



UNIVERSIDADE  
E D U A R D O  
MONDLANE

FACULDADE DE CIÊNCIA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA

LICENCIATURA EM METEOROLOGIA

Trabalho de Licenciatura

# **Avaliação da Influência dos Aerossóis na Radiação Solar Incidente na Cidade de Maputo**

**Autor:**

António Hermano Banze

Maputo, Agosto de 2022



Trabalho de Licenciatura

# **Avaliação da Influência dos Aerossóis na Radiação Solar Incidente na Cidade de Maputo**

**Autor:**

António Hermano Banze

**Supervisor:**

dr. Amino Naran

**Co-Supervisor:**

Dr. Marcelino Macome

Maputo, Agosto de 2022

## **DEDICATÓRIA**

Este trabalho é dedicado aos meus pais,  
Hermano Simeão Banze e Fátima Jaime Banze

## AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho, só foi possível com o incansável apoio de todos aqueles que em mim depositaram esperança. Portanto agradeço primeiro a Deus pelo dom da vida e pela graça que concedeu-me para a concretização de mais um objectivo.

- Ao meu supervisor dr. Amino U. Naran pela orientação, disponibilidade e apoio incansáveis em todas fases deste trabalho;
- Ao meu co-supervisor dr. Marcelino Macome pela disposição e valiosas contribuições na realização deste trabalho;
- À minha família pelo apoio incondicional, em particular aos meus pais pela paciência incansável e pelo apoio emocional e financeiro durante a minha jornada estudantil;
- Aos Docentes do Departamento de Física, Faculdade de Ciências da Universidade Eduardo Mondlane que contribuíram no meu desenvolvimento académico;
- À AERONET por conceder a permissão do uso dos dados e ao docente responsável pelo fotómetro solar CIMEL instalado no Departamento de Física, Professor Doutor António J. Queface;
- Ao Instituto Nacional de Meteorologia (INAM) em particular os Sr. Mundo e o Sr. Ismael por facultarem o acesso a dados;
- À todos meus colegas do Curso, em particular Bívar e Angelina, pelo companheirismo durante o curso;
- Aos meus amigos do Grupo IPS;
- E a todos que directa ou indirectamente, contribuíram para realização deste estudo, o meu muito obrigado.

## **DECLARAÇÃO DE HONRA**

Declaro por minha honra que este trabalho, para obtenção de grau de Licenciatura em Meteorologia na Faculdade de Ciências da Universidade Eduardo Mondlane, é de minha autoria, e da orientação dadas pelo meu supervisor. Todas as fontes consultadas estão devidamente indicadas no texto e nas referências bibliográficas. Os dados apresentados neste trabalho são originais e fonte da minha investigação. Os resultados obtidos nunca foram apresentados para obtenção de qualquer outro grau académico.

Maputo, Agosto de 2022

O autor

---

(António Hermano Banze)

## RESUMO

Este trabalho fornece uma avaliação da influência dos aerossóis na radiação solar incidente na Cidade de Maputo utilizando método estatístico para o período de um ano e seis meses. O período de estudo foi determinado através da análise da variabilidade mensal das emissões dos aerossóis dos anos de 2019 e 2020 a partir do conjunto de dados da rede da AERONET, e para os dados da radiação solar foram usados dados diários da radiação solar global colectados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INAM) em Maputo. Foram também feitas análises das possíveis fontes de emissão dos aerossóis a nível da cidade através de estudos desenvolvidos, tendo sido encontradas fontes marinhas assim como continentais, com destaque as emissões de queima de biomassa, combustíveis fósseis (com destaque de veículos) e emissões industriais. O resultado das análises estatísticas através de diagramas de dispersão das variáveis, assim como as equações dos modelos mostram que a concentração dos aerossóis na atmosfera da cidade de Maputo influencia na redução da incidência da radiação solar a mais de 10% em vários meses. Este resultado foi determinado pela correlação negativa entre as variáveis, sendo que para o ano de 2019 encontrou-se uma correlação negativa de  $R^2 = 0,57$  (57%) e  $R^2 = 0,11$  (11%) para os meses de Outubro e Novembro, respectivamente. E para o ano de 2020, os diagramas de dispersão das variáveis apresentam forte correlação para vários meses do ano comparativamente aos de 2019, tendo também uma correlação linear negativa entre os aerossóis e a radiação solar global nos meses Julho, Setembro e Novembro de  $R^2=0,37$  (37%),  $R^2=0,61$  (61%) e 0,23 (23%), respectivamente. A influência dos aerossóis na radiação solar foi observada através do comportamento da dispersão dos aerossóis obtido através de dados diários que indicaram uma tendência de redução da incidência da radiação solar quando esta incide sobre uma atmosfera com concentração de aerossóis acima de 0,4 de espessura óptica.

**Palavras-Chave:** aerossóis, radiação solar, regressão linear, Cidade de Maputo.

## ABSTRACT

This study provides an analysis of the influence of aerosols on incident solar radiation in Maputo City using a statistical method for the period of two years. The study period was determined by analyzing the monthly variability (2019 – 2020) of aerosol emissions from the AERONET network dataset and for the solar radiation data, it was used daily data of the global solar radiation collected by National Institute of Meteorology (INAM) in Maputo. It was also analyzed through developed studies different sources of aerosols emissions, having been found marine as well as continental sources like emissions from biomass burning, fossil fuels (with emphasis of vehicles) and industrial emissions. The result of the statistical analysis through scatter diagrams of the variables, as well as the model equations show that the concentration of aerosols in the atmosphere of the city of Maputo influences the reduction of the incidence of solar radiation to more than 10% in several months. This result was determined by the negative correlation between the variables, and for the year 2019 there was a negative correlation of  $R^2 = 0,57$  (57%) e  $R^2 = 0,11$  (11%) for the months of October and November, respectively. And for the year 2020, the scatterplots of the variables show a strong correlation for several months of the year compared to 2019, also having a negative linear correlation between aerosols and global solar radiation in the months of July, September and November of  $R^2=0,37$  (37%),  $R^2=0,61$  (61%) and  $R^2 =0,23$  (23%), respectively. The influence of aerosols on solar radiation was observed through the behavior of the dispersion of aerosols obtained through daily data that indicated a tendency to reduce the incidence of solar radiation when it falls on an atmosphere with an aerosol concentration above 0,4 optical thickness.

**Keywords:** Aerosols, Solar Radiation, Linear Regression, Maputo City.

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ADU	Albedo de Dispersão Único do inglês <i>Single Scattering Albedo</i> (SSA)
AERONET	<i>AErosol RObotic NETwork</i>
Aw	Clima tropical húmido de savana
BC	<i>Black Carbon</i>
CCN	<i>Clouds Condensation Nuclei</i>
ENSO	<i>El Nino-Southern Oscilation</i>
EOA	Espessura Óptica do Aerossol
INAM	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
ITCZ	Zona de Convergência Intertropical
GDE	<i>General Dynamic Equation</i>
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCN	Núcleo de Condensação de Nuvens
PA	Parâmetro de Angström
R	Linguagem de Programação para cálculos Estatísticos
RF	<i>Radiative Forcing</i>
OC	<i>Organic Carbon</i>
PBAPs	<i>Primary Biological Aerosol Particles</i>
POA	<i>Primary Organic Aerosols</i>
SAFARI	<i>South African Fire Atmosphere Research Initiative</i>
SCAR-B	<i>Smoke, Clouds and Radiation in Brazil</i>
SEA	Sudeste de África
STARE	<i>Southern Tropical Atlantic Region Experiment</i>
SOA	<i>Secondary Organic Aerosols</i>
TRAE	<i>Tropical Atlantic Experiment</i>
UEM	Universidade Eduardo Mondlane
ZCIS	Zona de Convergência Índico do Sul



## SÍMBOLOS E UNIDADES

$\alpha$	Coeficiente de Angstrom
$\beta$	Coeficiente de Turbidez
$\omega_{0(\lambda)}$	Coeficiente de extinção
$I$	Irradiância no detector
$I_0$	Irradiância no topo da atmosfera
$m$	Massa
$\theta$	Ângulo zenital
$\lambda$	Comprimento de onda
$\rho$	Densidade
$k$	Opacidade
$\omega_0$	Albedo de dispersão único
$\tau$	Profundidade óptica total
$\tau_A$	Profundidade óptica dos aerossóis
$\tau_{SR}$	Contribuição do espalhamento de Rayleigh na profundidade óptica total
$^{\circ}\text{C}$	Grau Celsius
$\text{Ar}$	Argônio
$\text{CO}$	Monóxido de carbono
$\text{CO}_2$	Dióxido de carbono
$\text{N}_2$	Nitrogênio
$\text{O}_2$	Oxigênio
$\text{CH}_4$	Metano
$\text{N}_2\text{O}$	Óxido de nitrogênio
$\text{SO}_2$	Dióxido de enxofre
$\text{CFCs}$	Clorofluorcarbonos
$\text{Aw}$	Clima tropical húmido de savana (Classificação climática de Köppen)
$E$	<i>Est</i>
$S$	<i>South</i>
$W$	<i>West</i>
$\text{hPa}$	Pressão atmosférica em hectopascal
$\text{Wm}^{-2}$	Energia por unidade de área
$R_d$	radiação direta
$R_g$	radiação global
$R_c$	radiação difusa
$T$	Temperatura
$BOL$	Balanco de ondas longas
$BOC$	Balanco de ondas curtas

## LISTA DE FIGURAS

Figura II—1. Amostra microscópica de aerossóis.....	4
Figura II—2. Ilustração dos espalhamentos de Rayleigh e Mie quando a radiação solar interage com os aerossóis .....	11
Figura II—3. Diagrama de distribuição de tamanho dos aerossóis separados por modas, fontes e os mecanismos que controlam a emissão, formação e remoção das partículas da atmosfera.....	13
Figura II—4. Ondas quebrando na praia de Catembe .....	14
Figura II—5. Queima de biomassa, incluindo incêndios florestais e a queima de campos na estação ferroviária. ....	15
Figura II—6. Associação das leis de Wien e de Stefan-Boltzman entende-se as diferenças entre as radiações emitidas pelo Sol e pela superfície terrestre. ....	17
Figura II—7. Balanço energético global. Os números representam a magnitude dos fluxos de energia individuais em $w/m^2$ .....	18
Figura II—8. Diferentes maneiras pelas quais as partículas dos aerossóis afectam o clima.....	20
Figura III—1. Mapa da localização da Cidade de Maputo.....	26
Figura III—2. Fotómetro Solar CIMEL instalado no departamento de Física.....	27
Figura III—3. Piranómetro instalado no Instituto Nacional de Meteorologia (Maputo) .....	28
Figura IV—1. Representação da espessura óptica dos aerossóis na atmosfera da Cidade de Maputo para os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro (2019), a), b), c) e d) respectivamente, para banda do visível no comprimento de onda de 500 nm .....	34
Figura IV—2. Representação da espessura óptica dos aerossóis na atmosfera da Cidade de Maputo para os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro (2020), a), b), c) e d) respectivamente, para banda do visível no comprimento de onda de 500 nm. ....	35
Figura IV—3. Representação da radiação solar global incidente na atmosfera da Cidade de Maputo para os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro (2019), a), b), c) e d) respectivamente...	37
Figura IV—4. Representação da radiação solar global incidente na atmosfera da Cidade de Maputo para os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro (2020), a), b), c) e d) respectivamente...	38
Figura IV—5. Diagrama de dispersão e correlação entre as concentrações de aerossóis e a radiação solar global para os meses de Outubro e Novembro (2019), a) e b) respectivamente. ....	44
Figura IV—6. Diagrama de dispersão e correlação entre as concentrações de aerossóis e a radiação solar global para os meses de Julho, Setembro e Outubro (2020), a), b) e c) respectivamente. ....	48

## LISTA DE TABELAS

Tabela III—1. Descrições de dados de AOD da AERONET versão 3. ....	28
Tabela III—2. Objectivos e métodos de análise de regressão .....	33
Tabela IV—1. Resumo dos valores mensais de radiação solar global para o ano de 2019 .....	44
Tabela IV—2. Resumo dos valores mensais de radiação solar global para o ano de 2020 .....	46
Tabela IV—3: Magnitudes da influência dos aerossóis na radiação solar incidente na atmosfera...	56

## ÍNDICE

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
DECLARAÇÃO DE HONRA	iii
RESUMO	iv
ABSTRACT	v
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	vi
SÍMBOLOS E UNIDADES	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	ix
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Contextualização	1
1.2. Problematização	2
1.3. Motivação	2
1.4. Justificação	3
1.5. Objectivos	3
1.5.1. Objectivo geral	3
1.5.2. Objectivos específicos	3
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	4
2.1. Aerossóis atmosféricos	4
2.1.1. Formação e tipos de aerossóis	4
2.1.2. Equação Dinâmica Geral de Aerossol (GDE)	5
2.1.3. Propriedades Ópticas dos Aerossóis	6
2.1.5. Observações de aerossol	12
2.1.6. Principais fontes dos aerossóis	13
2.2. Distribuição e balanço da radiação solar no sistema terra-atmosfera	16

2.3.	Efeitos dos aerossóis na radiação solar e clima	20
2.3.3.	Forçante radiativa de aerossóis	21
2.4.	Circulação Atmosférica sobre a Região de África Austral e Impactos Radiativos dos Aerossóis sobre a Região de África Austral	22
3.	MATERIAIS E MÉTODOS	25
3.1.	Área de estudo	25
3.1.1.	Descrição e caracterização da cidade de Maputo	25
3.2.	Instrumentação e dados	26
3.2.1.	Aerossóis	26
3.2.2.	Radiação Solar Global Incidente	29
3.3.	Análise de Regressão Linear para Avaliação da Influência dos Aerossóis Sobre a Radiação Solar	33
3.3.1.	Análise de Regressão Simples	33
3.3.2.	Regressão linear múltipla	34
3.3.3.	Linguagem R	35
3.4.	Análise da correlação entre as variáveis dos aerossóis e radiação solar global	36
4.	RESULTADOS E DISCUSSÕES	40
4.1.	Análise de distribuição temporal das concentrações dos aerossóis (Espessura Óptica de Aerossóis)	40
4.2.	Análise de distribuição temporal da radiação solar incidente sobre a Cidade de Maputo	43
4.3.	Análise da correlação entre aerossóis e radiação solar global para o ano de 2019	51
4.4.	Análise da correlação entre aerossóis e radiação solar global para o ano de 2020	53
5.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	58
5.1.	Conclusões	58
5.2.	Recomendações	59
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. Contextualização

Os aerossóis perturbam o equilíbrio da radiação da terra tanto directa, dispersando e absorvendo a radiação solar, como indirectamente, alterando as propriedades microfísicas das nuvens (Waggoner et al, 1981).

Aerossóis são partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera. Essas partículas podem ser originadas de fontes naturais ou de actividades humanas. A quantidade de partículas atmosféricas originárias da actividade humana tem aumentado substancialmente desde os tempos pré-industriais até os dias de hoje. Essas partículas podem, por exemplo, agir de forma a causar impactos significativos sobre o clima da Terra (Oliveira, 2012).

A atmosfera terrestre é constituída principalmente de Nitrogénio ( $N_2$ : 78,1% do volume), Oxigénio ( $O_2$ : 20,9% do volume) e Argónio (Ar: 0,93% do volume). Estes gases interagem de forma limitada com a radiação solar e não interagem com a radiação infravermelha emitida pela terra. Todavia, há uma série de gases traços como dióxido de carbono ( $CO_2$ ), metano ( $CH_4$ ), óxido nitroso ( $N_2O$ ) e ozono ( $O_3$ ) que absorvem e emitem radiação infravermelha. Estes gases traços, também denominados gases de efeito estufa, ocupam menos que 0,1% do volume da atmosfera e possuem um importante papel no balanço radiativo (Palácios, 2014).

Dentre os principais constituintes da atmosfera acima mencionados, existem os aerossóis que têm uma complexidade particular, pois podem ser emitidos por diversas fontes como partículas (aerossóis primários) ou formados na atmosfera pelos processos de conversão gás-partícula dos gases presentes na atmosfera (aerossóis secundários) (Seinfeld & Pandis, 1998).

As partículas de aerossóis são de especial interesse climático pois elas tanto servem de núcleos de condensação (CCN, do inglês *cloud condensation nuclei*) assim como espalham e absorvem a radiação solar (De Castro, 2009).

