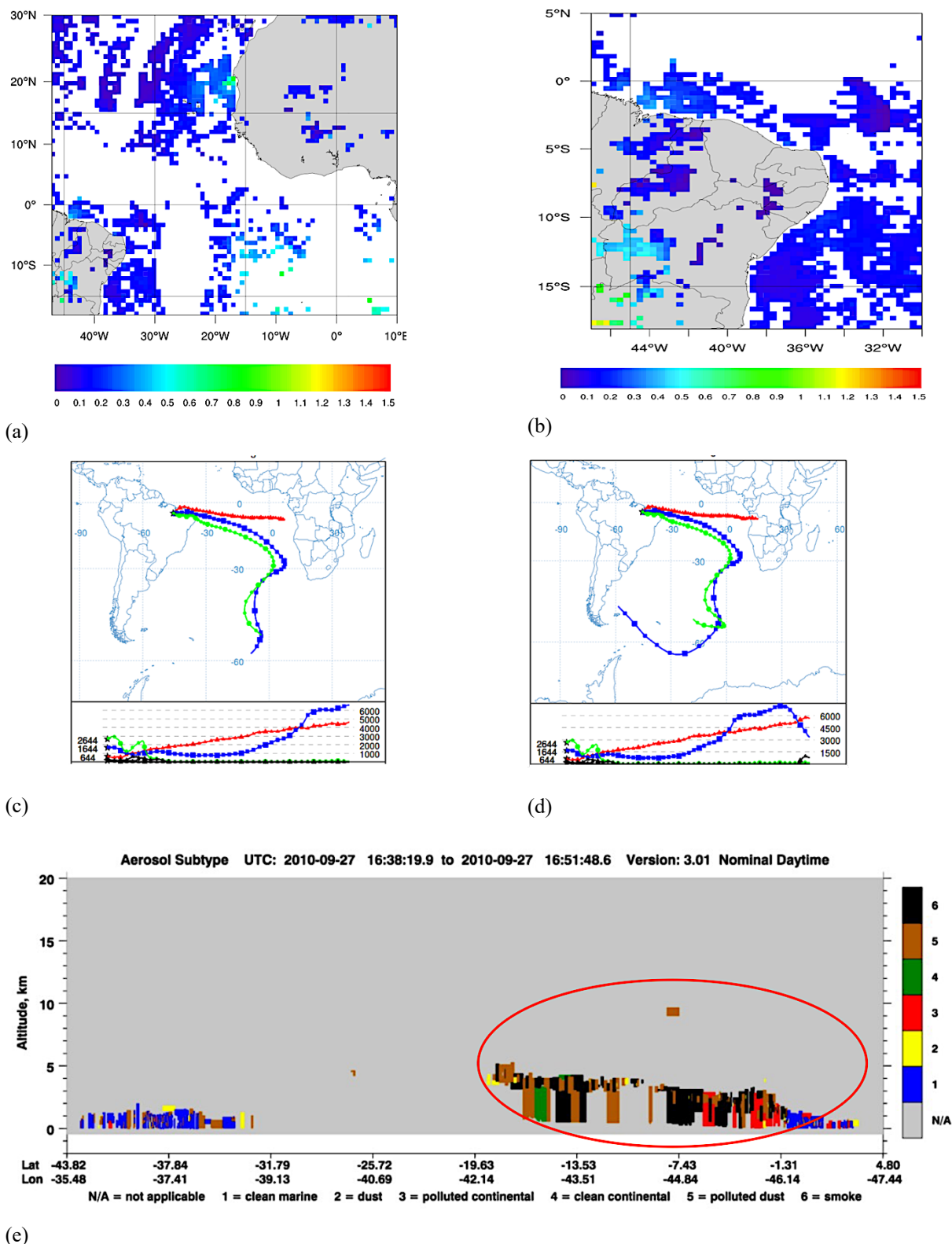
### 3.3. Case Studies

Three days with interesting data aspects were chosen for three case studies (CS-1, CS-2, and CS-3) to achieve a deeper insight into the regionally occurring processes. For this purpose, three days were chosen to identify the responsible aerosol source region and -attribution. Case study CS-1 investigates long-range transport across the Atlantic over the NEB in general, based on MODIS data on 27 September 2010 (Section 3.4.1.). Case study CS-2 investigates, on 6 December 2016, how the aerosol backscatter profiles of the ground-based DUSTER/Lidar in Natal/RN and CALIOP/CALIPSO compare (Section 3.4.2). Finally, case study CS-3 focuses on the city of Petrolina, comparing AERONET and CALIOP/CALIPSO AOD on 1 November 2007 (Section 3.3.3).

#### 3.3.1. CS-1: Long-range Transport of Saharan Dust over Northeast Brazil

Over the whole NEB region, the day 27 September 2010 was selected for the first case study CS-1 using AOD from MODIS/TERRA and AQUA and CALIOP/CALIPSO data. The results of this case study are shown in Figure 8a-e. It is possible to see an elevated aerosol plume in the MODIS AOD product. In Figure 8a it is possible to observe the aerosol plume crossing the northern part of the Atlantic towards Central America. Although this first plume does not reach the NEB, it is possible to observe a second plume in the southwestern part of the region (around 10E and 17W) with high AOD, ranging from 0.45 to 0.75. By the time this plume reaches the coast of Brazil, AOD has reduced to 0.20 by atmospheric cleaning processes. In Figure 8b, that includes the NEB, it is possible to observe AOD ranging from 0.01 to 0.30, in most of the region. One of the features that we observe in this study is that the MODIS AOD product has a low amount of AOD pixels over land in the region, especially in locations with low AOD values. Also, the global algorithm that detects AOD over land, in some continental areas of the world, is not suitable for regions with low aerosol loading, which was visible in all observed cases [32, 33]. Close to the boundary of the domain, in the state of Maranhão (between -10S and -5S), it is possible to observe a pixel with AOD of 1.2, as could be seen in Figure 2. This is the only pixel with such an elevated AOD value in the whole area, therefore we can affirm that the enhancement occurred due to locally emitted aerosols. The area in its vicinity is characterized by arid soil, and Caatinga biome, with frequent biomass burning activities that might be the reason for the local AOD enhancement. Regardless of the high AOD found in Figure 8a, we cannot exclude the fact that some of the aerosols present in NEB are due to long-range transported aerosols, that may aid increasing the aerosol loading in the region. To further investigate this, we performed three simulations with the HYSPLIT model (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model) [62, 63] considering backward trajectories of 10 and 12 days, all ending on 30 September 2010. We considered three height levels, 500 m (red line), 1500 m (blue line) and 2500 m (green line) in the simulations. The 500 m backward trajectory, shows that the aerosols originated from the ocean and reached the south American continent in the NEB after five days (not shown), suggesting that the particles found in Figure 8b, are also advected from the ocean. Possibly, due to deposition processes, not all the particles reach the interior of NEB, but those that do, will influence the AOD in the region.