Em Maputo já foram realizados alguns estudos sobre aerossóis, a destacar, (Duvane, 2005), que determinou a concentração dos aerossóis usando o método gravimétrico, onde concluiu que a cidade de Maputo tem baixos níveis de poluição. Contudo, antes em 2004, (Buchir, 2004) havia realizado um estudo de propriedades ópticas dos aerossóis (espessura óptica dos aerossóis e Parâmetro de Angström) no comprimento de onda dos 530 nm entre 27 de Agosto à 24 de Setembro de 2003, tendo obtido uma média de EOA de 0,28 e média de PA de 1,10; onde chegou à conclusão que os maiores

factores que contribuem para o aumento de níveis de concentração de aerossóis são as queimadas de combustíveis fósseis e da biomassa. Queface et al, (2003) desenvolveram um estudo para Ilha de Inhaca usando o fotómetro CIMEL Sun, onde caracterizaram as propriedades ópticas dos aerossóis nesta região. A espessura óptica do aerossol mostrou a variabilidade do dia-dia na carga do aerossol, com 50% das medições totais (195 dias) acima de 0,2; indicando alta turbidez na atmosfera neste local. Os níveis de espessura óptica do aerossol observados na Ilha de Inhaca são característicos de uma atmosfera marinha poluída, com uma média geral de 0,26.

### **1.2. Problematização**

As perturbações antropogénicas no sistema terrestre têm sido inequivocamente associadas às mudanças climáticas observadas e lançam fundamentada preocupação quanto à sustentabilidade e vulnerabilidade deste para a sociedade humana no futuro (Freitas et al, 2009). As partículas de aerossóis são capazes de influenciar significativamente nas propriedades radiativas e químicas da atmosfera, assim, desempenham um papel potencialmente expressivo no clima global (Palácios, 2014). Com o aumento das fontes poluidoras na região, a cidade de Maputo é assolada por diversas variações de tempo e por fenómenos meteorológicos que se encontram fora do padrão climático conhecido. Estas variações e alterações têm sido observadas na cidade de Maputo, manifestando-se através de fenómenos tais como frequência de precipitações intensas, secas severas e que podem estar associadas com a perturbação da distribuição da radiação solar.

### **1.3. Motivação**

Os efeitos provocados pelos aerossóis sobre a atmosfera são estudados extensivamente em diferentes escalas de espaço e tempo, assim como seus vários efeitos sobre o clima. Estudos das suas características em escalas locais e globais, assim como as mudanças dos parâmetros atmosféricos e suas relações com a radiação solar, são de grande importância para a pesquisa atmosférica. Vários estudos têm sido desenvolvidos para se entender o papel que os aerossóis desempenham nas alterações do clima de uma região. Portanto, existe ainda a necessidade de se fazer estudos para pequenas escalas espaciais que são influenciados pelos aerossóis. Com o avanço de diferentes métodos estatísticos de análises de dados com facilidades de avaliar influências e interações entre variáveis climáticas, assim como com elevada disponibilidade de dados sobre as condições atmosféricas, encontra-se a oportunidade de usar métodos estatísticos para estudos de correlação existente entre as variáveis meteorológicas em regiões de pequena escala e obter-se uma representação mais real da influência que os aerossóis poderão ter sobre a radiação solar.

#### 1.4. **Justificação**

Entender os processos de como os aerossóis afectam a radiação solar na terra ainda permanece como um tema não conclusivo, em um estágio de acumulação de conhecimentos, e não compreendido completamente. As interações entre aerossóis e a radiação solar são uma das maiores fontes de incertezas na quantificação da forçante antropogénica sobre o clima na terra, constituindo assim uma justificativa para que esforços sejam feitos na busca por um melhor entendimento da questão (Cubasch et al, 2013). Sabe-se que o clima, conforme quantificado, por exemplo, pela temperatura média global, é determinado por troca de energia e em um clima de equilíbrio, significa que o balanço radiativo também encontra-se em equilíbrio. Pois as mudanças climáticas, como se está atualmente experimentando, são provocadas por um desequilíbrio no balanço radiativo (Dewitte & Clerbaux, 2017), havendo necessidade de se compreender a influência dos aerossóis sobre a radiação solar. A avaliação da influência dos aerossóis na atmosfera revela mudanças no balanço da radiação solar que chega à superfície devido às actividades antropogénicas e naturais. No entanto, tendo em conta que para se entender vários processos climáticos na atmosfera, deve-se antes compreender o comportamento da radiação solar e todos factores que influenciam a sua distribuição, julgando-se desta forma importante a realização desta pesquisa.

#### 1.5. **Objectivos**

##### 1.5.1. Objectivo geral

Avaliar a influência dos aerossóis na radiação solar incidente na Cidade de Maputo, utilizando o método de regressão linear simples.

##### 1.5.2. Objectivos específicos

- 1) Identificar as principais fontes emissoras de aerossóis na Cidade de Maputo.
- 2) Analisar a variabilidade temporal das emissões dos aerossóis na Cidade de Maputo.
- 3) Calcular os efeitos da presença de aerossóis na radiação solar na Cidade de Maputo.
- 4) Relacionar por meio de regressão linear os valores de profundidades ópticas dos aerossóis e os valores de radiação solar incidente.



## 2. Fundamentos Teóricos

### 2.1. Aerossóis atmosféricos

Os aerossóis são definidos como partículas líquidas ou sólidas em suspensão na atmosfera, as quais podem ter diferentes composições químicas e formas, com tamanhos variando de poucos nanómetros a dezenas de micrómetros (Seinfeld & Pandis, 1998).

A figura II—1 é uma apresentação dos diversos tipos, formas e tamanhos de aerossóis.

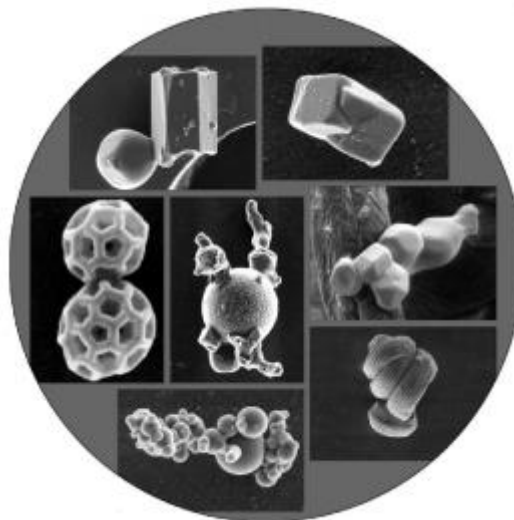


Figura II—1. Amostra microscópica de aerossóis. Fonte: (Maúre, 2013).

Os aerossóis são emitidos por diferentes fontes, tais como as fumaças resultantes de queimadas, lixeiras a céu aberto, fábricas e automóveis, partículas de sais marinhos emitidas pela agitação dos mares, e poeira originada por acção do vento e erupções vulcânicas. Consequentemente, são lançadas para a atmosfera partículas com características distintas em termos de composição química, tamanho, e geometria.

E os aerossóis, através da dispersão da radiação solar, podem diminuir a quantidade de energia solar que chega ao solo, resultando assim num arrefecimento da superfície terrestre (Trenberth & Fasullo, 2009). Além disso, os aerossóis podem absorver a energia solar causando um aquecimento da camada atmosférica onde se encontram os aerossóis (Wang, Che, Ma, Wang & Shi, 2009).

#### 2.1.1. Formação e tipos de aerossóis

Os aerossóis atmosféricos, sejam naturais ou antropogénicos, originam-se de duas vias diferentes: emissões de material particulado primário e formação de material particulado secundário a partir de precursores gasosos (Boucher, et al., 2013).

Os aerossóis são introduzidos na atmosfera através de processos naturais ou actividades antropogénicas, podendo ser resultantes da emissão de partículas directamente de sua fonte para a atmosfera (emissão primária) ou mesmo pelo produto da conversão de gases em partículas durante a junção de duas ou mais partículas primárias existentes na atmosfera (produção secundária) (Dutra, 2015). Esta pesquisa está voltada para os aerossóis emitidos pela acção humana (carbono negro, sulfato, dióxido de carbono).

Os principais constituintes do aerossol atmosférico são espécies inorgânicas (como sulfato, nitrato, amónio e sal marinho), espécies orgânicas (também denominado aerossol orgânico ou OA), carbono negro (BC, um tipo distinto de material carbonáceo formado a partir da combustão de combustíveis fósseis e de biomassa sob certas condições), espécies minerais (principalmente poeira do deserto) e partículas primárias de aerossóis biológicos (PBAPs). Poeira mineral, sal marinho, BC e PBAPs são introduzidos na atmosfera como partículas primárias, enquanto o sulfato, nitrato, amónio e sulfato sal marinho são predominantemente de processos de formação de aerossóis secundários. O aerossol orgânico tem ambos as fontes principais e secundárias. Na atmosfera actual, a maioria do carbono negro, sulfato, nitrato e amónio vêm de fontes antropogénicas, enquanto o sal marinho, a maioria das poeiras minerais e PBAPs são predominantemente de origem natural. Os aerossóis orgânicos primários e secundários (POA e SOA) são influenciados por fontes naturais e antropogénicas (Boucher, et al., 2013).

#### 2.1.2. Equação Dinâmica Geral de Aerossol (GDE)

Os processos físico-químicos que ocorrem na atmosfera podem alterar a formação do aerossol e a dinâmica de crescimento e, portanto, alterando a distribuição do tamanho do aerossol e a magnitude de sua interação com o clima (Maúre, 2013).

Os critérios básicos para tal distribuição devem incluir:

- (a) Cobertura de toda a faixa de tamanho da partícula (de 1 a 1000 nm);
- (b) Ajuste preciso do número de partículas, área de superfície e volume;
- (c) Base de leis físicas comprovadas.

Basicamente, existem três processos associados à formação do aerossol e à dinâmica de crescimento, nomeadamente a nucleação; coagulação/aglomeração; e condensação/evaporação (Maúre, 2013).

Em modelos climáticos, a dinâmica das partículas de aerossol - da formação ao crescimento das partículas - é representada por uma equação parcial integro-diferencial denominada Equação Dinâmica Geral de Aerossol (GDE) (Talukdar e Swihart, 2004 citados por Maúre, 2013). Esta equação descreve os processos de coagulação, condensação, evaporação e nucleação e, geralmente, não tem solução analítica (excepto em casos simplificados onde o crescimento de partículas foi negligenciado) (Friedlander, 1977) citado por Maúre, 2013). Equação 2.1 é um exemplo da forma geral do GDE. Esta equação representa os factores que impactam o equilíbrio da população de partículas no intervalo de volume limitado por  $v$  e  $v + dv$  (Maúre, 2013).

$$\begin{aligned} \frac{\partial n(v)}{\partial t} + \nabla \cdot Vn(v) - \nabla \cdot D(v)\nabla n(v) + \nabla \cdot V_{th}n(v) = \\ \frac{1}{2} \int_0^v \beta(\bar{v}, v - \bar{v})n(\bar{v})n(v - \bar{v})d\bar{v} - n(v) \int_0^\infty \beta(\bar{v}, v)n(\bar{v})d\bar{v} - \frac{\partial}{\partial v} \left[ n(v) \frac{dv}{dt} \right] + \end{aligned} \quad (2.1)$$

$$n(v)$$

Onde se tem a contribuição de cada factor para a mudança na população de aerossóis,  $(\partial n(v) / \partial t)$  ):

Divergência do fluxo:  $\nabla \cdot Vn(v)$

Difusão:  $\nabla \cdot D(v)\nabla n(v)$

Forças externas:  $+\nabla \cdot V_{th}n(v)$

Coagulação:  $\frac{1}{2} \int_0^v \beta(\bar{v}, v - \bar{v})n(\bar{v})n(v - \bar{v})d\bar{v} - n(v) \int_0^\infty \beta(\bar{v}, v)n(\bar{v})d\bar{v}$

Crescimento da partícula:  $\frac{\partial}{\partial v} \left[ n(v) \frac{dv}{dt} \right]$

Fontes internas:  $n(v)$

### 2.1.3. Propriedades Ópticas dos Aerossóis

O aerossol atmosférico interage com a radiação solar espalhando e absorvendo a radiação e tem um papel importante no balanço radiativo terrestre. As partículas de aerossol podem, tanto ter um efeito de esfriamento, como de aquecimento do ar na atmosfera, dependendo das propriedades ópticas (De Andrade Paixão, 2011).

Quando um feixe da radiação solar incide sobre uma partícula dois fenómenos podem ocorrer: espalhamento e absorção. Ainda, o espalhamento pode ser dividido entre fenómenos que conservam o comprimento de onda da luz incidente: reflexão, refração e difração.

A interação dos aerossóis com a radiação solar gera fenómenos físicos responsáveis pela extinção da radiação solar. Esta é normalmente descrita pela teoria Mie, onde por questão de simplicidade, as partículas de aerossóis são consideradas de forma esférica (De Siqueira, 2016). Para avaliar as características existentes na interação entre os aerossóis e radiação, é necessário conhecer as propriedades ópticas de aerossóis importantes, como o Albedo de Dispersão Único (ADU), Profundidade Óptica, Parâmetro de Ångström.

a) Profundidade Óptica

A profundidade óptica do aerossol é derivada a partir da Lei de Beer-Bouguer Lambert, a qual descreve a atenuação de um feixe monocromático de radiação ao atravessar um meio homogéneo. Para fins de aplicação atmosférica, essa lei é corrigida por um factor de distância Terra-Sol e adaptada devido a presença dos constituintes atmosféricos, como o espalhamento molecular, os aerossóis e os gases atmosféricos (Prado, 2017).

Pela Lei de Beer-Lambert para calcular a profundidade óptica faz-se uma medida directa ao sol (medida de extinção), onde essa profundidade óptica pode ser expressa em função do ângulo zenital solar ( $\theta$ ) (Dos Santos Oliveira, 2016):

$$m = \sec \theta \quad (2.2)$$

A partir da Lei Beer-Lambert é possível calcular a Profundidade Óptica Total cuja expressão é obtida manipulando a Equação 2.2.

$$\tau = -\frac{1}{m} \ln\left(\frac{I}{I_0}\right) \quad (2.3)$$

E para calcular a profundidade óptica de aerossóis ( $\tau_A$ ), é preciso retirar do total as contribuições referentes ao Espalhamento Rayleigh (Dos Santos Oliveira, 2016).

$$\tau_A = \tau - \tau_{SR} \quad (2.4)$$

Onde  $\tau_{SR}$  é a contribuição do Espalhamento Rayleigh na profundidade óptica total.

Então, AOD pode ser entendida como a carga de aerossóis na coluna atmosférica (do ponto de medição até o topo da atmosfera), ou seja, é um indicador da quantidade de aerossóis. E é a partir desse parâmetro, usando algoritmos de inversão e a Teoria de Espalhamento Mie, que se obtém o tamanho dos aerossóis e como eles estão distribuídos na atmosfera (Dos Santos Oliveira, 2016).

As observações de satélite fornecem o único meio prático de medir continuamente as propriedades do aerossol globalmente, ajudando a reduzir a incerteza significativa em torno das estimativas globais do forçamento radiativo do aerossol global (Heineman e Fischer, 2000 citados por Tummon, 2011). Isso é particularmente verdadeiro nas regiões oceânicas, onde existem muito poucos locais de monitoramento baseados na superfície (Tummon, 2011).

Várias propriedades ópticas de aerossol podem ser medidas do espaço, como profundidade óptica, distribuição de tamanho de partícula, bem como tipo de aerossol. As detecções de aerossol são mais precisas quando a carga do aerossol é alta, uma vez que, em condições atmosféricas limpas, a magnitude absoluta da recuperação do aerossol torna-se comparável à magnitude do erro associado à própria medição, e as recuperações do aerossol não são tão precisas (Tummon, 2011).

Na verdade, foi sugerido que a maior parte do forçamento radiativo do aerossol pode ocorrer dentro do nível de ruído da maioria dos instrumentos de sensoriamento remoto (Remer et al., 2002 citados por Tummon, 2011). Este é particularmente o caso em regiões remotas, onde, embora as concentrações sejam geralmente muito baixas, e o transporte de aerossol de uma fonte distante (por exemplo, uma região industrial ou deserto) pode facilmente dobrar a carga de aerossol acima dos níveis de fundo, dobrando assim o forçamento radiativo, mas ainda permanecendo dentro dos níveis de ruído do instrumento (Heineman e Fischer, 2000 citados por Tummon, 2011).