CALIPSO aerosol classification was used to identify the aerosol types present in NEB during the study. The aerosol subtypes include dust, biomass burning, clean continental, polluted continental, marine and polluted dust. Figure 8d shows a CALIPSO aerosol subtype image for 27 September 2010, in which it is possible to observe in the orange circle, the presence of all 6 aerosol types within the first 5 km of the atmosphere. According to the figure, the predominant aerosol type is polluted dust. It is also possible to observe a small fraction of clean continental aerosols, clean marine and polluted continental and a very small fraction of pure dust. In the area close to the highest AOD pixel, mentioned before the CALIPSO aerosol subtypes were identified mostly as smoke, polluted continental and polluted dust. The identified aerosol types by CALIPSO corroborate that aerosols from biomass burning, were most likely responsible for the enhancement of the AOD in the region.



**Figure 8.** Case study CS-1 on 27 September 2010. MODIS AOD at 550 nm derived from AQUA and TERRA satellites. (a) Northwest Africa, the Atlantic Ocean and NEB, (b) NEB, (c) and (d) show the 10 and 12-day simulations of HYSPLIT backwards trajectories, respectively, ending over the state of Maranhão on 30 September 2010 at 13UTC. The red backward trajectory corresponds to 500 m, blue to 1500 m and green to 2500 m height. (e) presents the aerosol subtype for September 27 displaying the presence of (1) clean marine (in blue), (2) dust (in

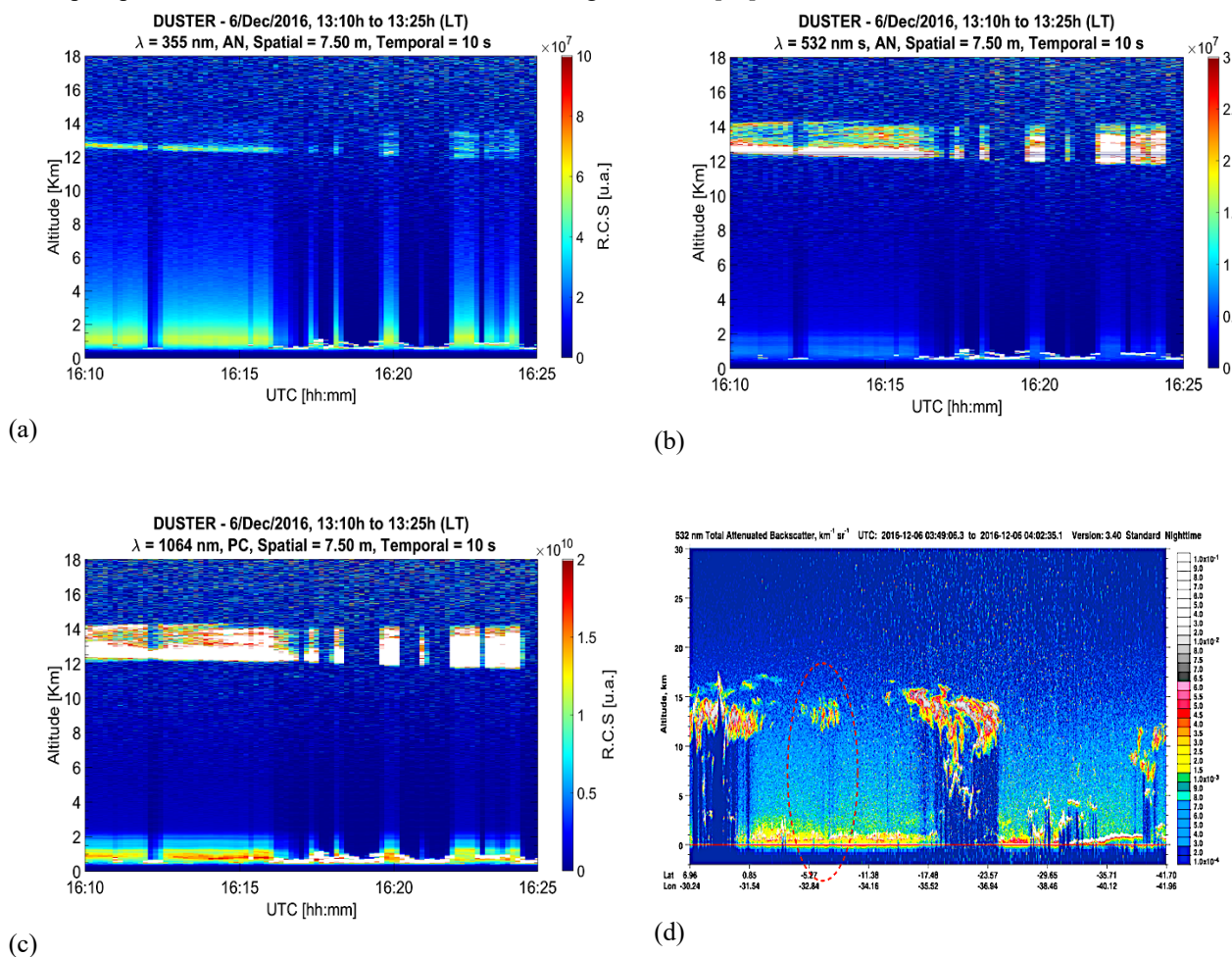


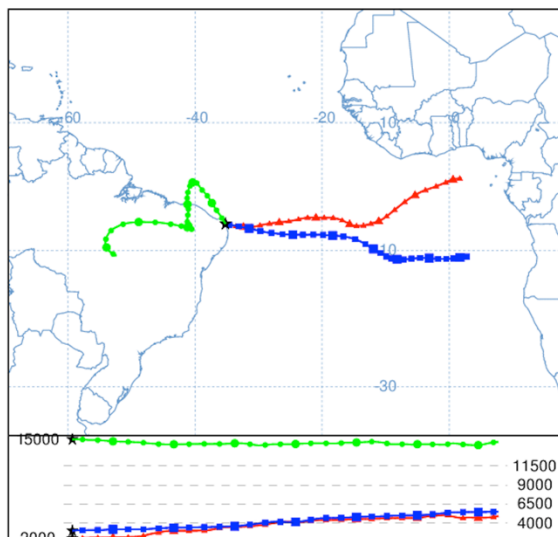
yellow), (3) polluted continental (in red), (4) clean continental (in green), (5) polluted dust (in brown) and (6) smoke (in black) aerosols.