#### b) Albedo de Dispersão Único

Representa a razão entre o coeficiente de espalhamento e o coeficiente de extinção, simbolizado por  $\omega_0(\lambda)$ , definido como sendo a razão entre a profundidade óptica de espalhamento do aerossol e a profundidade óptica de extinção (Prado, 2017).

$$\omega_0 = \frac{\tau_{esp}(\lambda)}{\tau_{ext}(\lambda)} \quad (2.5)$$

Onde:

$\omega_0$ : é o albedo de dispersão único

$\tau_{esp}(\lambda)$ : é a profundidade óptica do espalhamento

$\tau_{ext}(\lambda)$ : é profundidade óptica da extinção

c) Parâmetro de Ångström

O Parâmetro de Ångström, também chamado de expoente  $\alpha$ , representa a dependência espectral da profundidade óptica, representando-se pela seguinte fórmula:

$$\tau_{\alpha} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2.6)$$

Onde:

$\beta$ : é a constante referente ao coeficiente de turbidez com profundidade óptica

$\lambda$ : é o comprimento de onda

$\alpha$ : é o coeficiente de Ångström, e este é relacionado a distribuição de tamanho das partículas.

Fazendo-se a razão da equação acima (Eq. 2.6) entre dois comprimentos de onda  $\lambda_1$  e  $\lambda_2$  e aplicando o logarítmo em ambas as partes da expressão, o coeficiente de Ångström pode ser escrito como:

$$\alpha = \frac{d \ln \tau^{aer}}{d \ln \lambda} = - \frac{\ln\left(\frac{\tau_{\lambda_1}}{\tau_{\lambda_2}}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)}; \frac{d(\ln \tau^{aer})}{d(\ln \lambda)} \quad (2.7)$$

Onde  $\lambda_1$  é o comprimento de onda menor,  $\lambda_2$  é o comprimento de onda maior e o  $\ln(\beta)$  foi subtraído da equação devido a diferença entre os comprimentos de onda.

Os valores típicos de  $\alpha$  variam de quase zero para uma população de aerossóis dominados pela fracção grossa, como por exemplo, poeira do deserto do Saara (Holben et al., 1991 citados por De Andrade Paixão, 2011), maior que 2 para aerossóis dominados por partículas da moda fina tais como aerossóis de queimadas, e entre 4 no regime Rayleigh (Seinfeld e Pandis, 2006 citados por De Andrade Paixão, 2011).

Portanto, o coeficiente de Ångström pode ser entendido como um indicador óptico do tamanho dos aerossóis, ou seja, é uma parametrização da profundidade óptica de aerossóis (Dos Santos Oliveira, 2016).

#### 2.1.4. Interação entre radiação e aerossóis

A radiação solar ao entrar na atmosfera sofre um processo de dispersão óptica que pode ser modelada considerando a atmosfera constituída por partículas que estão suficientemente distantes umas das outras, de tal maneira que se podem desprezar as interações mútuas.

A radiação se comporta de duas formas ao se propagar, uma como partícula e outra como onda. Como partícula permite que a radiação seja quantificada por meio de pacotes de energia (fótons) e como onda permite o estudo de comprimento de onda, frequência, entre outros conceitos (Martins, 2006 citado por Dos Santos Oliveira, 2016). Esse comportamento dual permite que a radiação interaja com os aerossóis que compõem a atmosfera de formas distintas: espalhamento, absorção e emissão.

Ångström afirmou que as influências que causam uma diminuição da energia incidente, ao atravessar a atmosfera, estão divididas em dois grupos principais: a absorção selectiva pelos gases da atmosfera e o efeito de espalhamento ou difusão da atmosfera pelas moléculas e pela poeira (Oliveira D. C., 2019).

Os mecanismos de interação da radiação com a atmosfera abordados neste estudo são os de espalhamento e de absorção. O espalhamento da radiação pela atmosfera é classificado em espalhamento Rayleigh e o espalhamento Mie.

##### a) Espalhamento Rayleigh

Quando a radiação eletromagnética atinge uma partícula, a energia é distribuída em várias direcções. O espalhamento da radiação solar sem perda de energia que atinge o centro da molécula é chamado de espalhamento Rayleigh. Este processo pode ser considerado um processo de atenuação da radiação solar porque parte desta gerada pela fonte (Sol) não alcançará a terra (Santana, 2012).

O espalhamento Rayleigh apresenta forte dependência espectral, de forma que, quanto menor o comprimento de onda da radiação eletromagnética incidente, maior a quantidade de energia removida do feixe devido ao espalhamento molecular (Yamasoe; Corrêa, 2016 citados por Oliveira D. C., 2019).

De uma forma mais explicativa, o espalhamento Rayleigh acontece quando os aerossóis cujas dimensões são menores que o comprimento de onda da radiação incidente, espalhando a radiação de forma similar ao espalhamento produzido pelas moléculas.

## b) Espalhamento Mie

Este espalhamento é causado pela colisão da luz com uma partícula esférica de tamanho arbitrário (dimensões iguais ou maiores que o comprimento de onda da radiação). Este modelo é utilizado para descrever a interação de aerossóis e gotas de água na nuvem com a radiação eletromagnética (Santana, 2012).

A figura 2 ilustra os espalhamentos de Rayleigh e Mie da quando a radiação solar interage com os aerossóis.



Figura II—2. Ilustração dos espalhamentos de Rayleigh e Mie quando a radiação solar interage com os aerossóis. Fonte: (Dos Santos Oliveira, 2016).

A explicação mais clara sobre a interação da radiação com a atmosfera é obtida resolvendo a equação de transferência radiativa, a qual considera que o feixe radiativo incidente num meio sofre absorção, espalhamento e contribuição de emissões ou re-espalhamentos na direção do feixe .

A radiação pode interagir com a atmosfera através de diferentes processos, e para melhor descrição dessa interação é pela lei de Lambert.

## c) Lei de Beer-Lambert

A Lei de Beer-Lambert descreve o comportamento de um raio de luz monocromático ao atravessar um meio (a atmosfera), onde a intensidade da luz diminui ao se propagar nesse meio (atenuação) devido as interações (espalhamento e absorção) da radiação e a matéria (partícula ou molécula) (Dos Santos Oliveira, 2016). A Lei de Beer-Lambert é expressa da seguinte forma:

$$I = I_0 e^{-\tau m} \quad (2.8)$$

Onde:

$I$  é a irradiância a nível do solo ;  $I_0$  é a irradiância extraterrestre;  $\tau$  é a profundidade óptica de aerossóis e  $m$  é a massa óptica, definida como a razão entre a profundidade óptica na vertical e profundidade



óptica em outra direcção (Toledano, 2005 citado por Dos Santos Oliveira, 2016), e é expressa em função do ângulo zenital  $\theta$  (em radianos) por:

$$m = \frac{1}{\cos \theta} = \sec \theta \quad (2.9)$$

A partir da Lei Beer-Lambert é possível calcular a Profundidade Óptica Total cuja expressão é obtida manipulando a Eq. (2.8).

$$\tau = \frac{1}{m} \ln \left( \frac{I}{I_0} \right) \quad (2.10)$$

E para calcular a profundidade óptica de aerossóis ( $\tau_A$ ), é preciso retirar do total as contribuições referentes ao Espalhamento Rayleigh (Dos Santos Oliveira, 2016) usando a Eq. (2.4).

#### 2.1.5. Observações de aerossol

A natureza altamente heterogénea das concentrações de aerossol significa que a observação em escala global de longo prazo dessas partículas é difícil. As medições *in situ*, sejam em solo ou em aeronaves, têm sido tradicionalmente consideradas as mais confiáveis, no entanto, por causa de sua cobertura espacial limitada (e quase sempre cobertura temporal também), são inadequadas para o monitoramento global das propriedades e processos do aerossol. Esses tipos de medições geralmente também não descrevem as características do aerossol da coluna atmosférica total, uma característica que é particularmente importante para a validação do modelo (Dubovik et al., 2002 citados por Tummon, 2011). Desde o início da era dos satélites, as técnicas de sensoriamento remoto têm fornecido um meio global e não intrusivo de medir as características do aerossol em escalas temporais relativamente altas. Essas observações, no entanto, requerem a extracção da contribuição do aerossol do sinal medido, um processo que geralmente depende da parametrização de uma série de propriedades superficiais e atmosféricas (Dubovik et al., 2002 citados por Tummon, 2011). Essas suposições são geralmente feitas em uma escala global e, portanto, podem não ser precisas para todas as regiões durante todas as estações. Como resultado, uma incerteza considerável ainda está associada às medições baseadas em satélite. No entanto, no momento, as medições baseadas em satélite das propriedades do aerossol são certamente úteis em termos de sua cobertura global quase contínua,

embora sua precisão continue a ser refinada, particularmente em termos de sua capacidade de medir na vertical (Kaufman et al., 1997; King et al., 1999 citados por (Tummon, 2011).

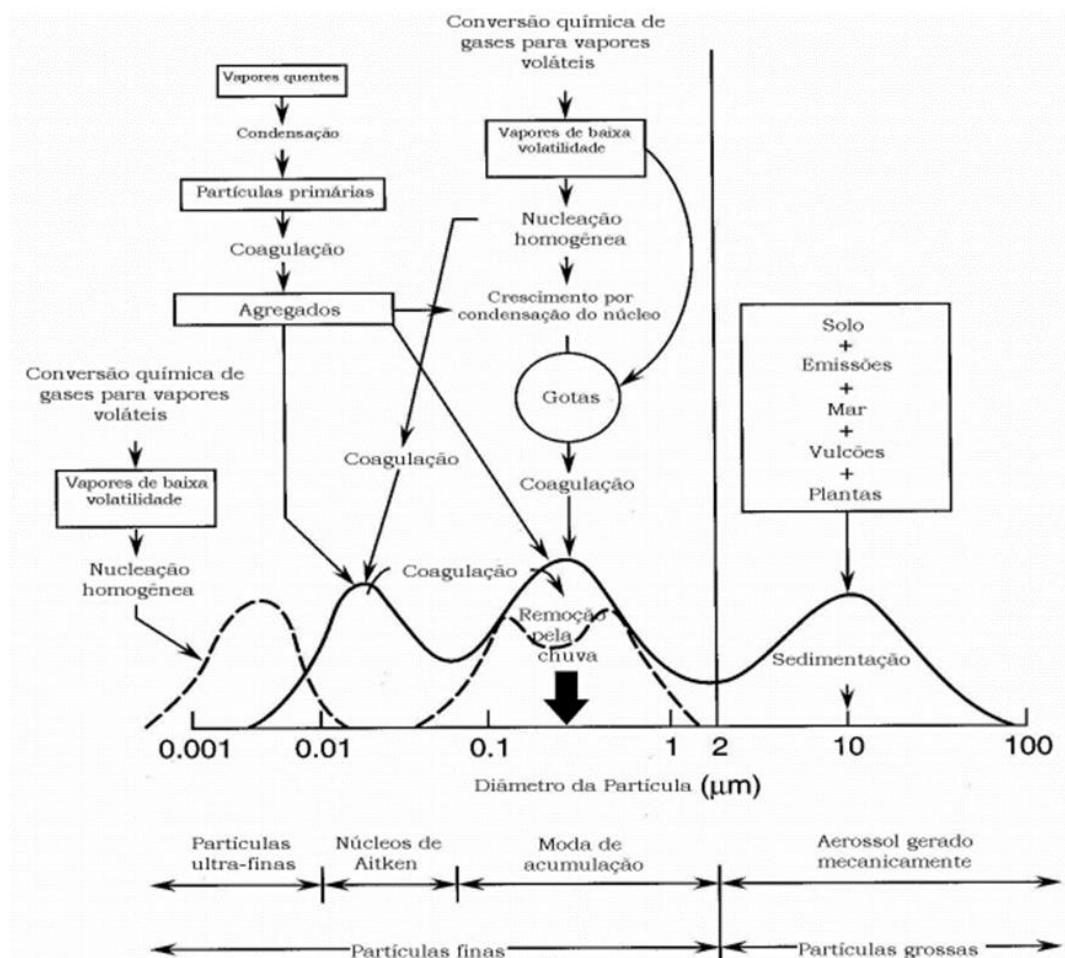


Figura II—3. Diagrama de distribuição de tamanho dos aerossóis separados por modas, fontes e os mecanismos que controlam a emissão, formação e remoção das partículas da atmosfera. Fonte: (Oliveira, 2007).

#### 2.1.6. Principais fontes dos aerossóis

As fontes de aerossóis atmosféricos podem ser terrestres e extraterrestres, onde a fonte extraterrestre contribui principalmente na estratosfera. Os aerossóis originados na atmosfera de fontes terrestres são de processos naturais e de actividade antropogénica. As fontes naturais, primárias ou directas de aerossóis incluem poeira interplanetária (meteoritos), poeira terrestre, aerossóis de sal marinho, aerossóis vulcânicos e produção de aerossóis biogénicos. Fontes indirectas ou fontes secundárias incluem as reacções químicas, convertendo as espécies gasosas antropogénicas naturais e artificiais em partículas sólidas ou líquidas. Do processo de conversão de gás em partículas e seu tamanho está

abaixo de cerca de 0,2 micrômetros em diâmetro. Em uma escala global, as fontes naturais de aerossóis são três a quatro vezes maiores do que os aerossóis antrópicos, mas em escala regional, a emissão antrópica pode ser significativa (Charlson et al, 1992 citados por Rathore et al, 2017).

A nível global são encontradas diversas fontes de emissão de aerossóis, com destaque para as poeiras do solo nas regiões dos desertos, leitos de lagos secos, franjas desérticas semi-áridas e as áreas onde a vegetação foi reduzida pela industrialização e outras actividades humanas (Kusky, 2008). Outras fontes de aerossóis encontradas a nível global são os aerossol vulcânico que são ejetados na atmosfera por fortes erupções vulcânicas e leva a mudanças de curto prazo no clima . Vários gases evoluíram durante o vulcão, que sofre conversão de gás em partículas e essas partículas injectadas na estratosfera, rapidamente se dispersam pelo globo em grande escala (Rathore et al, 2017).

A nível da região da cidade de Maputo, as fontes a considerar são as fontes marinhas denominadas aerossóis de sal marinho, produzido principalmente pelo estouro de bolhas de ar arrastadas pela superfície do oceano durante a formação da capa branca. Os investigadores descobriram que cerca de 30% da carga global de aerossóis são devidos ao aerossol de sal marinho. É muito difícil estimar a taxa de produção deste aerossol porque depende da velocidade do vento, da salinidade e do estado do mar. Este aerossol é dominante principalmente na região da atmosfera marinha, onde a velocidade do vento é alta ou onde as outras fontes de aerossol são muito fracas (Rathore et al, 2017). A cidade de Maputo é uma cidade próxima a fontes marinhas como praias, entretanto, esta pode ser uma fonte com influências na quantidade de aerossóis existentes na atmosfera. Abaixo tem-se a Figura 4 onde se mostra as ondas quebrando na praia do Catembe.



Figura II—4. Ondas quebrando na praia de Catembe

Outras fontes a considerar a nível da região da cidade de Maputo são os aerossóis provenientes da queima de biomassa. Esta fonte de aerossóis é global e desempenha um papel importante durante a época de verão, quando as folhas secas das árvores queimam espontaneamente devido à temperaturas elevadas. A África possui a maior intensidade desta fonte, onde se encontram 40% da queima de biomassa total (Rathore et al, 2017). Nas regiões tropicais, a queima de lenha e resíduos agrícolas é a principal fonte de energia. A queima de biomassa produz partículas de aerossol primário e gases precursores para a formação de aerossol secundário (Rathore et al, 2017).



Figura II—5. Queima de biomassa, incluindo incêndios florestais e a queima de campos na estação ferroviária. Fonte: (Rathore et al, 2017).

Para além das fontes marinhas e biomassa, a cidade de Maputo é também cercada de indústrias onde devido às diversas actividades industriais e tecnologias usadas, os aerossóis atmosféricos resultantes destas fontes apresentam uma grande variabilidade na composição e dimensão. Embora a determinação da origem dos aerossóis provenientes de grandes indústrias seja possível devido aos diversos estudos já realizados, a determinação da contribuição das pequenas indústrias é ainda incerta (Rodrigues, 2009).

A cidade de Maputo é também uma região muito movimentada e desenvolvida comparativamente as outras cidades de Moçambique e como consequência encontra-se também as fontes de queima de combustíveis fósseis (com destaque para veículos automóveis), poeira proveniente de construção de edifícios dentro das cidades, embora não de uma forma tão acentuada como outras fontes, a combustão doméstica como resultado de falta de recursos mais limpos nas zonas urbanas, o uso excessivo de carvão para aquecimento e confecção de alimentos conduz emissões primárias de partículas para o atmosfera.

## 2.2. Distribuição e balanço da radiação solar no sistema terra-atmosfera

A radiação solar é uma forma de energia eletromagnética emitida pelo sol e viaja pelo espaço na forma de uma onda. A radiação solar que atinge o topo da atmosfera terrestre é conhecida como radiação extraterrestre. A quantidade estimada dessa radiação por unidade de tempo e unidade de área na distância média sol-terra é  $1367 \text{ Wm}^{-2}$  (Duffie e Beckman, 1991 citados por Macome, 2004). No entanto, quase metade dessa radiação é absorvida por moléculas de ar ou refletida e espalhada por nuvens e pequenas partículas atmosféricas como aerossóis antes de atingir a superfície da Terra.

Os níveis de absorção e dispersão da atmosfera dependem da quantidade de massa de ar entre o observador e o sol. Isso significa que os mecanismos de absorção e espalhamento são funções do número de partículas pelas quais a radiação deve passar. O espalhamento da radiação solar também é uma função do tamanho das partículas em relação ao comprimento de onda da radiação (Macome, 2004).

A radiação solar é distribuída de forma desigual, varia em intensidade de uma localização geográfica para outra e depende da latitude, longitude, altitude, estação do ano e hora do dia. Uma grande área do hemisfério sul é ocupada pelos oceanos e este factor contribui fortemente para a quantidade de cobertura de nuvens. Esta é uma das fontes da diferença entre os hemisférios Sul e Norte em termos de disponibilidade de radiação solar (Macome, 2004).

### a) Radiação solar directa

A radiação solar directa é a radiação que atinge a superfície da terra sem ter sido espalhada pela atmosfera. A radiação solar directa é uma variável muito importante na avaliação do desempenho de sistemas de energia solar capazes de concentrar a radiação solar (Macome, 2004).

### b) Radiação solar difusa

A radiação solar difusa (ou como convencionalmente chamada, difusa) refere-se à radiação que vem de todo o céu. Esta é a radiação recebida do sol após ter sido espalhada pela atmosfera. A radiação solar difusa é tipicamente de comprimento de onda curto e, portanto, mais espalhada pela atmosfera. Em dias claros, a radiação solar difusa é pequena em comparação com a radiação solar directa, mas para cálculos científicos ela não pode ser ignorada. Em dias completamente nublados, apenas essa radiação pode atingir a superfície da Terra. Para prever a quantidade de radiação solar difusa na superfície terrestre, foi assumido que o céu é a fonte de difusão e que é um radiador uniforme deste tipo de radiação (Myers, 2003 citado por Macome, 2004).

A interação dos aerossóis com a radiação solar gera fenómenos físicos responsáveis pela extinção da radiação solar. Esta é normalmente descrita pela teoria de Mie, onde por questão de simplicidade, as partículas de aerossóis são consideradas de forma esférica. O importante aspecto sobre a radiação está na possibilidade de se descrever as principais grandezas ópticas associadas aos aerossóis e que são utilizadas para a descrição de suas propriedades ópticas, como o simples albedo (Siqueira, 2016).

A radiação emitida pelo Sol se assemelha a de um corpo negro com temperatura aproximada de 5900 K, suas emissões das faixas do ultravioleta, do visível, e do infravermelho próximo, possuem um pico máximo de energia que ocorre no espectro visível próximo a  $0,5\ \mu\text{m}$ . A terra também emite radiação como um corpo negro, porém com temperatura bem menor, por volta de 300 K, emitindo em comprimento de ondas maiores, a partir de  $4\ \mu\text{m}$ , sendo que o seu pico de energia é próximo a  $10\ \mu\text{m}$ , na região do infravermelho térmico. Quando o espectro solar no topo da atmosfera é comparado com o espectro solar na superfície terrestre nota-se uma diminuição da energia incidente na superfície em alguns comprimentos de onda (Dutra, 2015). Na figura II-8 mostra-se a associação das leis de Wien e de Stefan-Boltzman.

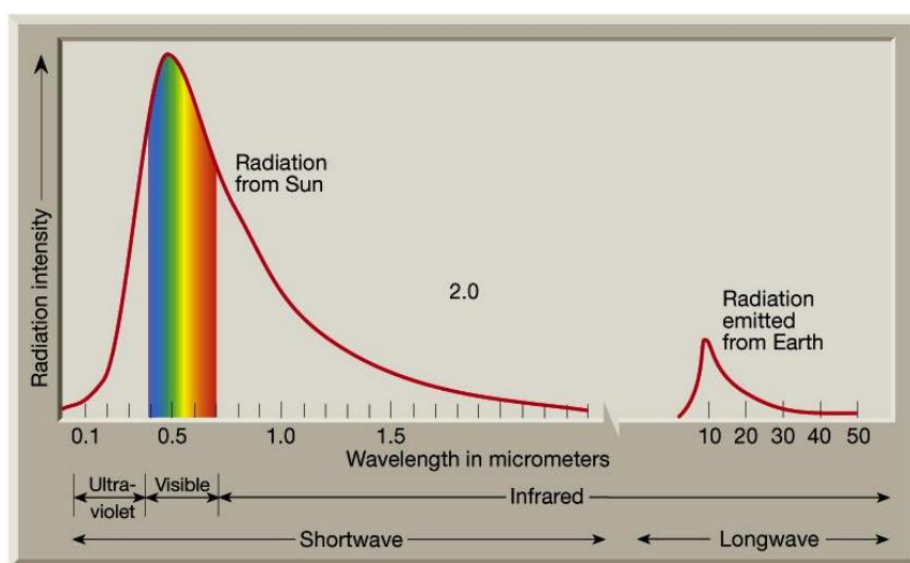


Figura II—6. Associação das leis de Wien e de Stefan-Boltzman entende-se as diferenças entre as radiações emitidas pelo Sol e pela superfície terrestre. Fonte: (Sentelhas & Angelocci, 2012).

As actividades humanas provocam mudanças nas emissões de gases e de aerossóis para a atmosfera que, pelo facto de estarem envolvidos em complexas reacções químicas na atmosfera, podem modificar sua composição como, por exemplo, as concentrações de ozono. Os gases e aerossóis são capazes de absorver, espalhar e refletir a radiação afetando o balanço radiativo. Os aerossóis também podem atuar como núcleos de condensação para a formação de nuvens (NCNs), ou de gelo (NG), modificando as propriedades das nuvens. Como as próprias nuvens interagem fortemente com a

radiação, mudanças também são esperadas no balanço radiativo. As alterações nas concentrações dos gases de efeito estufa, como o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), metano (CH<sub>4</sub>), ozono (O<sub>3</sub>) e clorofluorcarbonos (CFCs), modificam a quantidade de radiação que deixa o sistema terra-atmosfera, absorvendo parte desta e re-emitindo de volta para a superfície (Cubasch et al, 2013).

Para que não haja alterações no clima induzidas por mudanças no balanço de radiação, deve haver um equilíbrio entre a radiação recebida e emitida pelo sistema climático. Quando este equilíbrio não é atingido, significa que alguma perturbação foi imposta ao sistema. São as mudanças associadas ao comportamento dos agentes discutidos anteriormente. Estas perturbações são normalmente expressas pela grandeza forçante radiativa. Uma forçante radiativa positiva indica que existe mais energia radiativa no sistema causando um aumento da sua temperatura, enquanto uma forçante negativa indica que existe menos energia radiativa no sistema com consequente esfriamento do sistema (Siqueira, 2016).

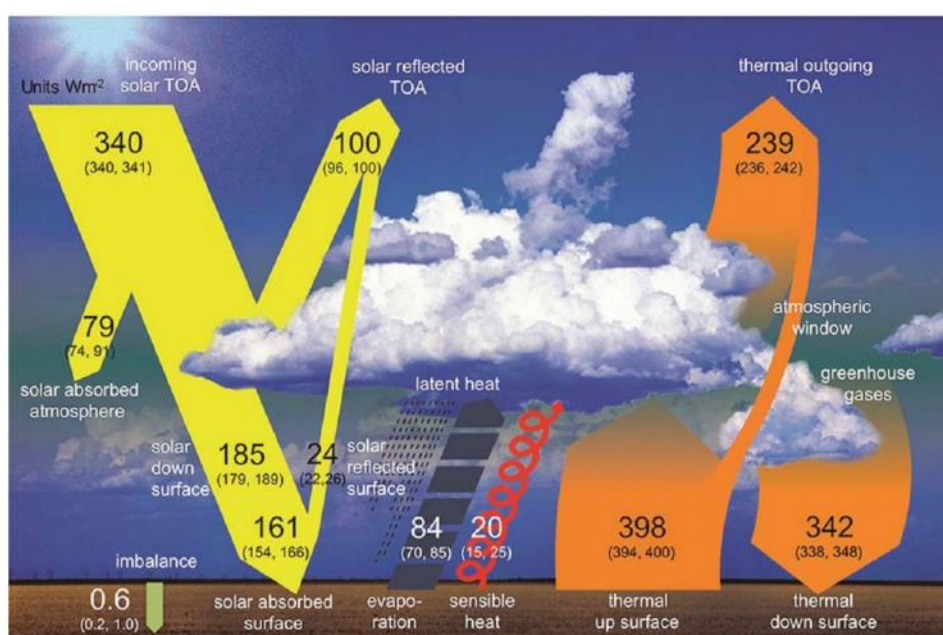


Figura II—7. Balanço energético global. Os números representam a magnitude das densidades dos fluxos de energia individuais em w/m<sup>2</sup>. Fonte: (Holanda, 2015).

O balanço radiativo pode ser medido diretamente por meio de equipamentos como radiômetro, que funciona fazendo o balanço de radiação ( $R_n$ ), que matematicamente Eq. (2.11) é a diferença entre o balanço de ondas curtas (BOC) e o balanço de ondas longas (BOL) (Dutra, 2015).

$$R_n = BOC - BOL \quad (2.11)$$

Ou seja, o balanço de radiação (representando o balanço radiativo) é a diferença entre a radiação que entra no sistema e a radiação que sai do sistema, contabilizado após todas as trocas radiantes.



## a) Balanço de radiação de ondas curtas (BOC)

A radiação de ondas curtas é aquela proveniente do sol que atravessa a atmosfera terrestre, tendo seu espectro entre aproximadamente 0,22  $\mu\text{m}$  a 4  $\mu\text{m}$ . À essa radiação é dado o nome de radiação global ( $R_g$ ), tendo parte do seu fluxo difundido pela atmosfera, radiação difusa ( $R_c$ ), a outra parte do seu fluxo chegando directamente a superfície, radiação directa ( $R_d$ ) e pode ser medida directamente por meio de um piranómetro (equação 2.12) (Dutra, 2015).

$$R_g = R_c + R_d \quad (2.12)$$

Considerando-se a inexistência de observações de radiação solar em muitos pontos da superfície da terra e as dificuldades inerentes a sua obtenção, muitos modelos têm sido desenvolvidos visando a estimar a radiação solar global, difusa e directa. Esses modelos consideram como base a  $R_g$  e outras variáveis rotineiramente medidas em estações meteorológicas (Dutra, 2015).

## b) Balanço de radiação de ondas longas (BOL)

A radiação de onda longa proveniente da terra é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida. Embora haja instrumentos para sua medida, esses emitem radiação em comprimentos de onda e intensidade comparáveis àquelas da suposta medida, o que interfere no resultado (Dutra, 2015).

O balanço de ondas longas (BOL) é a contabilidade entre a radiação de onda longa emitida pela atmosfera ( $E_a$ ), e a energia emitida pelo solo ( $E_s$ ) (Equação 2.13).

$$Bol = E_a - E_s \quad (2.13)$$

As duas parcelas do BOL dependem do aquecimento da superfície, então de acordo com a Lei de Stephan Boltzmann, tem-se que a energia emitida pelo solo e pela atmosfera depende de suas respectivas temperaturas (Equação 2.14, 2.15, 2.16).

$$E_a = \epsilon \sigma T_a^4 \quad (2.14)$$

$$E_s = \sigma T_s^4 \quad (2.15)$$

$$Bol = \epsilon \tau T_a^4 - \sigma T_s^4 \quad (2.16)$$



$T_a$  e  $T_s$  são respectivamente as temperaturas do ar e da superfície.

### 2.3. Efeitos dos aerossóis na radiação solar e clima

Os aerossóis podem causar mudanças climáticas por meio da absorção e espalhamento da radiação solar (efeitos directos) alterando o balanço radiativo ou actuando como núcleos de condensação de nuvens (efeitos indirectos), modificando a microfísica das nuvens (Lucca, 2009).

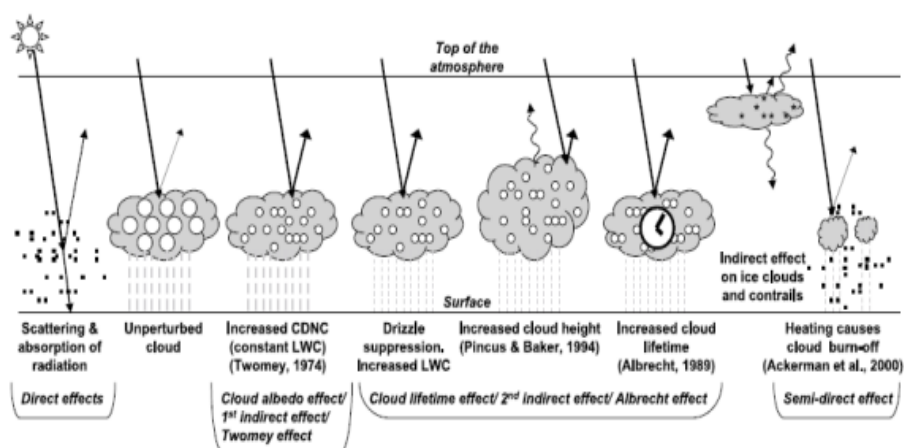


Figura II—8. Diferentes maneiras pelas quais as partículas dos aerossóis afectam o clima. (Maúre, 2013).

Os pequenos pontos pretos representam partículas de aerossóis; os círculos abertos maiores representam as gotas de água na nuvem e os asteriscos os cristais de gelo. Nuvens perturbadas têm mais gotículas devido a disponibilidade de mais partículas de aerossol para condensar (Maúre, 2013).

Esses complexos mecanismos de formação, interação com a radiação solar e vapor de água na atmosfera introduzem incertezas significativas na quantificação da contribuição das partículas de aerossol sobre o clima. O conjunto básico de parâmetros das partículas necessário para descrever a interação directa das partículas de aerossóis com a radiação solar pode ser expresso pela espessura óptica de aerossóis ( $\tau$ ), pelo albedo simples ( $\varphi_0$ ), e pela função de fase  $P(\theta)$ , uma vez que a fracção de retro-espalhamento ( $\beta$ ) é simplesmente a integral de  $P(\theta)$  no hemisfério superior (Dutra, 2015).

Os parâmetros ópticos das partículas de aerossol variam em função do comprimento de onda da radiação incidente e de forma geral são funções da humidade relativa do ar (HR), uma vez que o próprio índice de refração e outras propriedades físicas das partículas variam com HR. Desta maneira, para uma determinação dos efeitos radiativos de aerossóis é essencial a determinação das eficiências de espalhamento para algumas espécies químicas chave, como sulfatos e carbono orgânico em função de suas interações com vapor de água (Dutra, 2015).

### 2.3.1. Efeitos directos dos aerossóis

A eficiência em espalhar a radiação solar é maior quanto mais próximo for o comprimento de onda da luz incidente do tamanho da partícula. Deste modo, os aerossóis finos são opticamente mais activos do que os aerossóis grandes (Lucca, 2009).

A quantificação dos efeitos directos dos aerossóis é realizada por meio de medidas de propriedades ópticas das partículas, tais como: albedo simples de espalhamento ( $w_0$ ), coeficiente de extinção ( $k_c$ ) e função de fase  $P(\theta)$ . Essas propriedades são funções do comprimento de onda da radiação incidente e da humidade relativa (Lucca, 2009).

### 2.3.2. Efeitos indirectos dos aerossóis

Os efeitos indirectos dos aerossóis no clima estão ligados à capacidade de actuarem como núcleos de condensação (Lucca, 2009). Através desse processo, os aerossóis influenciam propriedades microfísicas das nuvens com efeitos nas taxas de precipitação, tempo de permanência na atmosfera e no albedo das nuvens (Lucca, 2009).

### 2.3.3. Forçante radiativa de aerossóis

A interacção dos aerossóis com a radiação solar, tanto através de mecanismos de dispersão como de absorção, tende a modificar o equilíbrio global da energia radiante da terra. Este é o chamado aerossol forçante directo radiativo (ADRF, sigla em inglês) (Yu, 2006). ADRF é definido como a diferença entre o saldo do fluxo radiativo do sistema terra-atmosfera com e sem a presença de aerossóis. Alguns estudos realizados definem a forçante radiativa como a mudança líquida da irradiância solar no topo da atmosfera ocasionada por perturbações externas impostas no balanço radiativo do sistema climático terrestre (Lucca, 2009).