### 3.3.2. Second Case Study (CS-2) over Natal/RN

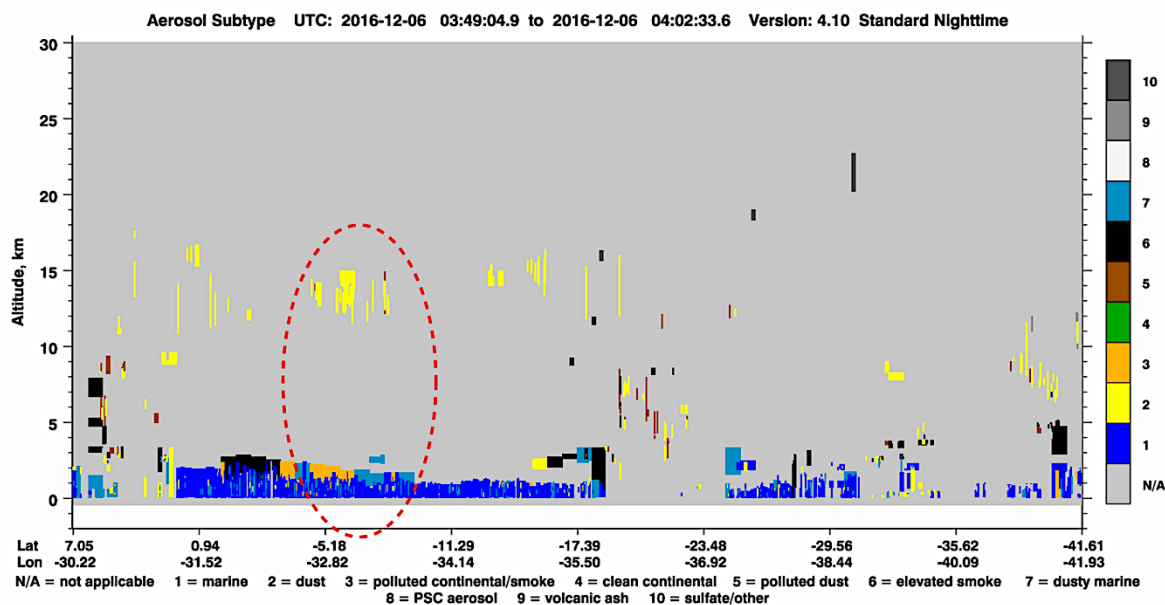
The second case study (CS-2) refers to the city of Natal. DUSTER/LIDAR data are collected and processed to observe the backscatter profiles in Natal since 2016. For case study CS-2 these profiles were compared to level 1 data from CALIPSO on 6 December 2016, with 81 km distance between the satellite footprint and the DUSTER.

Figure 9 corresponds to the DUSTER and its backscatter profiles at 335nm (a), 532nm (b) and 1064nm (c). It shows the aerosol layer detected by DUSTER (yellow/green in Figure 9a, white in Figure 9b, and located between 1-3 km height in accordance with the same observation by CALIPSO (Figure 9d – the red circle represents the region of Rio Grande do Norte), represented by yellow/red plumes at the same altitude. A challenge of measurements in the Natal atmosphere is the frequent presence of low clouds, as shown by the white lines between 1-2 km altitude. The presence of such clouds is common in the region and might be responsible for enhancing the AOD detected by the satellite as well as interfering with the DUSTER signal. Figure 9e shows the backward trajectories calculated by the HYSPLIT model which are based on reanalysis data from the Global Data Assimilation System (GDAS). From the simulations it is possible to observe transport of air masses from west Africa between 2-3 km altitude, which were responsible for the presence of the dust aerosols in the atmosphere of Natal. It is also possible to observe an unusually high dust aerosol layer in 15 km height, as shown by the CALIPSO aerosol subtype classification (Figure 9f). The air masses observed in 15 km height, detected by CALIPSO originated from the northern part of Brazil according to HYSPLIT, and correspond to inter-seasonal air masses associated to transport patterns related to the South Atlantic Convergence Zone [47].





(c)



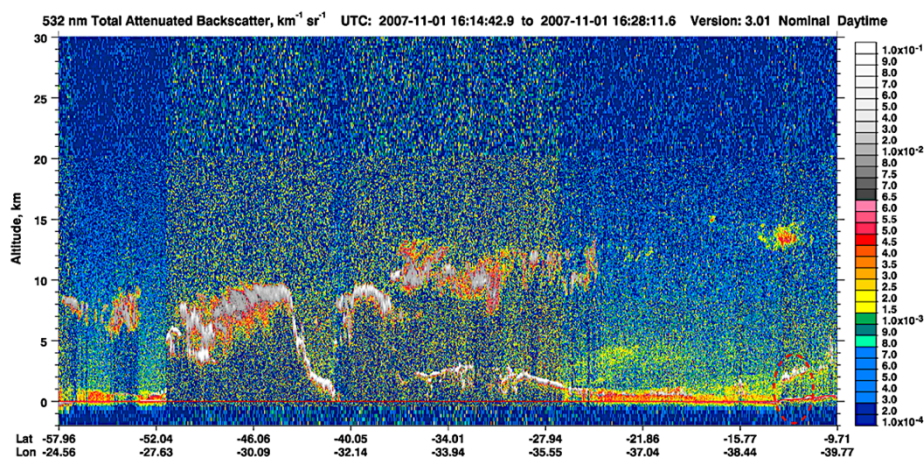
(f)

**Figure 9.** Case study CS-2 on 6 December 2016. (a) Backscatter profile at 355nm (a), 532 nm, and (b) 1064 nm (c) from DUSTER/LIDAR; (d) Backscatter profiles at 532 nm from CALIOP/LIDAR; (e) 7-day simulations of the backwards trajectories from HYSPLIT; (f) aerosol subtype from CALIPSO, displaying the (1) marine (in blue), (2) dust (in yellow), (3) polluted continental/smoke (in orange), (4) clean continental (in green), (5) polluted dust (in brown), (6) elevated smoke (in black), (7) dusty marine (in light blue), (8) PSC (in white), (9) volcanic ash (in gray), (10) sulfate/other (in dark gray) aerosols.