Estudos apontam que tanto os efeitos climáticos directos dos aerossóis quanto os indirectos resultam em uma força radiativa negativa na superfície. Forçantes radiativas negativas resfriam a superfície, em contrapartida ao aquecimento gerado pelo efeito estufa (Lucca, 2009).

Aerossóis antropogénicos produzem entre  $0.35 \pm 0.5 \text{ Wm}^{-2}$  de ADRF, que tem amortecido o efeito de aquecimento dos gases efeito de estufa (IPCC, 2013). Actualmente é estimado uma forçante na superfície entre  $0,2$  e  $1,0 \text{ Wm}^{-2}$ . Através de simulações em modelos atmosféricos é possível estimar a forçante radiativa devido às diferentes perturbações no sistema climático (Siqueira, 2016).

Para o caso de estudo dos aerossóis usando modelos, um dos pontos mais fracos nesse método é a determinação da variabilidade de suas propriedades. Para descrever a forçante radiativa directa é

necessário um maior conhecimento das distribuições tridimensionais da concentração de massa, da composição química e do tamanho, o grau de mistura das várias espécies químicas e o índice de refração complexo (Dutra, 2015).

#### **2.4. Circulação Atmosférica sobre a Região de África Austral e Impactos Radiativos dos Aerossóis sobre a Região de África Austral**

A África Austral está situada na região de circulação geral da atmosfera do Hemisfério Sul que é dominada durante grande parte do ano por subsidência no ramo descendente na célula de Hadley (Newell et al. 1972 citados por Tyson, 1996).

Os anticiclones subtropicais semipermanentes, consequentemente, dominam a circulação troposférica inferior da região. Outros tipos importantes de circulação incluem ondas barotrópicas quase estacionárias de leste, anticiclones de crista transitória originados nos ventos de latitude média e distúrbios baroclínicos nos ventos de oeste. Ondas de leste são um fenómeno do verão, e os anticiclones de cristas ocorrem regularmente ao longo do ano. Os anticiclones continentais são os sistemas que ocorrem com mais frequência em qualquer mês de Março a Setembro e de Abril a Agosto, eles ocorrem com mais frequência do que todos os outros sistemas combinados (Tyson, 1996).

##### **2.4.1. Campanhas de campo no sul da África**

Poucas campanhas de campo foram realizadas na África Austral antes de 1992, em grande parte por causa dos custos financeiros significativos associados a tais experimentos e, em certa medida, porque o conhecimento técnico e o equipamento necessário geralmente não estavam disponíveis no subcontinente. Muito disso mudou, no entanto, no início dos anos 1990, quando o interesse pela região foi despertado pela percepção de que a África era uma fonte significativa de poluição, em termos de gases traço e aerossóis (Tummon, 2011).

##### **a) SAFARI-1992**

Usando observações de satélite, Fishman et al. (1991) constataram concentrações muito altas de ozônio e gases traço no Oceano Atlântico Sul tropical oriental durante a primavera austral, de Agosto a Outubro. Os resultados apontaram que este pico está relacionado às atividades de queima de biomassa que ocorrem no continente africano. A fim de investigar esta característica mais profundamente, e na tentativa de compreender melhor as fontes da poluição observada, o Experimento Regional do Atlântico Sul Tropical (STARE) foi lançado em 1992. O projecto foi realizado em duas partes, com a Southern African Fire-Atmosphere Research Initiative-92 (SAFARI-

92), com base no continente africano, e a campanha de Transporte e Química Atmosférica perto do Equador-Atlântico (TRACE-A) (Tummon, 2011). A descoberta chave do SAFARI-92 foi que o Sul da África atua como uma rede de sistemas biogeofísicos ligados pelo sistema de circulação atmosférica regional, e que a queima de biomassa não é a única fonte significativa de emissão dos aerossóis.

#### b) SA'ARI-1994

A Southern African Atmospheric Research Initiative (SA'ARI-94; SAFARI sem incêndio) foi realizada no final de Maio de 1994 como uma extensão do experimento SAFARI-92. O experimento teve como objectivo caracterizar o carregamento de aerossóis da África Austral fora da principal estação de queima de biomassa (Kirkman et al., 2000 citados por Tummon, 2011). No entanto, os resultados de várias medições mostraram que o material pirogénico já estava presente na maioria das amostras e que a queima de biomassa em grande escala provavelmente já havia começado nas partes norte do subcontinente. Descobriu-se que os aerossóis de queima de biomassa são originários de fontes locais (a população local usa biocombustíveis como madeira e carvão para cozinhar e aquecimento), bem como de fontes mais distantes, como o sul da RDC, norte de Angola e Zâmbia. No entanto, a comparação entre os dados do SA'ARI-94 e do SAFARI-92 mostrou diferenças significativas, uma vez que as concentrações de aerossol foram consideravelmente mais baixas do que as medidas durante a principal estação de queimadas do inverno austral. A queima de biomassa foi considerada o contribuinte mais significativo para a sazonalidade das concentrações de aerossol, constituindo a maior proporção da carga total na troposfera da África Austral ao norte de aproximadamente 20 ° S. Nas regiões ao sul do subcontinente, a carga de aerossol também foi menor do que a observada durante o inverno, e a carga atmosférica foi dominada por aerossóis industriais em vez de partículas de queima de biomassa (Kirkman et al., 1998 citados por Tummon, 2011).

Bergstrom et al, (2003), usaram um modelo de transferência radiativa e obtiveram valores variando entre -57 a -200 W/m<sup>2</sup> na Ilha da Inhaca, na costa de Moçambique durante uma série de eventos de alta AOD em agosto e setembro de 2000. Usando um modelo de transferência radiativa em combinação com GCM simulado e campos de aerossol observados pelo MODIS, (Abel et al, 2005) estimou que o forçamento radiativo superficial médio mensal variou entre -5,9 a -56,7 W/m<sup>2</sup> para setembro.

O forçamento radiativo de superfície simulado neste estudo, portanto, parece estar bem dentro da faixa de valores simulados e observados para a região da África Austral e para regiões de queima de biomassa em geral (Tummon, 2011).

Curiosamente, o forçamento radiativo (RF) da superfície de céu claro é negativo em quase toda a região da África Austral. Isso sugere que, apesar da queima de biomassa ser principalmente limitada às regiões de savana, os impactos do aerossol no balanço radiativo de superfície são observados em toda a região, provavelmente como resultado da extensa recirculação e o transporte que ocorre ao redor do subcontinente. As duas principais vias de saída do ar carregado de aerossol, para os oceanos Atlântico e Índico, também são claramente visíveis no RF de superfície. Curiosamente, o sinal da pluma do Oceano Índico é consideravelmente mais fraco do que sobre o Oceano Atlântico, provavelmente como resultado da deposição que ocorre conforme o aerossol é transportado pelo subcontinente (Tummon, 2011).

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1. Área de estudo

##### 3.1.1. Descrição e caracterização da cidade de Maputo

A pesquisa foi realizada na Cidade de Maputo localizada entre as coordenadas  $25^{\circ} 58'S$  e  $32^{\circ} 35'E$ , com uma extensão de  $347,69 \text{ km}^2$  e altitude de 47 metros acima do nível do mar. O clima nesta região de acordo com a classificação climática de Köppen é tropical húmido de savana (Aw) (Uele et al, 2017).

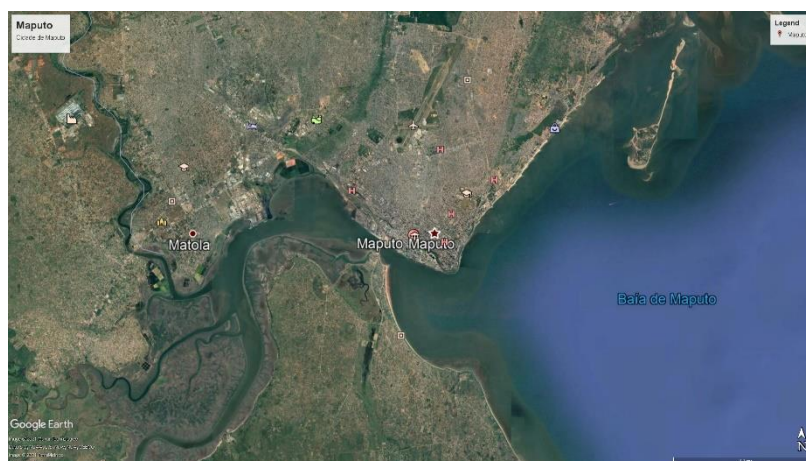


Figura III—1. Mapa da localização da Cidade de Maputo. Fonte: (Google Earth /22/ 06/ 2021).

Vários estudos apontam à influência a que radiação tem sobre uma determinada região. Sendo que Maputo é uma das províncias em Moçambique com maior período de seca e caracteriza-se por uma estação de fraca pluviosidade e irregular relativamente longa. A pluviosidade sazonal apresenta tendência ligeiramente negativa, a nível provincial (WFP, 2017). O início da estação de crescimento é relativamente precoce, levando a estações de crescimento longas (WFP, 2017). Quanto aos impactos dos fenómenos mundiais, temos o ENSO que é relativamente modesto, com o El Niño a levar a pluviosidade média e cobertura da vegetação menores e á estações de crescimento mais curtas, sendo que a pluviosidade melhora nas épocas do La Niña (WFP, 2017). Outro factor importante a mencionar é o crescimento populacional na região do estudo, o que contribui de certa forma no aumento de uma das fontes poluidoras, os automóveis. Com essas características climáticas da região apresentadas, os mecanismos de interação com a radiação solar acabam gerando incertezas na quantificação da contribuição das partículas de aerossol sobre o clima local, o que provoca um problema a ser estudado.

## 3.2. Instrumentação e dados

### 3.2.1. Aerossóis

Os dados de aerossóis foram obtidos pelo fotómetro solar Cimel (CE318A) da rede da AERONET (*Aerosol Robotic Network*), instalado no terraço do departamento de Física da Faculdade de Ciências da Universidade Eduardo Mondlane. O fotómetro solar que tem acoplado um banco de dados, em seguida são enviados automaticamente para a rede da AERONET e esta por sua vez fornece os dados para a comunidade científica pela página (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

O fotómetro CE318 constitui o modelo padrão utilizado atualmente pela AERONET e fornece recuperações de propriedades ópticas de aerossóis e abundância de vapor de água das medidas diretas do sol, para além das propriedades da inversão de radiações espectrais do céu.

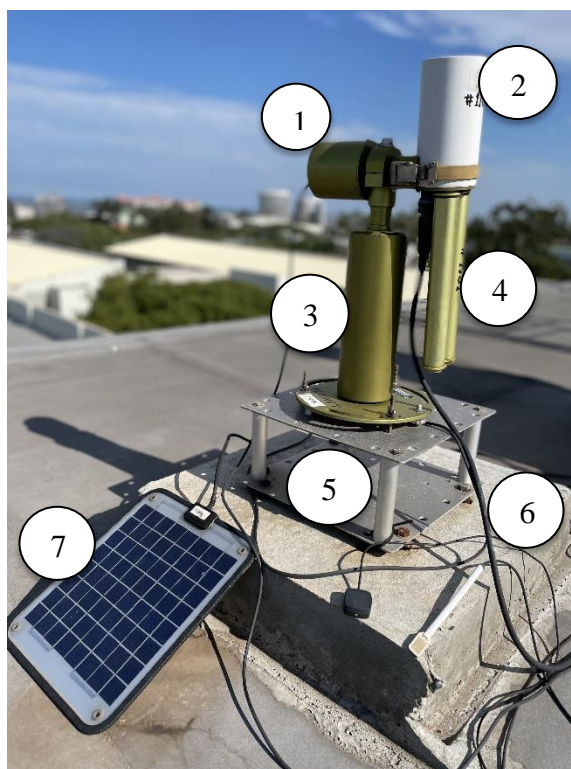


Figura III—2. Fotómetro Solar CIMEL instalado no departamento de Física em que (1) motor zenital, (2) cabeça do sensor, (3) motor azimuthal, (4) colimadores, (5) base de apoio do fotómetro, (6) cabo de transferência e painel solar (20W) para a autonomia da bateria do fotómetro (7).

O fotómetro solar Cimel (CE318A) é formado por dois tubos colimadores com iguais campo de visão de  $1,2^\circ$  e diferentes sensores que medem radiância espectral solar proveniente directamente do sol. A radiância espectral directa do sol é obtida para oito canais espectrais com os seguintes comprimentos de onda nominais: 340 nm, 380 nm, 440 nm, 500 nm, 675 nm, 870 nm, 1020 nm e 1640 nm para cada

intensidade da radiação solar. A largura dos canais varia entre 2,5 nm para os canais localizados na região do ultravioleta (340 nm e 380 nm) e entre 10 nm para os demais canais espectrais. A radiância espectral difusa é medida a cada hora para os canais de 440 nm, 670 nm, 870 nm e 1020 nm (Rosário, 2006).

Os sensores que medem radiância espectral solar são de temperatura para correção no filtro de 1020 nm, sensor de vapor de água para correção no filtro de 936 nm e sensor de ozono para correção no filtro de 670 nm. Os filtros ajudam a determinar a concentração dos constituintes atmosféricos que interagem com a radiação solar em regiões espectrais específicas (o ozono na região ultravioleta e o vapor de água em aproximadamente 940 nm) (Oliveira D. C., 2019). Por sua vez, os colimadores são responsáveis por guiar a radiação solar correctamente para os sensores, reduzindo a radiação solar difusa e diferem nas aberturas onde um tem uma abertura 10 vezes maior que outro (Rosário, 2006).

Os sensores fazem medições a cada 15 minutos durante as horas de sol em um dia, movimentando a cabeça do fotômetro até o sol com uma precisão de  $1^\circ$  e em ângulos de azimute e zenital com precisão de  $0,05^\circ$ . As medidas realizadas por eles compreendem as medidas de irradiância directa, almocântara e medidas de plano principal (zenital) que são obtidas em uma sequência de 10 segundos a cada medida e para evitar a interferência de nuvens é feita uma sequência de três medições (triplete) com 35 segundos de duração para a posterior serem comparadas e eliminadas as interferências. As medidas de almocântara e de plano principal são obtidas nos quatro filtros de 440 nm, 670 nm, 870 nm e 1020 nm (Dos Santos Oliveira, 2016).

Abaixo, são mostradas as medidas de Almocântara e de Plano Principal (Figura III—3). A medida de radiância Almocântara é obtida fazendo a varredura do céu em um ângulo zenital solar constante com ângulos de azimute entre 0 e  $180^\circ$  e entre 0 e  $-180^\circ$  em relação a posição do sol e a medida do plano principal é obtida fazendo a varredura do céu em um ângulo azimutal constante que contém um plano normal ao instrumento e ao sol que varia de  $-6^\circ$  abaixo do sol até  $150^\circ$  (Dos Santos Oliveira, 2016).

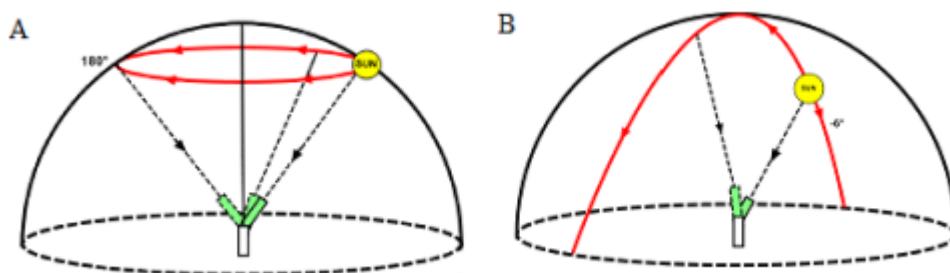


Figura III—3. Medida de Almocântara (A) e medida do Plano Principal (B).



Os equipamentos da AERONET são mantidos pelo Sistema de Observação da Terra da NASA/GSFC (*National Aeronautics and Space Administration/Goddard Space Flight Center*) e os seus arquivos de dados são divididos em três níveis de qualidade: nível 1.0 para os dados brutos (que incluem a interferência de nuvens), nível 1.5 para dados sem a contaminação de nuvens (com qualidade controlada pela rede) e nível 2.0 cuja qualidade é certificada pela rede (Dutra, 2015). Os dados recolhidos (e disponíveis na estação de UEM\_Maputo) para o presente estudo foram de nível 2.0 (sem a influência nuvens, como pode-se ver na tabela 3. 1 ) para o comprimento de onda 500 nm para os meses de Julho 2019 à Julho 2020.

Tabela III—1. Descrições de dados de AOD da AERONET versão 3 (AERONET / [aeronet.gsfc.nasa.gov](http://aeronet.gsfc.nasa.gov)).

<b>Tipo de dados</b>	<b>Descrição</b>
Profundidade Óptica do Aerossol (AOD)	Inclui a profundidade óptica do aerossol, bem como produtos derivados, como água precipitável e parâmetro de Angstrom
Nível 1.0 AOD (sem triagem das nuvens)	Sem tela e pode não ter a calibração final aplicada
Nível 1.5 AOD (com triagem das nuvens, Qualidade Controlada)	As nuvens são eliminadas automaticamente, mas o nível com calibração final não aplicada. Esses dados NÃO são de qualidade garantida.
Nível 2.0 AOD (Qualidade Garantida)	Calibração totalmente aplicada e nuvem automaticamente eliminada e inspecionada manualmente.
Água Precipitável	O vapor de água total na coluna derivado do canal de 935 nm.

Os dados obtidos da irradiância são armazenados na memória do fotómetro e em horários pré-determinados são descarregados por cabos ligados diretamente ao computador (cabos de transferência

, ver Figura III—2) e em seguida são enviados pela internet ao banco de dados da NASA onde são pré-processados e, finalmente, os dados são processados com os algoritmos de inversão para obter a AOD e são disponibilizados no site da AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

### 3.2.2. Radiação Solar Global Incidente

Os dados de radiação solar foram obtidos através de um piranómetro instalado na estação do Instituto Nacional de Meteorologia (Maputo).

Piranómetros são sensores usados para medição da radiação solar sobre uma superfície plana horizontal, determinando a quantidade de energia solar por unidade de área por unidade de tempo incidente em uma superfície de orientação específica que emana de um campo de visão hemisférico ( $2\pi sr$ ) denotado por  $E_{gl}$  (Hukseflux, 2018).

A medição é feita a partir da densidade do fluxo de radiação global, direta ou difusa, em comprimentos de ondas que vão desde o ultravioleta ao infravermelho no espectro eletromagnético. Neste estudo, os dados usados de radiação são de radiação global para os meses de Julho de 2019 à Julho 2020. Na figura III—4 mostra-se o piranómetro instalado no Instituto Nacional de Meteorologia (Maputo).

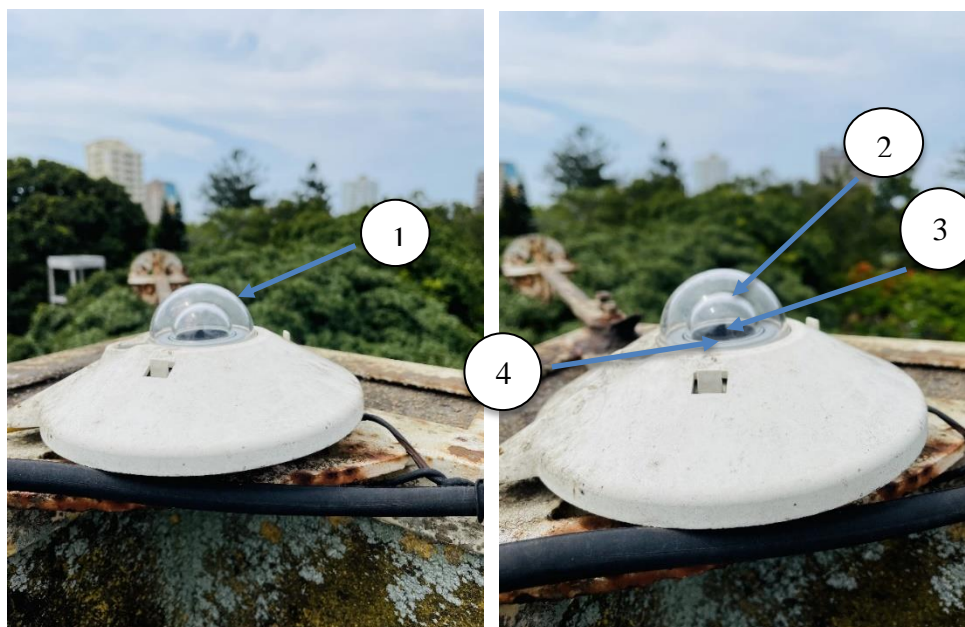


Figura III—4. Piranómetro instalado no Instituto Nacional de Meteorologia (Maputo) em que é constituído por duas lentes protetoras (1 e 2), um absorvedor preto (3) e uma termopilha (4).

Com base no design técnico, o piranómetro tem um tempo de resposta mais rápido e um deslocamento térmico noturno reduzido. Tornando este instrumento ideal para medições de rede de alta qualidade.

Os piranómetros são sensores de irradiância baseados no efeito Seebeck (termoelétrico), onde as principais componentes são uma ou duas lentes protetoras, um absorvedor preto e uma termopilha. As lentes protetoras em um piranómetro actuam como um filtro que transmite a radiação solar com comprimentos de onda de aproximadamente  $0,3 \mu m$  a cerca de  $3 \times 10^{-6} m$  (regiões do infravermelho próximo, visível, UV-A e parte da radiação UV-B), e bloqueiam a radiação térmica com comprimentos de onda maiores que  $3 \mu m$ . Ocasionalmente, uma segunda lente protetora é usada para melhorar o desempenho do piranómetro e para proteger o absorvedor preto e a termopilha das condições meteorológicas como chuva, neve, etc (Hukseflux, 2018).

A contribuição da radiação solar direta é dada por  $E \cdot \cos(\theta)$  onde  $\theta$  é o ângulo entre a superfície normal e a posição do sol a atmosfera e  $E$  é a quantidade máxima da irradiância solar direta. A irradiância global é então:

$$E_{g\downarrow} = E \cdot \cos(\theta) + E_d \quad (3.1)$$

$E_d$  é responsável pela radiação solar difusa e em muitos casos, a superfície de interesse é horizontal, de modo que o campo de visão hemisférico corresponda à lente protetora da atmosfera. Nesse caso, a quantidade medida é a chamada irradiância horizontal global (GHI) denotada por  $E_{g\downarrow}h$  (Hukseflux, 2018).

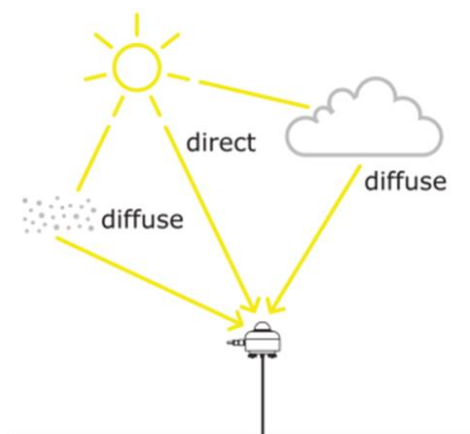


Figura III—5. A irradiância global medida pelo piranómetro inclui radiação solar direta e radiação solar difusa. Fonte (Hukseflux, 2018)

A irradiância global pode variar muito dependendo da altura do sol (e, portanto, localização na terra, hora do dia e época do ano) e de factores meteorológicos e ambientais, como nuvens, aerossóis, nevoeiro, precipitação e outros. Os valores típicos para a irradiância horizontal global estão na faixa de 0 à  $1400 \text{ W/m}^2$  e em alguns casos, pode ser maior, por exemplo, devido a reflexões de obstáculos como edifícios em zonas urbanas. A radiação solar é uma das forças motrizes por trás dos padrões climáticos da terra e, portanto, um factor importante nos estudos climáticos, em que os piranómetros são usados principalmente para medir a GHI (irradiância horizontal global) para determinar a radiação incidente na superfície da terra. A GHI que se mede fora da atmosfera terrestre é bastante previsível, mas na superfície da terra a irradiância depende fortemente de factores como cobertura de nuvens, concentração de aerossóis, nevoeiro, etc.

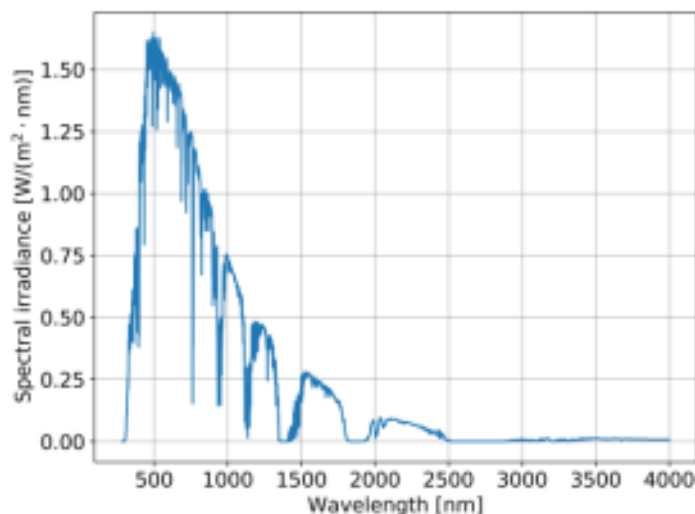


Figura III—6. Distribuição espectral de irradiância global. Dados da ASTM G173-03 (espectros de referência). ) (Hukseflux, 2018).

A radiação solar filtrada pelas lentes protetoras é absorvida pela superfície preta do piranómetro e convertida em calor. Se a transmissão através da(s) cúpula(s) for  $\tau$ , a área da superfície preta for  $A$  e o coeficiente de absorção da superfície preta for  $\alpha$ , então a absorção de calor pode ser calculada da seguinte forma:

$$A_{\text{Absorção}} = \alpha \cdot \tau \cdot A \cdot E_{gl} \quad (3.2)$$

Isso cria um gradiente de temperatura da superfície preta através da termopilha para o corpo do piranómetro que actua como um dissipador de calor. A diferença de temperatura é dada por:

$$\Delta T = R_{\text{térmico}} \cdot A_{\text{Absorção}} \quad (3.3)$$

Onde  $R_{\text{térnico}}$  é a resistência térmica do sensor da termopilha e esta resistência depende da composição específica e geometria do sensor de termopilha. Uma termopilha consiste em um número de termopares conectados em série. Cada termopar gerará uma tensão ( $u$ ) proporcional à diferença de temperatura entre a superfície preta e o corpo do piranómetro:

$$u = \varsigma \cdot \Delta T \quad (3.4)$$

Onde  $\varsigma$  é o coeficiente de Seebeck ( $41 \times 10^{-6} \text{ V/K}$ ) e a tensão  $U$  nos terminais da termopilha é simplesmente a soma das tensões  $U_i$  dos termopares individuais. Se a termopilha consiste em  $N$  termopares idênticos, a tensão nos terminais da termopilha é:

$$U = \sum_{i=0}^N U_i = N \cdot \varsigma \cdot \Delta T \quad (3.5)$$

O ângulo de incidência de um feixe da radiação solar determina a irradiância de uma superfície, onde a irradiância é máxima se o feixe for ortogonal a essa superfície e zero se o feixe for paralelo a essa superfície. Em que, a irradiância muda como:

$$E_{gl} = E \cdot \cos(\theta) \quad (3.6)$$

onde  $E$  é a irradiância máxima (na incidência normal) e  $\theta$  é o ângulo de incidência entre a superfície normal e o feixe incidente, conforme ilustrado na Figura III—7.

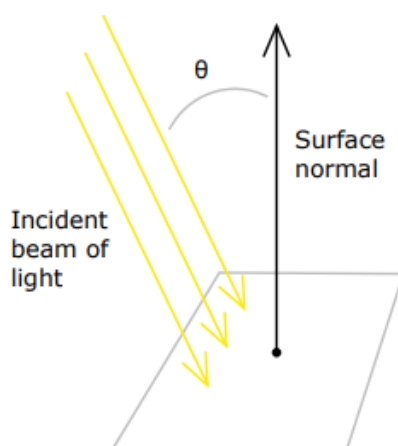


Figura III—7. Ilustração do ângulo de incidência ( $\theta$ ) de um feixe da radiação solar incidente em uma superfície. ) (Hukseflux, 2018).

### 3.3. Análise de Regressão Linear para Avaliação da Influência dos Aerossóis Sobre a Radiação Solar

A regressão linear é um método estatístico usado para calcular o valor de uma variável dependente a partir de uma variável independente. A regressão linear mede a associação entre duas variáveis. É uma técnica de modelagem onde uma variável dependente é prevista com base em uma ou mais variáveis independentes. A análise de regressão linear é amplamente usada entre todas as técnicas estatísticas (Kumar & Yadav, 2018), e têm vários objetivos (J. Faraway, 2005) conforme a tabela 3.2:

Tabela III—2. Objectivos e métodos de análise de regressão. (Kumar & Yadav, 2018).

Objectivos	Métodos
Previsão de observações futuras;	Descritivo - ajuda a analisar a força da associação entre o resultado (variável dependente) e variáveis preditoras (variável independente);
Avaliação do efeito ou relação entre as variáveis;	Ajuste de covariáveis;
Uma descrição geral da estrutura de dados;	Melhor estimativa dos factores de risco importantes que afectam a variável dependente;
Coefficientes dos modelos	Análise na extensão da relação entre variáveis independentes e dependentes;

A análise de regressão consiste na verificação da relação funcional entre uma variável dependente com uma ou mais variáveis independentes. Em outras palavras consiste na obtenção de uma equação que explica a variação da variável dependente pela variação do(s) nível(is) da(s) variável(is) independente(s).

Para estudos de correlação de variáveis usando o método de regressão linear, existem dois tipos principais de análises, a saber: regressão linear simples e regressão linear múltipla.

#### 3.3.1. Análise de Regressão Simples

O Modelo de Regressão Linear Simples define-se como a relação linear entre a variável dependente (Y) e uma variável independente (X) (Rodrigues, 2012 ).

A equação representativa do modelo de regressão linear simples é dada por:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \varepsilon_i, \quad i = 1, \dots, n \quad (3.7)$$

**Onde:**

$y_i$ : representa o valor da variável resposta ou dependente Y, na observação,  $i = 1, \dots, n$   
(aleatória);

$x_1$ : representa o valor da variável independente X, na observação,  $i = 1, \dots, n$   
(não aleatória);

$\varepsilon_i$ :  $i = 1, \dots, n$  são variáveis aleatórias que correspondem ao erro (variável que permite explicar a variabilidade existente e que não é explicada por X;

$\beta_0$  e  $\beta_1$ : correspondem aos parâmetros do modelo.

O parâmetro  $\beta_0$  representa o ponto em que a recta regressora corta o eixo dos y quando  $x = 0$  e é chamado de intercessão ou coeficiente linear.

O modelo de regressão (3.7) é considerado simples nos parâmetros e linear na variável preditora, quando há apenas uma variável preditora e quando nenhum parâmetro aparece como um expoente ou é multiplicado ou dividido por outro parâmetro. Um modelo que é linear nos parâmetros e na variação do preditor é também chamado de modelo de primeira ordem (Kutner et al, 2004).

### 3.3.2. Regressão linear múltipla

Na regressão linear múltipla são consideradas duas ou mais variáveis explicativas (independentes). As variáveis independentes são as ditas variáveis explicativas, uma vez que explicam a variação de Y (Rodrigues, 2012). Na regressão linear múltipla assume-se que existe uma relação linear entre uma variável y (variável dependente) e p variáveis independentes (preditoras),  $x_1, x_2, \dots, x_p$ .

O modelo de regressão linear múltipla com p variáveis explicativas é definido da seguinte forma:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \beta_2 x_{i2} + \beta_p x_{ip} + \varepsilon_i, \quad i = 1, \dots, n \quad (3.8)$$

**Onde:**

$y_i$ : representa o valor de variável resposta na observação,  $i = 1, \dots, n$ ;

$x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{ip}$ ,  $i = 1, \dots, n$ : são os valores da i-ésima observação das p variáveis explicativas, (constantes conhecidas);

---

$\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_p$ : são os parâmetros ou coeficientes de regressão;

$\varepsilon_i, i = 1, \dots, n$ : correspondem aos erros aleatórios.

Para o presente estudo a variável dependente é a radiação solar e a variável independente são os aerossóis. E tratando-se de duas variáveis, foi usada a regressão linear simples através da linguagem R.

### 3.3.3. Linguagem R

Para realizar a correlação existente entre as variáveis de aerossóis e radiação solar incidente, foi usada a linguagem R.

R é uma linguagem de programação para análise estatística de dados, cálculos estatísticos e exibição gráfica. Esta linguagem fornece a função  $lm()$  que gera um modelo linear a partir dos dados contido em um quadro de dados (Lilja, 2016).