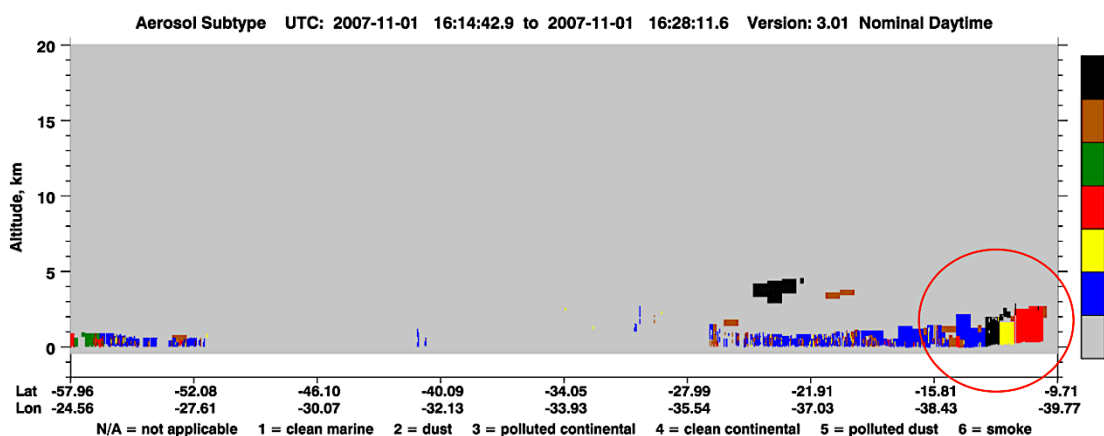
### 3.3.3. Third Case Study (CS-3) over Petrolina

The third case study focuses on November 1, 2007, where the satellite overpass at Petrolina (with a surface projection distance of 48 km) coincided with the measurements of the sun photometer. On this day, the sun photometer presented an AOD of 0.12 and AE of 0.93 that, combined with the attenuated backscatter integrated coefficient, indicated the presence of dust aerosols in Petrolina at about 1-3 km height. Those aerosols can be seen by the backscatter profile at 532 nm from CALIPSO, within the red circle (Figure

10a). The attenuated backscatter coefficient from CALIPSO shows, by its aerosol subtype, the presence of a dust layer (highlighted by the red mark), among marine and polluted aerosols in Petrolina (Figure 10b). The AERONET/PETROLINA site is located at a rural area, where the main production is from the agricultural sector. Thus, it is possible that the identified dust aerosols are locally emitted. The HYSPLIT backward trajectories (Figure 10c) show that air masses originate from the Atlantic Ocean and advect aerosols from Africa to Petrolina.

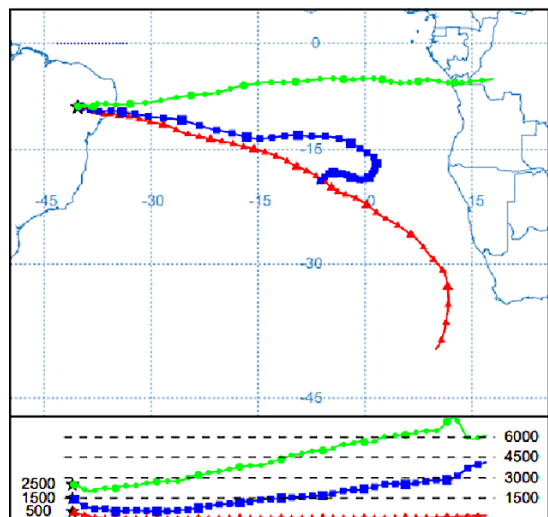


(a)



(b)





(c)

**Figure 10.** Case study CS-3 on 1 November 2007 at Petrolina/PE. (a) Total attenuated backscatter at 532 nm from CALIOP/CALIPSO. (b) Aerosol subtype from CALIOP/CALIPSO displaying the presence of (1) clean marine (in blue), (2) dust (in yellow), (3) polluted continental (in red), (4) clean continental (in green), (5) polluted dust (in brown) and (6) smoke (in black) aerosols (c) 10-day simulations of the backwards trajectories from HYSPLIT.

#### 4. Conclusions

This study comprises a combination of different remote sensing aerosol data bases and analyses to contribute to our understanding of the occurrences, types, and behavior of aerosols over Northeast Brazil (NEB). In general, it is possible to conclude primarily from the analysis of the 10-year MODIS data set (2005–2014) over NEB that the region has a general feature of low aerosol loading during all the years, with MODIS daily mean AOD of 0.20, ranging from 0.04–0.52, with most peaks around 0.3 and much less above this value. The different AOD products are consistent and show the same behavior. However, the inter-comparison of AOD from AERONET and CALIOP/CALIPSO data in Petrolina show that the AOD measured by the AERONET sun-photometer was systematically about 60% lower than the AOD derived from CALIOP/CALIPSO retrievals. We assume that the estimates of AERONET are missing out part of the aerosols, while CALIPSO takes into consideration all the information regarding aerosols in the total atmospheric column, following [52].

During all the period of MODIS AOD data we observed two well defined regular seasons, with a light AOD enhancement. One of these periods generally occurs early in the year, from January to March, while the second one occurs in the second half, from August to October. During the first AOD season most particles originate from the Sahara and are advected towards South and Central America, due to the southward shift of the ITCZ.

Another fact that explains the AOD increase are certainly activities in the region related to biomass burning, semi-artisanal ceramics production and sugar cane burning activities. These activities occur predominantly in, but are not restricted to, the states of Maranhão, Piauí and Bahia. A similar situation occurs in the second elevated AOD duration. During that time there are intensive biomass burning activities taking place in southern hemispheric Africa during the dry season. Meteorological systems, such as the west African monsoon circulation, low level jets and the eastern African jets, are responsible for aerosol transport towards the Americas, including the NEB region, as could be seen in the case studies.

In all the presented case studies (CS-1, CS-2 and CS-3) it was possible to observe that long-range transported aerosols contribute regularly to the aerosol patterns in the region. We analyzed data from three distinct measurement techniques, which all showed the same behavior. The MODIS case study (CS-1) showed that an increase of AOD values occurred due to a locally emitted event in the state of Maranhão. However, it also showed, by means of the backwards trajectories and the CALIPSO subtype, that aerosols

originated from southern hemispheric Africa. The second case study (CS-2) using data from the DUSTER/Lidar located in Natal, indicated the presence of a dust layer in 15 km altitude, transported from southern hemispheric Africa, which was also confirmed by the HYSPLIT backwards trajectories. The AERONET/CALIPSO case study (CS-3) showed that the values observed by the Petrolina site, characterized the aerosols on 1 November 2007 as dust, which was also confirmed by the trajectories and aerosol subtype classification. All the case studies presented a low aerosol loading over the region and intercontinentally transported aerosols from Africa or the Atlantic.