Sendo de forma geral, o modelo de regressão simples tem a seguinte forma matemática:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_1 \quad (3.9)$$

Onde  $x_1$  é a entrada para o sistema,  $\beta_0$  é a intercessão  $y_i$  da linha,  $\beta_1$  é a inclinação e  $y_i$  é o valor de saída que o modelo prevê (Lilja, 2016).

Para este modelo de uma variável, R calcula os valores de  $a_0$  e  $a_1$  usando o método dos mínimos quadrados. Este método encontra a linha que melhor se ajusta aos dados medidos, minimizando as distâncias entre a linha e os pontos de dados individuais (Lilja, 2016).

Para o presente estudo, devido ao número de variáveis, foi usado o modelo de regressão multifactor (várias variáveis). Este tipo de modelo é uma generalização do modelo de regressão de uma variável simples discutido no sub-capítulo **3.2.1**. Ele tem  $n$  factores com a forma:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \beta_2 x_{i2} + \beta_p x_{ip} + \varepsilon_i, i = 1, \dots, n \quad (3.10)$$

Onde os valores  $x_i$  são as entradas para o sistema, os coeficientes  $\beta_i$  são os parâmetros do modelo calculados a partir dos dados medidos e  $y_i$  é a saída valor previsto pelo modelo. Entretanto, para desenvolver este tipo do modelo de regressão com várias variáveis, deve-se selecionar preditores para incluir no modelo (Lilja, 2016).

Ao correlacionar estatisticamente as variáveis, é observado o coeficiente  $R^2$ , os valores de  $R^2$  devem estar sempre entre -1 e +1, indicando, em percentagem, o quanto o modelo consegue explicar os



valores observados. Quanto maior o  $R^2$ , mais explicativo é modelo, melhor ele se ajusta à amostra. O  $R^2$  mede o grau de relacionamento linear entre os valores emparelhados de  $x$  e  $y$ . Dessa forma, quanto mais próximo de 1,0 for o resultado da regressão linear maior é a relação entre as duas variáveis (Dutra, 2015).

Um bom modelo de regressão explica a relação entre as entradas e saídas de um sistema da forma mais simples possível. Assim, deve-se usar o menor número de preditores necessários para fornecer boas previsões. Além disso, usando muitos ou redundantes preditores causa um ruído aleatório dos dados no modelo. Nesta situação, obtemos um modelo ajustado e melhor em prever as saídas do conjunto de dados de entrada específico usado para treinar o modelo.

Preditores redundantes ou desnecessários também podem levar a instabilidades numéricas ao calcular os coeficientes. Deve-se encontrar um equilíbrio entre incluir poucos e muitos preditores. Um modelo com poucos preditores pode produzir previsões tendenciosas. Sendo que por outro lado, adicionar mais preditores ao modelo sempre fará o valor de  $R^2$  a aumentar. Em alguns casos, adicionar um preditor melhora o modelo, então o aumento no valor de  $R^2$  faz sentido. Em alguns casos, no entanto, o valor de  $R^2$  aumenta simplesmente porque modela-se melhor o ruído aleatório (Lilja, 2016).

A correlação foi feita através da quantificação entre as variáveis dos aerossóis (EOA) e a radiação solar global incidente no período de estudo usando a regressão linear e realizando uma avaliação observacional sobre a relação das duas variáveis pelos gráficos de dispersão assim como histogramas no R.

### 3.4. Análise da correlação entre as variáveis dos aerossóis e radiação solar global

Para a avaliação do comportamento das duas variáveis (aerossóis e a radiação solar) foram usados diagramas de dispersão e os coeficientes de correlação. O diagrama de dispersão é uma representação gráfica de dados no sistema cartesiano e o coeficiente de correlação é uma medida para o grau de associação entre duas variáveis. Contudo, é mais fácil quantificar a associabilidade entre as variáveis através de um diagrama de dispersão. Para tal, deve-se considerar que a correlação pode ser positiva ou negativa.

Considera-se uma correlação positiva quando uma das variáveis cresce a medida que a outra cresce e negativa quando uma das variáveis decresce a medida que outra cresce (e vice-versa). E quando os pontos estiverem muito dispersos, sem definição de direcção, considera-se uma correlação baixa ou

nula. Dessa forma, é necessário usar algum tipo de coeficiente de determinação de modelos de regressão e neste trabalho usou-se o coeficiente de Pearson.

São apresentados os diagramas de dispersão relacionando as concentrações de aerossóis e a radiação solar global no período de 2019 e 2020, onde as concentrações de aerossóis são representadas pela Espessura Óptica dos Aerossóis (EOA).

A análise de regressão linear é feita a partir de um modelo em R, e o modelo é representado por uma equação linear que apresenta valores das constantes do modelo e dos coeficientes angulares e a análise no presente trabalho é uma análise de regressão linear simples, cujo resultado apenas é uma constante e um coeficiente para cada equação do modelo. No caso de estudo, sabendo que a variável a ser analisada (dependente) é a radiação solar global, então, a constante para as equações do modelo será representação da radiação solar global ( $R_g$ ). A constante representa o valor de  $R_g$  quando perante uma atmosfera sem aerossóis. Ou seja, o valor esperado da radiação solar global quando o valor controlado de  $X$  (aerossóis) for nulo.

O coeficiente angular ( $\alpha$ ), por sua vez, representa a variação marginal no valor esperado de  $Y$  (radiação solar global) dada uma variação unitária em  $X$  (aerossóis).

$$y_i = R_g + \alpha x_1 \quad (3.11)$$

#### 3.4.1. Coeficiente de determinação para modelo de regressão linear

As equações de regressão linear foram obtidas no R por meio da função **lm()** (modelo de regressão linear) e a mesma função serviu para calcular as regressões lineares simples. Com essas equações, pode-se identificar diferentes classes que são atribuídas a diferentes objetos do R, facilitando a automação de diversas tarefas no R como avaliação dos resíduos, normalidade e dados discrepantes.

A função **lm()** ou seja o modelo de regressão linear exige o diagnóstico da linearidade antes de ser usado para análises. O diagnóstico feito através do coeficiente de determinação, sendo possível avaliar a linearidade entre as variáveis dos aerossóis e radiação solar.

O coeficiente de determinação, também conhecido como  $R^2$ , ou simplesmente  $r^2$  para o caso de regressão linear simples, fornece uma informação auxiliar ao resultado da análise de variância da regressão como forma de verificar se o modelo proposto é adequado ou não para descrever o fenómeno. O  $R^2$  é obtido por:

$$R^2 = \frac{SQReg}{SQTotal} \quad (3.12)$$

Onde:

*SQReg*: Soma residual dos quadrados dos resultados das análises;

*SQTotal*: Soma total dos quadrados dos resultados das análises;

O valor de  $R^2$  varia no intervalo de 0 à 1. Valores próximos de 1 indicam que o modelo proposto é adequado para descrever o fenômeno. O  $R^2$  indica a proporção (ou porcentagem) da variação de  $Y$  (radiação solar) que é explicada pela regressão, ou quanto da variação na variável dependente  $Y$  (radiação solar) está sendo explicada pela variável independente  $X$  (aerossóis). Para fornecer a informação sobre o resultado da análise de variância da regressão foi usado o coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ).

a) Coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ )

O coeficiente de Pearson é um teste que mede a relação estatística entre duas variáveis contínuas e varia de valores de -1 à +1. Se a associação entre as variáveis não for linear, o coeficiente será igual a 0 ( $r = 0$ ) e se a associação entre as variáveis for linear, o coeficiente será diferente de 0 ( $r \neq 0$ ) significando correlação positiva ou correlação negativa.

Através do gráfico de dispersão pode-se indicar se a correlação linear é positiva, negativa ou a inexistência de correlação. Além disso, pode-se identificar, por meio do coeficiente de correlação ( $r$ ), o grau da correlação entre as variáveis de aerossóis e radiação solar realizando o teste no R pelo método *cor.test(dados[aerossóis], dados[radiação])* para cada mês.

Para realizar o estudo de correlação entre variáveis usando coeficiente de Pearson, além do diagnóstico de linearidade, deve-se observar as seguintes condições de determinação para modelos de regressão linear:

- ✓ A escala de medição deve ser uma em razão de intervalo;
- ✓ As variáveis devem estar bem distribuídas;
- ✓ A associação entre as variáveis deve ser linear;
- ✓ Não deve haver mais de 50% de resíduos nos dados.

Seguindo todas as condições de teste de correlação entre variáveis acima, os meses disponíveis para o ano de 2019 foram os meses Outubro e Novembro e para o ano de 2020 foram os meses de Julho, Setembro e Novembro e a partir de uma representação gráfica é possível visualizar uma relação linear entre os aerossóis e a radiação solar global e o coeficiente de correlação de Pearson foi usado para fornecer evidências de relação linear entre as variáveis.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos de análise estatística (regressão linear), medições realizadas a partir da rede AERONET (espessura óptica dos aerossóis) e medições de radiação global realizadas pelo INAM.

### 4.1. Análise de distribuição temporal das concentrações dos aerossóis (Espessura Óptica de Aerossóis)

Para realização deste estudo, escolheu-se a Espessura Óptica dos Aerossóis (EOA) como o parâmetro principal para a análise da influência dos aerossóis sobre a radiação solar, pois é o parâmetro que determina o nível de poluição da atmosfera pelos aerossóis numa região e o grau de atenuação da radiação solar na atmosfera. Onde para valores menores que 0,1 de EOA (característica de aerossóis marítimos limpos e marítimos tropicais) tem-se uma atmosfera limpa, e para valores maiores que 0,1 de EOA tem-se uma atmosfera poluída, e quanto maior for o valor de EOA, maior quantidade de aerossóis a atmosfera apresenta (Palácios, 2014), e forte atenuação da radiação solar pode ocorrer.

As análises temporais disponíveis ilustradas nas figuras abaixo (figura IV—1 e figura IV—2) da EOA foram feitas a partir das medições diárias dos aerossóis realizadas para o comprimento de onda de 500 nm, representando a distribuição temporal de EOA nos anos de 2019 e 2020, sendo que o ano de 2019 teve disponibilidade de dados para os meses do segundo semestre do ano (Julho, Agosto, Setembro, Outubro, Novembro e Dezembro) que são apresentados nos anexos. De modo a analisar os dados do mesmo período com disponibilidade, avaliou-se para ambos os anos os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro.

Na figura IV—1 mostra-se a concentração dos aerossóis na região da Cidade de Maputo nos meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro para o ano de 2019. Observam-se níveis máximos de concentração em torno dos 500 nm acima de 0,1 de EOA com pequenas variações. Também podem ser observados os dias de pico, ou seja, os diferentes dias com altos níveis de concentração dos aerossóis. Estas partículas dos aerossóis podem ser de fontes primárias ou secundárias, mas a sua permanência nos níveis médios e altos na atmosfera podem estar relacionados as reduções da radiação solar que passa por processos como absorção e espalhamento.

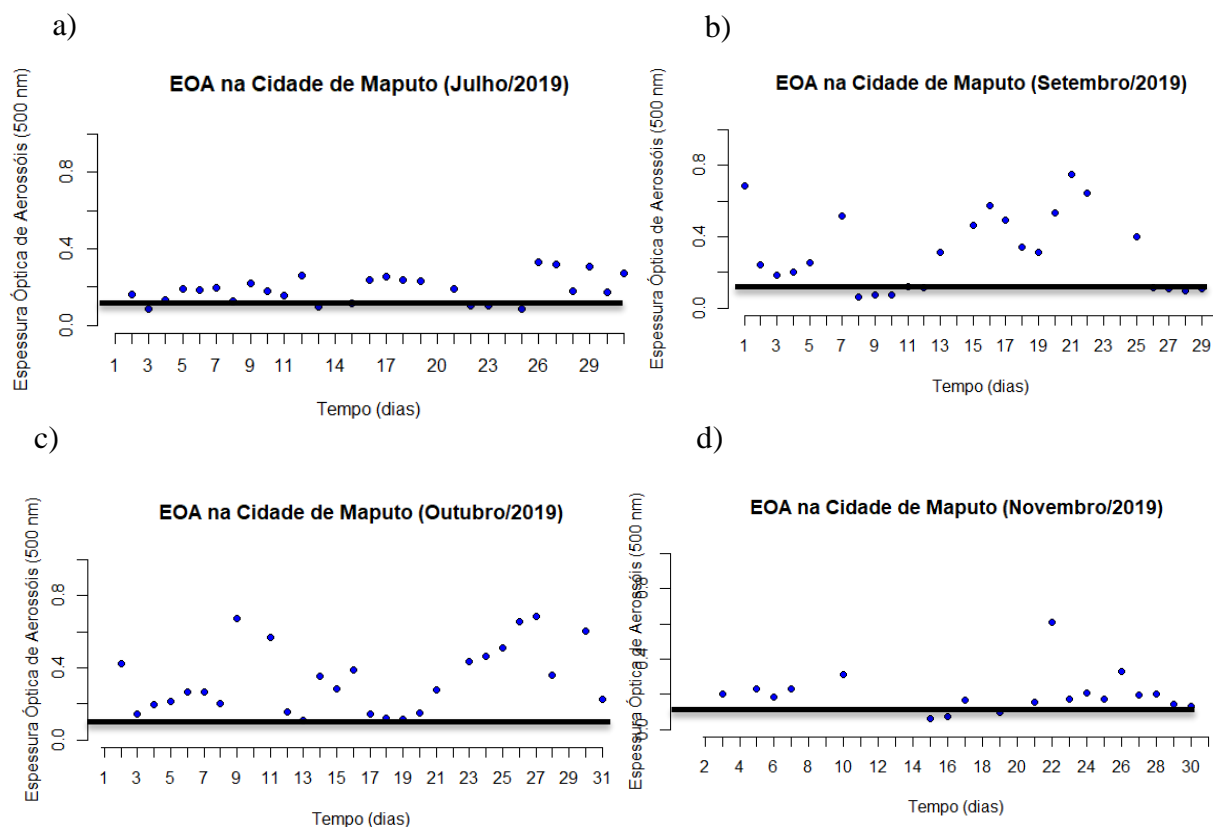


Figura IV—1. Representação da espessura óptica dos aerossóis na atmosfera da Cidade de Maputo para os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro (2019), a), b), c) e d) respectivamente, para banda do visível no comprimento de onda de 500 nm.

Pela figura IV-1.a) pode-se notar a distribuição dos aerossóis no meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro, apresentando todos eles valores de EOA maiores que 0,1 durante vários dias. Ou seja, o segundo semestre do ano 2019 é considerado um mês com a atmosfera poluída, podendo causar redução de radiação solar incidente durante dias através de processo como espalhamento. Pode-se também ver o mês Setembro (figura IV-1.b), apresentando valores de EOA acima do limite do mês de Julho (0,4 de EOA) na ordem de 0.8 de EOA, sendo este o valor máximo de EOA registado no ano de 2019 (no dia 21).

Segundo (Formenti, et al., 2002) o valor máximo de EOA em Setembro está relacionado a uma sazonalidade acentuada que está ligada à estação de queima de biomassa no Hemisfério Sul.

Os valores elevados da concentração dos aerossóis podem reduzir significativamente a incidência da radiação solar. A seguir tem-se a figura do mês de Outubro (figura IV-1.c) e Novembro (figura IV-1.d), onde também tem-se valores de EOA maiores que 0,1 durante vários dias.

Abaixo tem-se a figura IV—2 representando a distribuição temporal de EOA para o ano de 2020 para os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro. Para o ano 2020, pode-se observar mais

uma vez o destaque do mês de Setembro (Figura IV—2.b) que apesar de indisponibilidade de dados para alguns dias do mês, representa-se como o mês com maior poluição com valor máximo de EOA de 0.84749 registada no dia 18.

Pode-se ver igualmente para os meses de 2020 valores de EOA maiores que 0,1 durante vários dias, com destaque no dia 4 do mês de Outubro (Figura IV—2.c) e dia 29 do mês de Novembro (Figura IV—2.d). Essas elevadas concentrações dos aerossóis podem causar alterações na quantidade de radiação solar que chega na superfície da terra.