The found minimum AOD values by MODIS, CALIOP/CALIPSO, as well as AERONET in our study were all in the same order and identical or very close to their reported detection limits (0.03, 0.02, and 0.01, respectively) [56]. It is evident from the MODIS AOD time series analysis, that the data are very scarce over the NEB and Southern Atlantic. Part of this may be explained by cloud coverage, and thus contamination that hampers the retrieval. However, according to [56], the detection limit of MODIS may be one of the reasons: since aerosol loading is generally low over the NEB region, many values may be filled with the Retrieval Fill Value (RFV), such as investigated for CALIOP/CALIPSO by [56]. This study proposed a better algorithm for the CALIOP AOD product that substantially improved the number of available AOD measurements. The same could be investigated for the other AOD products. Additionally, a regionalization of the global MODIS AOD algorithm to optimize for the atmospheric conditions of NEB would most probably improve the product.

In resume, the aerosols from the Northeast Brazilian region cannot be considered as having a large impact on South America on a continental scale, as our results confirm. Rather, in the context of the constant uncontrolled and largely unplanned growth of urban areas in the region, land-use and land-use change, as well as long and medium range transport of aerosols are of great interest and contribute to the enhancement of aerosols and trace gases in the atmosphere.

The main goal of this study was to prepare and analyze a large aerosol database that will be continuously expanded for the purpose of advanced data assimilation and analyses with regional atmospheric chemistry models over the NEB region. The database will aid to compensate the high uncertainties in the presently available emission inventories for the region. Therefore, it is crucial to understand how this specific observational data is representative for the region to assure that future model simulation will in fact be improved by using information from the variety of available observations. Future studies will aim at a more comprehensive analyses of the satellite data over the whole region with the additional exploration of product suites from the next generation of satellites, such as ESA's Sentinel-5 products of aerosols and trace gases.

**Author Contributions:** Conceptualization, Aline M. de Oliveira, Cristina T. Souza, Hendrik Elbern, Judith J. Hoelzemann; methodology, Aline M. de Oliveira, Cristina T. Souza, Hendrik Elbern, Fabio J. S. Lopes, Judith J. Hoelzemann; software, Cristina T. Souza, Fabio J. S. Lopes; validation, Aline M. de Oliveira, Cristina T. Souza, Fabio J. S. Lopes; formal analysis, Aline M. de Oliveira, Cristina T. Souza, Nara P. M. de Oliveira, Aline K. S. Melo; investigation, Aline M. de Oliveira, Cristina T. Souza, Nara P. M. de Oliveira, Aline K. S. Melo; resources, Fabio J. S. Lopes, Eduardo Landulfo, Hendrik Elbern, Judith J. Hoelzemann; data curation, Aline M. de Oliveira, Nara P. M. de Oliveira, Aline K. S. Melo, Fabio J. S. Lopes, Eduardo Landulfo, Judith J. Hoelzemann; writing—original draft preparation, Aline M. de Oliveira, writing—review and editing, Aline M. de Oliveira, Cristina T. Souza, Fabio J. S. Lopes, Hendrik Elbern, Judith J. Hoelzemann; visualization, Aline M. de Oliveira, Nara P. M. de Oliveira, Aline K. S. Melo, Judith J. Hoelzemann; supervision, Fabio J. S. Lopes, Hendrik Elbern, Judith J. Hoelzemann; project administration, Aline M. de Oliveira, Judith J. Hoelzemann; funding acquisition, Aline M. de Oliveira, Cristina T. Souza, Nara P. M. de Oliveira, Aline K. S. Melo, Eduardo Landulfo, Judith J. Hoelzemann.

**Funding:** This research was funded by CNPq /MCTI – National Council for Science and Technology (*Conselho Nacional de Pesquisa*) of the Brazilian Ministry of Science, Technology and Innovation, via the research project, grant number 472706/2012-8 and via the Science Without Borders Program, grant number 40030-2015. The research work of five of the authors was financed by scholarships: CNPq also funded the postdoc scholarship of Fabio J. S. Lopes with its PDJ (Pós-Doutorado Júnior) support under grant number 150716/2017-6. CAPES/MEC - Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (*Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior*) of the Brazilian Ministry of Education through scholarships awarded through the Graduate-Program in Climate Sciences (PPGCC/UFRN) to the first four authors: Aline M. de Oliveira (PhD scholarship and an 8 months scholarship of the international

exchange program *Doutorado-Sanduiche*), Cristina T. Souza (PNPD postdoc of the *Programa Nacional de Pós Doutorado*), Nara P. M. de Oliveira (Master scholarship) and Aline K. S. Melo (Master scholarship).

**Acknowledgments:** The authors gratefully acknowledge the NOAA Air Resources Laboratory (ARL) for the provision of the HYSPLIT transport and dispersion model and READY website (<http://www.ready.noaa.gov>) used in this publication. We thank MSc. Marcos Paulo A. da Silva and MSc. Daniel Camilo F. S. Oliveira, former students of PPGCC/UFRN, for their support in preparing some of the figures, post-processing of DUSTER/Lidar data from Natal and CALLIOP/Lidar data, as well as measurements of the AERONET sun photometers, respectively. Both also provided support in the related discussions of these data. We also gratefully acknowledge the two anonymous reviewers who contributed substantially to improve our paper.

#### Conflicts of Interest:

#### References

- Andreae, M. O.; Crutzen, P. J. Atmospheric Aerosols: Biogeochemical Sources and Role in Atmospheric Chemistry. *Science* **1997**, *276*, 1052-1058; DOI: 10.1126/science.276.5315.1052.
- Andreae, M. O.; Merlet, P. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning. *G. Biochem. Cy.* **2001**, *15*, 955-966; DOI: 10.1029/2000GB001382.
- Gonçalves, W.A.; Machado, L.A.T; Kirstetter, P.E. Influence of biomass aerosol on precipitation over the Central Amazon. *Atmos. Chem. and Phys.* **2015** *15*, 6789–6800; DOI: 10.5194/acp-15-6789-2015, 2015.
- Li, J.; Posfai, M.; Hoobs, P.; Buseck, P. Individual aerosol particles from biomass burning in southern Africa: 2. Compositions and aging of inorganic particles. *J. Geoph. Res.* **2003**, *0*, 1-12; DOI: 10.1029/2002JD002291.
- Wallace, J. M.; Hobbs, P. V. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, 2nd ed.; Academic Press, Cambridge, United States of America, **2006**, pp 1-483.
- Charlson, R. J.; Shwartz, E. S.; Hales, J. M.; Cess, R. D.; Coakley JR, J. A.; Hansen, J. E.; Hofmann, D. J. Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols. *Science* **1992**, *255*, 423-430; DOI: 10.1126/science.255.5043.423.
- Streets, D. G.; Yan, F.; Chin, M.; Diehl, T.; Mahowald, N.; Schultz, M.; Wild, M.; Wu, Y.; and Yu, C. Anthropogenic and natural contributions to regional trends in aerosol optical depth. *J. Geoph. Res.* **2009**, *114*, 1980–2006; DOI 10.1029/2008JD011624.
- Highwood, E. J.; Wilcox, L.; Dunstone, N. The influence of anthropogenic aerosol on multi-decadal variations of historical global climate. *Environ. Res. Let.* **2013**, *8*, 1748-9326; DOI: 10.1088/1748-9326/8/2/024033.
- Kaufman, Y. J.; Tanré, D.; Boucher, O. A. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature* **2002**, *419*, 251 – 223; DOI: 10.1038/nature01091.
- Lohmann, U. Global indirect aerosol effects: a review. *Atmos. Chem. and Phys.* **2005**, *5*, 1680-7324; DOI: 10.5194/acp-5-715-2005.
- Kroll, J. H. and Seinfeld, J. H. Chemistry of secondary organic aerosol: Formation and evolution of low-volatility organics in the atmosphere. *Atmos. Environ.* **2008**, *42*, 3593-3624; DOI: 10.1016/j.atmosenv.2008.01.003.
- Lopes, F. J.; Moreira, G. A.; Rodrigues, P. F.; Guerrero-Rascado, J. L.; Andrade, M. F.; Landulfo, E. Lidar measurements of tropospheric aerosol and water vapor profiles during the winter season campaigns over the metropolitan area of Sao Paulo, Brazil. *Tech. Meas. Atmos. Remote Sensing* **2014**, *X*; DOI: 10.1117/12.2067374.
- Andreae, M. O; Artaxo, P.; Fisher, H.; Freitas, S. R.; Grégorie, J. M.; Hansel, A.; Hoor, P. ; Kormann, R.; Krejci, L. L.; Leiliveld, J.; Lindiger, W.; Longo, K;

- Peters, W.; de Reus, M.; Schereen, B.; Silva Dias, M. A. F.; Ström, J.; van Velthoven, P. F. J.; Willians, J. Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region. *Geoph. Res. Let.* **2001**, *28*, 951-954; DOI: 10.1029/2000GL012391.
- INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Available online: <http://queimadas.dgi.inpe.br/queimadas/portal> (accessed on August 21, 2019).
- FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo. Available online: <http://agencia.fapesp.br/pesquisadores-descrevem-trajetoria-do-rio-de-fumaca-que-escureceu-sao-paulo/31280/> (accessed on 21 August 2019).
- Dentener, F.; Kinne, S.; Bond, T.; Boucher, O.; Cofala, J.; Generoso, S.; Ginoux, P.; Gong, S.; Hoelzemann, J. J.; Ito, A.; Marelli, L.; Penner, J. E.; Putaud, J.P.; Textor, C.; Schulz, M.; van de Werf, G. R.; Wilson, J. Emissions of primary aerosol and precursor gases in the years 2000 and 1750 prescribed data-sets for AeroCom. *Atmos. Chem. and Phys.* **2006**, *6*, 4321–4344; DOI: 10.5194/acp-6-4321-2006.
- Van der Werf, G. R., Randerson, J. T., Collatz, G. J., and Giglio, L.: Carbon emissions from fires in tropical and subtropical ecosystems. *G. Change Bio.* **2003**, *9*, 547–562; DOI: 10.1046/j.1365-2486.2003.00604.x.
- Carboni, E.; Thomas, G. E.; Sayer, A. M. Siddan, R.; Poulsen, C. A.; Grainger, R. G.; Ahn, C.; Antoine, D.; Bevans, S.; Braak, R.; Brindley, H.; de Souza Machado, S.; Deuzé, L. J.; Diner, D.; Ducos, F.; Grey, W.; Hsu, C.; Kalashnikova, O. V.; Kahn, R.; North, P. R. J.; Salustro, C.; Smith, A.; Tanré, D.; Torres, O.; Veihelmann, B. Intercomparison of desert dust optical depth from satellite measurements. *Atmos. Meas. Techn.* **2012**, *5*, 1973–2002; DOI: 10.5194/amt-5-1973-2012.
- Mahowald, N.; Samuel, A. Jasper, F. K.; Engelstaeder, S.; Scanza, R., Ward, S. D.; Flanner, M. G. The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system. *Aeolian Res.* **2014**, *15*, 53-71; DOI: 10.1016/j.aeolia.2013.09.002.
- Ben-Ami, Y.; Koren, I.; Rudich, Y.; Artaxo, P.; Martin, S. T.; Andreae, M. O. Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin: a case study. *Atmos. Chem. and Phys.* **2010**, *10*, 7533–7544; DOI: 10.5194/acp-10-7533-2010.
- Papayannis, A.; Mamouri, R-E.; Amiridis, V.; Kazadsis, S. Systematic lidar observations of Saharan dust layers over Athens, Greece in the frame of EARLINET project (2004–2006). *Annals of Geoph.* **2009**, *27*, 3611–3620; DOI: 10.5194/angeo-27-3611-2009.
- Ridley, D. A.; Heald, C. L.; Kok, J. F.; and Zhao, C. An observationally constrained estimate of global dust aerosol optical depth. *Atmos. Chem. and Phys.* **2016**, *16*, 15097–15117; DOI: 10.5194/acp-16-15097-2016.
- Yu, H.; Dickinson, R.; Chin, M.; Kaufmann, Y.J. Annual cycle of global distributions of aerosol optical depth from integration of MODIS retrievals and GOCART model simulations. *J. Geoph. Res.* **2003**, *108*, 1-13; DOI: 10.1029/2002JD002717.
- Prospero, J. M.; Glaccum, R. A.; NEES, R. T. Atmospheric transport of soil dust from African to South America. *Nature* **1972**, *289*, 570–572; DOI: 10.1038/289570a0.
- Pérez, C.; Nickovic, S.; Baldasano, J. M.; Sicard, M.; Rocadenbosch, F.; Cachorro, E. V. A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modeling, *J. Geoph. Res.* **2006**, *111*, 1-16; DOI: 10.1029/2005JD006579.

- Guerrero-Rascado, J. L.; Olmo, F. J.; Avilés-Rodríguez, I.; Navas-Guzmán, F.; Pérez-Ramírez, D.; Lyamani, H.; and Alados Arboledas, L. Extreme Saharan dust event over the southern Iberian Peninsula in september 2007: active and passive remote sensing from surface and satellite. *Atmos. Chem. and Phys.* **2009**, *9*, 8453-8469; DOI: 10.5194/acp-9-8453-2009.
- Kaufman, Y. J.; Boucher, O. Tanré, D.; Chin, M.; Remer, L. A.; Takemura, T. Aerosol anthropogenic component estimated from satellite data. *Geoph. Res. Let.* **2005**, *32*, 1-4; DOI: 10.1029/2005GL023125.
- Barkley, A. E.; Prospero, J. M.; Mahowald, N.; Hamilton, D. S.; Pependorf, K. J.; Oehlert, A. M.; Pourmand, A. G.; Panechou-Pulcherie, K.; Blackwelder, Gston, C. J. African biomass burning is a substantial source of phosphorus deposition to the Amazon, Tropical Atlantic Ocean, and Southern Ocean. *Proce. National Acade. Sciences* **2019**, *116* (33), 16216-16221; DOI: 10.1073/pnas.1906091116.
- Ansmann, A.; Baars, H.; Müller, D.; Althausen, D.; Engelmann, R.; Pauliquevis, T. Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest. *Geoph. Res. Let.* **2009**, *36*, 1-5; DOI: 10.1029/2009GL037923.
- Wang Q.; Saturno, J.; Xuguang, C.; Walter, D.; Lavric, J. V.; Moran-Zuloaga, D.; Ditas, F.; Pöhlker, C.; Brito, J.; Carbone, S.; Artaxo, P.; Andreae, O. Modeling investigation of light-absorbing aerosols in the Amazon Basin during the wet season. *Atmos. Chem. and Phys.* **2016**, *16*, 14775–14794; DOI: 10.5194/acp-16-14775-2016.
- Williams, J.E.; Weele, M.; Velthoven, P.F.J.; Scheele, M.P.; Lioussé, C.; Werf, G.R. The Impact of Uncertainties in African Biomass Burning Emission Estimates on Modeling Global Air Quality, Long Range Transport and Tropospheric Chemical Lifetimes. *Atmosphere* **2012**, *3*, 132-163; DOI: 10.3390/atmos3010132.
- Gomes, F. A influência dos aerossóis na dinâmica da monção oeste africana: Efeito direto. Master Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, Brazil, 2009.
- Levy, R. C.; Remer, L. A.; Martins, J. V.; Kaufman, Y. J.; Plana-Fattori, A.; Redemann, J.; Wenny, B. Evaluation of the modis aerosol retrievals over ocean and land during CLAMS. *J. Atmos. Science* **2005**, *62*, 974 – 992; DOI: 10.1175/JAS3391.1.
- Remer, L. A.; Tanré, Y. J. K. D.; Mattoo, S.; Chu, D. A.; Martins, J. V.; Li, R. R.; Ichoku, C.; Levy, R. C.; Kleidman, R. G.; Eck, T. F.; Vermote, E.; Holben, B. N.; The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. *J. Atmos. Science* **2005**, *62* (4), 947- 973; DOI: 10.1175/JAS3385.1.
- de Oliveira, N. P. M. Avaliação da Razão Lidar do Satélite CALIPSO utilizando a Profundidade Óptica dos Aerossóis obtidos por um fotômetro solar da rede AERONET em Petrolina/PE, Brasil. Master thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brazil, 2018.
- Winker, D. M.; Vaughan, A. M.; Omar, A.; Hu, Y.; Powell, K. A.; Liu, Z.; Hunt, W. H.; Young, S. A. Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms. *J. Atmos. Oceanic Tech.* **2009**, *26*, 2310-2323; DOI: 105194/acp-7-5283-2007.
- Omar, A. H.; Winker, D. M.; Kittaka, C.; Vaughan, M. A.; Liu, Z.; Hu, Y.; Trepte, C. R.; Rogers, R. R.; Ferrare, R. A.; Lee, K.; Kuehn, R. E.; Hostetler, C. A. The CALIPSO automated aerosol classification and Lidar Ratio Selection

- Algorithm. *J. Atmos. Oceanic Tech.* **1994**, *26*, 1994- 2014; DOI: 10.1175/2009JTECHA1231.1.
- Melo, K. A. S. Análise das propriedades ópticas dos aerossóis na atmosfera sobre Natal/RN a partir de dados dos sistemas CALIPSO e DUSTER. Master thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brazil, 2018.
- Lopes, F. J. S.; Landulfo, E.; Vaughan, M. A. Evaluating CALIPSO's 532 nm lidar ratio selection algorithm using AERONET sun photometers in Brazil. *Atmos. Meas. Techn.* **2013**, *6*, 3281–3299; DOI: 10.5194/amt-6-3281-2013.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Available online: <https://www.ibge.gov.br/estatisticas-novoportal/por-cidade-estado/estatisticas.html?t=destaques&c=2408102>. (Accessed on 25 August 2018).
- da Silva, K.; dos Santos, C. S.; da Silva, M. M.; Alves, B. J. M.; Barbosa, A. B.; Freire, C. O.; Alcântara, C.; Sombra, S. S. Estudo dos Padrões de Ventos Offshore no Litoral do Ceará Utilizando Dados Estimados pelo Produto de Satélites BSW. *R. Brasileira Meteo.* **2017**, *32*, 579-690; DOI: 10.15590/0102-7786324015.
- Levy, R. C.; Mattoo, S.; Munchak, L. A.; Remer, L. A.; Sayer, A. M.; Pataditas, F.; Hsu, N. C. The Collection 6 MODIS aerosol products over land and ocean. *Atmos. Meas. Techn.* **2013**, *6*, 2989-3034; DOI: 10.5194/amt-6-2989-2013.
- Holben, B. N.; Tanré, D.; Smirnov, A.; Eck, T. F.; Slutsker, I.; Abuhassan, N.; Newcom, W. W.; Schafer, J. S.; Chatenet, B.; Kaufman, Y.; Vande Castle, J.; Setzer, A.; Markham, B.; Clark, D.; Frouin, R.; Halthore, R.; Karnelli, A.; O'Neil, N. T.; Pietras, C.; Pinker, R. T.; Voss, K.; Zibordi, G. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *J. Geoph. Res.* **2001**, *106*, 1207-12097; DOI: 10.1029/2002JD900014.
- Thomason, L. W.; Pitts, M. C.; Winker, D. M. CALIPSO observations of stratospheric aerosols: a preliminar assessment. *Atmos. Chem. and Phys.* **2007**, *7*, 5283-5290.
- Camilo, D. F. S. O. Propriedades ópticas de aerossóis na atmosfera de Natal/RN por meio de um fotômetro solar da rede AERONET. Master thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brazil, 2019.
- Landulfo, E.; Lopes, F.; Montilla, H.; Guedes, G. A.; Hoelzemann, J. J.; Fernandez, J.H.; Arboledas, L.; Rascado, J. L. DUSTER lidar: Transatlantic transport of aerosol particles from the Sahara and other sources: first results from the recently installed lidar and sunphotometer in Natal/Brazil. *Tech. Meas. Atmos. R. Sensing XII* **2016**, *10006*; DOI: 10.1117/12.2241386.
- Eck, T. F.; Reid, J. S.; O'Neill, N. T.; Schafer, J. S.; Dubovik, O.; Smirnov, A.; Yamasoe, M. A.; Artaxo, P. High aerosol optical depth biomass burning events: A comparison of optical proprieties for different source regions. *Geoph. Res. Let.* **2003**, *0*, 1-4; DOI: 10.1029/2003GL017861.
- Schuster, G.L.; Dubovik, O.; Holben, B. N. The Angstrom Exponent and Bimodal Aerosol Size Distributions. *J. Geoph. Res.* **2016**, *11*, 1-14; DOI: 10.1029/2005JD006328.
- Toledano, C. et al. Aerosol optical depth and Ångström exponent climatology at El Arenosillo AERONET site (Huelva, Spain). *Quart. J. Royal Meteorological Society* **2007**, *133*, 795–807; DOI: 10.1002/qj.54.
- Vergaz, R.; Cachorro, V. E.; Frutos, A. M.; Sorribas, M.; de la Morena, B. A.; Goloub, P. Columnar characteristics of aerosols by spectroradiometer measurements in the maritime area of the Cadiz Gulf (Spain). *Inter. J. Climatology* **2005**, *25*, 1781-1804; DOI: 10.1002/joc.1208.

- Anderson, T.; Charlson, R.; Winker, D.; Ogren, J.; Holmen, K. Mesoscale variations of tropospheric aerosols. *J. Atmos. Science* **2003**, *60*, 119-136; DOI: 10.1175/1520-0469(2003)060<0119:MVOTA>2.0.CO;2.
- Hoelzemann, J. J.; Longo, K.; Fonseca, R.; Rosário, N. M. E.; Elbern, H.; Freitas, S.; Pires, C. Regional representativity of AERONET observation sites during the biomass burning season in South America determined by correlation studies with MODIS Aerosol Optical Depth. *J. Geoph. Res.* **2009**, *114*, 1-20; DOI: 10.1029/2008JD010369.
- Kovacs, T. Comparing MODIS and AERONET aerosol optical depth at varying separation distances to assess ground-based validation strategies for spaceborne Lidar. *J. Geoph. Res.* **2006**, *111*, 24203; DOI: 10.1029/2006JD007349.
- Lopes, F. J. S. Validação dos dados do satélite CALIPSO utilizando um sistema Lidar de retroespalhamento elástico e fotômetro solar da rede AERONET. Ph.D thesis, Instituto de pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, Brazil, 2011.
- Yu, H.; Chin, M.; Yuan, T.; Bian, H.; Remer, L. A.; Prospero, J. M.; Omar, A.; Winker, D.; Yang, Y.; Zhang, Y.; Zhao, C. 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. *Geoph. Res. Lett.* **2015**, *42*, 1984-1991; DOI: 10.1002/2015GL063040.
- Toth, T. D., Campbell, J. R., Reid, J. S., Tackett, J. L., Vaughan, M. A., Zhang, J., and Marquis, J. W. Minimum aerosol layer detection sensitivities and their subsequent impacts on aerosol optical thickness retrievals in CALIPSO level 2 data products, *Atmos. Meas. Tech.*, **2018**, *11*, 499–514, <https://doi.org/10.5194/amt-11-499-2018>.
- Rocha-Lima, A.; Martins, V.; Remer, L. A.; Todd, M.; Marshm, J. H.; Engelstaedter, S.; Ryder, C.; Cavazos-Guerra, C.; Artaxo, P.; Colarco, P.; Washington, R. A detailed characterization of the Saharan dust collected during the Fennec campaign in 2011: in situ ground-based and laboratory measurements. *Atmos. Chem. and Phys.* **2018**, *18*, 1023–1043; DOI: 10.5194/acp-18-1023-2018.
- Moran-Zuloaga, D.; Florian, D.; Walter, D.; Saturno, J.; Brito, J.; Carbone, S.; Chi, X.; de Angelis, H.; Baars, H.; Godoi, R. H. M.; Heese, B.; Holanda, B.; Lavrics, J.; Martins, S.; Ming, J.; Pöhlker, M. L.; Ruckteschler, N.; Su, H.; Wang, Y.; Wang, Q.; Wang, Z.; Weber, B.; Wolff, S.; Artaxo, P.; Pöschl, U.; Andreae, M. O.; Pöhlker, C. Long-term study on coarse mode aerosols in the Amazon rain forest with the frequent intrusion of Saharan dust plumes. *Atmos. Chem. and Phys.* **2018**, *18*, 10055-10088; DOI: 10.5194/acp-18-10055-2018.
- Leal, I.; da Silva, J.; Tabarelli, M.; Lanher, M. Mudando o curso da conservação da biodiversidade na Caatinga do Nordeste do Brasil. *Megadiversidade* **2005**, *1*, 1-8.
- Mamouri, R. E.; Amiridis, V.; Papayannis, A.; Giannakaki, E.; Tsaknakis, G.; Bali, D. S. Validation of CALIPSO space-borne-derived attenuated backscatter coefficient profiles using a ground-based lidar in Athens, Greece. *Atmos. Meas. Tech.* **2009**, *2*, 513-522; DOI: 10.5194/amt-2-513-2009.
- Mona, L.; Pappalardo, G.; Amodeo, A.; D'Amico, G.; Madonna, F.; Boselli, A., Giunta, A.; Russo, F.; Cuomo, V. One year of CNR-IMAA multi-wavelength Raman Lidar measurements in coincidence with CALIPSO overpasses: Level 1 products comparison. *Atmos. Chem. and Phys.* **2009**, *9*, 7213–7228; DOI: 10.5194/acp-9-7213-2009.

- Stein, A. F.; Draxler, R. R.; Rolph, G. D.; Stunder, B. J. B.; Cohen, M. D.; Ngan, F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **2015**, *96*, 2059-2077; DOI10.1175/BAMS-D-14-00110.1.
- Rolph, G.; Stein, A.; and Stunder, B. Real-time Environmental Applications and Display sYstem: READY. *Environ. Model. Soft.* **2017**, *95*, 210-228; DOI: 10.1016/j.encsoft.2017.06.025.