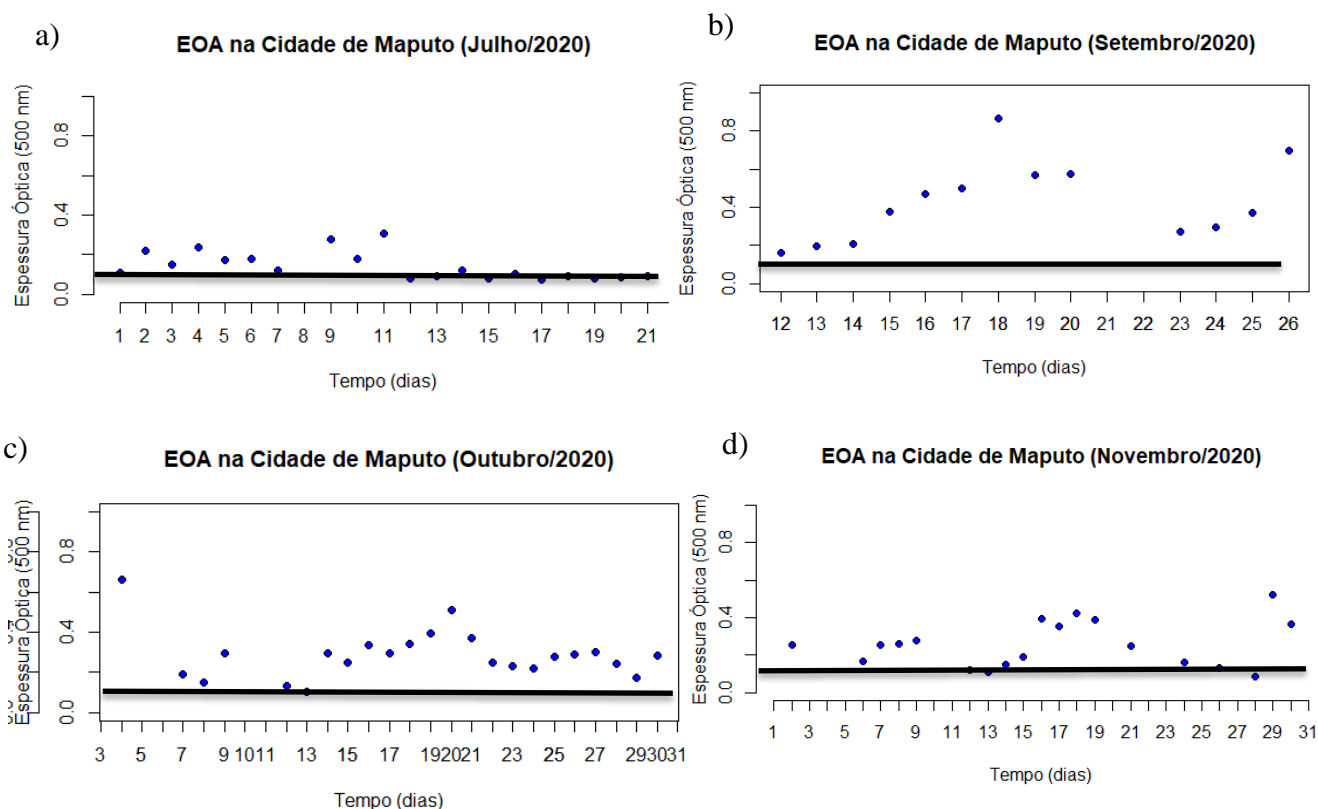


Figura IV—2. Representação da espessura óptica dos aerossóis na atmosfera da Cidade de Maputo para os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro (2020), a), b), c) e d) respectivamente, para banda do visível no comprimento de onda de 500 nm.

Nota-se para ambos os anos (2019 e 2020) em média todos apresentaram para a maioria dos meses valores maiores que 0.1 de EOA e caracterizando desta forma a atmosfera da Cidade de Maputo como uma atmosfera poluída. Pode-se notar igualmente uma tendência da variabilidade temporal nos últimos dias de cada mês (nos meados de dias 24, 25 e 26) eventos de extremos máximos de concentração de aerossóis. O que pode-se associar à conhecida característica dos municípios da Cidade de Maputo de aumentar a circulação dos seus carros nos últimos dias de cada mês, causando aumento de emissão de combustíveis fósseis.

Outra nota a tirar sobre os meses com elevados valores é de eventos prováveis associados à queimadas da biomassa nos arredores de Maputo como Parque de Kruger (África do Sul), Parque Nacional de Zinave e Parque do Limpopo.

O estudo feito por (Queface et al, 2011) mostrou que as concentrações dos aerossóis na África Austral exibem variabilidade anual, mostrando anos com relativa abundância ou redução das quantidades totais de aerossóis e que a espessura óptica apresenta componente do aerossol de modo fino e componente do aerossol do modo grosso, revelando para toda a região de África Austral um domínio significativo de partículas de modo fino ao longo dos anos com aumentos notáveis de partículas finas observados de Julho à Novembro na região mais ao norte e de Agosto à Novembro na parte mais ao sul. Também é notado que altas magnitudes de espessura óptica de aerossol estão associados a partículas finas atribuídas principalmente à biomassa queimando nesta região. Em contraste, episódios limpos estão relacionados a partículas de modo grosso que permanecem dentro da classe muito baixa ao longo do ano (Queface et al, 2011).

#### **4.2. Análise de distribuição temporal da radiação solar incidente sobre a Cidade de Maputo**

Neste estudo, a radiação solar representa a variável dependente ou seja, a variável  $Y$  na Eq.(3.1) do modelo de regressão linear simples. Os resultados apresentados são temporais e foram obtidos a partir das medições diárias no Instituto Nacional de Meteorologia para os anos de 2019 e 2020. A distribuição da radiação solar para o ano de 2019 apresentou valores acima de  $100 \text{ cal/cm}^2$  em todos os meses (ver anexos). Para realização de uma análise coerente de regressão, selecionou-se igualmente para a radiação solar os meses de Julho, Setembro e Outubro. O mês de Julho (Figura IV—3.a) representou para o ano de 2019 o mês com menores valores de radiação, atingindo como máximo apenas  $252.4 \text{ cal/cm}^2$  no dia 29. A seguir encontra-se o mês de Setembro (Figura IV—3.b), em que apresenta uma máxima de  $478.09 \text{ cal/cm}^2$  nos meados do dia 22, mesmos meados onde observa-se redução consistente da concentração dos aerossóis (ver Figura IV-1.b). O mês Outubro (Figura IV—3.c), apresentou uma máxima de  $549.84 \text{ cal/cm}^2$  de radiação solar global. Pode-se notar que o mês de Outubro destaca-se com valores muito acima dos  $100 \text{ cal/cm}^2$ , chegando atingir  $500 \text{ cal/cm}^2$  e também pode-se ver o crescimento durante a semana 11 (entre os dias 11 e 19), sendo a mesma semana (concretamente entre os dias 12 e 19) onde a distribuição dos aerossóis foi decrescente (ver Figura IV—1.c). O mês de Novembro (Figura IV—3.c) representou para o ano de 2019 o mês



com maior valor de radiação, atingindo como máximo apenas  $606.08 \text{ cal/cm}^2$  no dia 30 e uma média de  $355.70 \text{ cal/cm}^2$ .

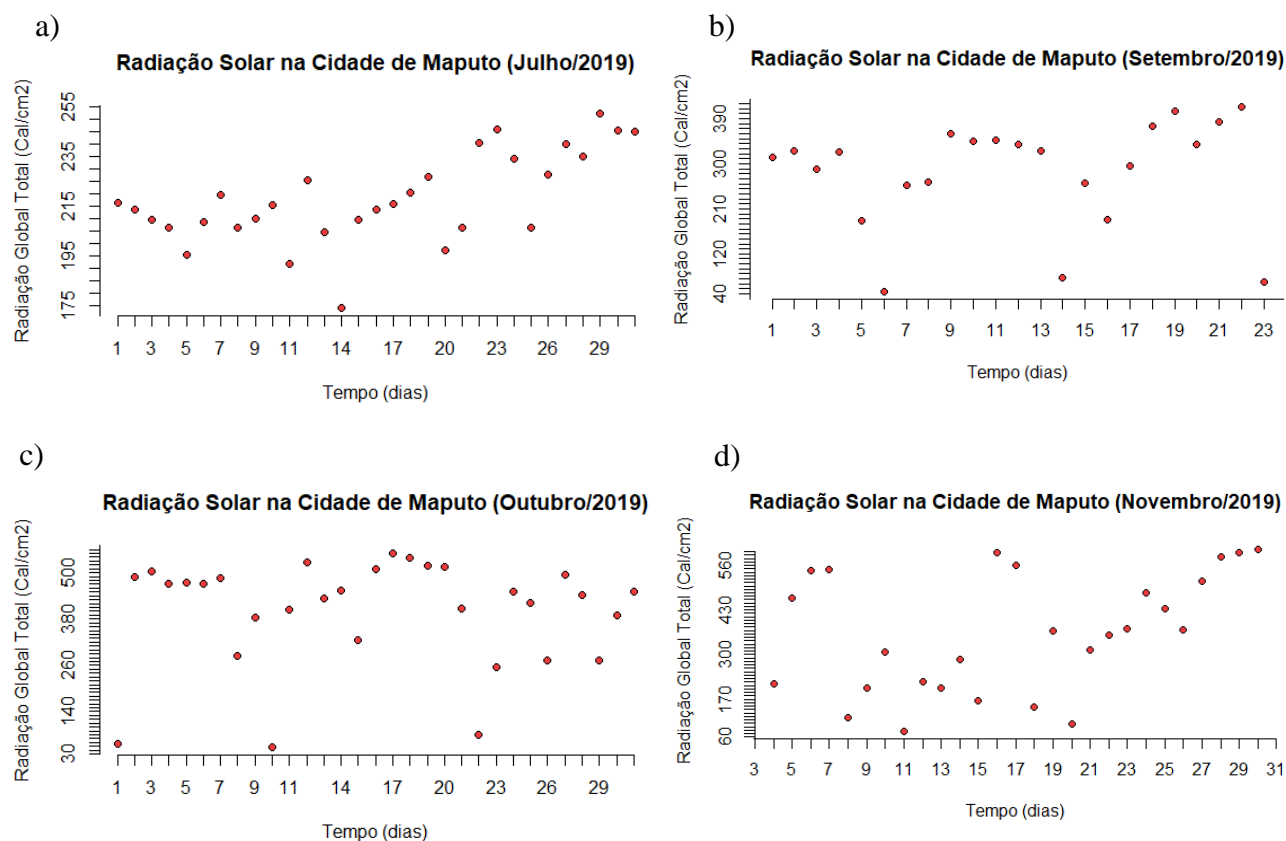


Figura IV—3. Representação da radiação solar global incidente na atmosfera da Cidade de Maputo para os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro (2019), a), b), c) e d) respectivamente

Tabela IV—1. Resumo dos valores mensais de radiação solar global para o ano de 2019

Radiação solar global( $\text{cal/cm}^2$ )	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro
Mínimo	174,00	40,90	45,17	48,82	77,10
Médio	218,10	243,60	307,69	399,22	355,70
Máximo	252,40	325,70	478,09	549,84	606,08

Abaixo tem-se a distribuição temporal da radiação solar global incidente para o ano de 2020, e para boa análise entre as variáveis no mesmo período de estudo, selecionou-se igualmente os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro para análise da distribuição da radiação solar incidente.

Abaixo tem-se a distribuição da radiação solar incidente no mês de Julho (Figura IV—4.a), onde pode-se ver poucas variações crescentes e decrescentes comparativamente aos outros meses. O mês de Julho apresentou alguma característica quase linear em alguns dias, isso pode estar de certa forma

correlacionado com o comportamento dos aerossóis do mesmo mês, onde a sua distribuição também foi quase linear esteve entre 0.1 e 0.3 de EOA (Figura IV—2.a). Para o mês de Setembro (Figura IV—4.b), os dados de aerossóis estão disponíveis desde o dia 12 até o dia 26. Contudo, neste pequeno intervalo é possível observar o comportamento das duas variáveis (aerossóis e radiação solar), onde a concentração dos aerossóis é crescente do dia 12 até o dia 18. No mesmo período de dias, a radiação solar apresenta um comportamento decrescente (ver Figura IV—2.c e Figura IV—4.c).

O mês de Outubro (Figura IV—4.c) representou pela distribuição da radiação um mês perfeito para análise diária da relação entre as duas variáveis devido ao espalhamento dos pontos. Pode-se ver o comportamento da concentração dos aerossóis nos primeiros 9 dias do mês que é decrescente (Figura IV—2.c), sendo que por outro lado, a radiação solar apresenta um comportamento crescente (Figura IV—4.c). Após o dia 9, observa-se uma inversão de comportamento da radiação solar durante 3 dias (9, 10 e 11). Isto pode estar directamente ligado ao aumento da concentração dos aerossóis no mesmo período (ver Figura IV—2.c e Figura IV—4.c). Ao contrário de 2019, E o mês de Novembro do ano 2020 (Figura IV—4.d) representou o mês com o menor valor de radiação ( $18.7 \text{ cal/cm}^2$ ) no dia 22.

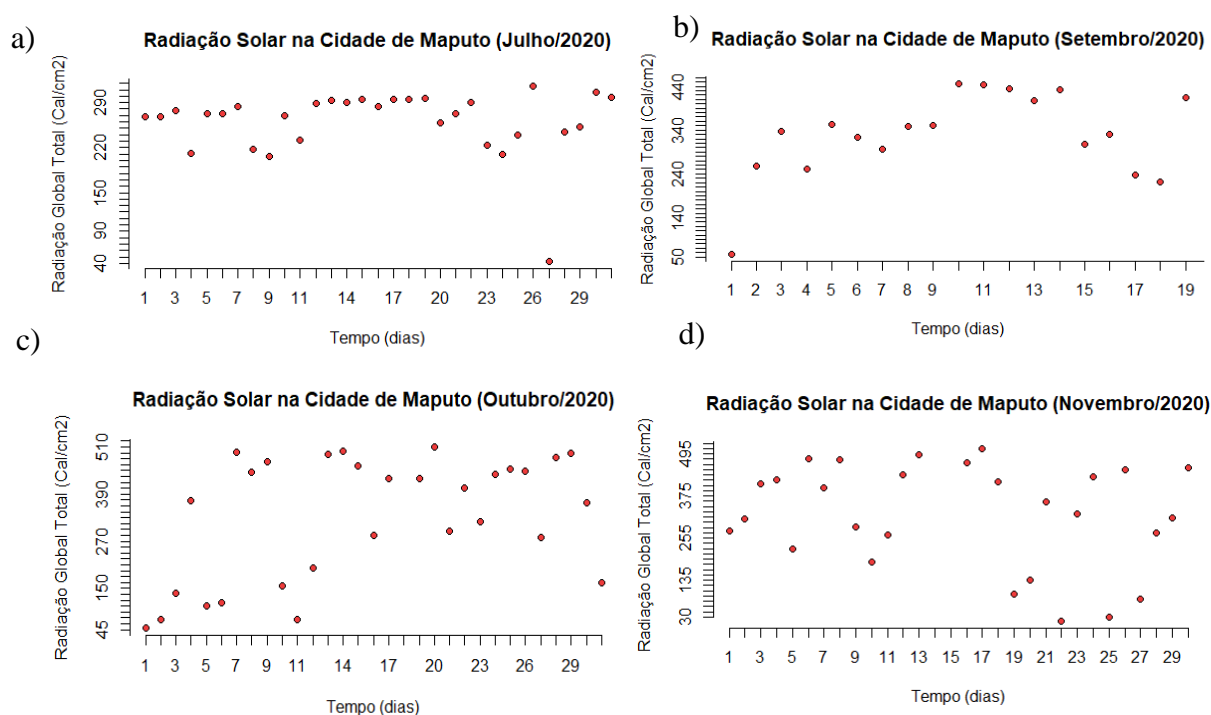


Figura IV—4. Representação da radiação solar global incidente na atmosfera da Cidade de Maputo para os meses de Julho, Setembro, Outubro e Novembro (2020), a), b), c) e d) respectivamente.

Em termos de valores extremos, a distribuição da radiação solar para o ano de 2020 foi diferente do ano 2019, pois este apresentou valores muito abaixo de  $100 \text{ cal/cm}^2$ , onde os meses de Julho, Outubro e Novembro apresentaram valores menores de radiação solar global, atingindo margens

abaixo de  $50 \text{ cal/cm}^2$ . E o mês de Novembro representou o mês com menores valores de radiação, chegando atingir uma margem de  $18,7 \text{ cal/cm}^2$  no dia 22.

A tabela abaixo apresenta de forma resumida valores máximos, médios e mínimos de radiação solar global do ano de 2020.

Tabela IV—2. Resumo dos valores mensais de radiação solar global para o ano de 2020

Rad ( $\text{cal/cm}^2$ )	Jan	Mar	Abr	Maio	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Min	125,28	309,07	53,21	204,16	74,71	43,54	27,02	56,83	50,27	18,70	69,22
Med	482,0	417,1	295,6	298,0	242,8	260,3	286,9	309,9	331,8	321,8	384,7
Max	616,55	542,51	386,62	355,59	290,97	315,43	387,34	454,62	509,54	509,60	545,62

Pode-se ver através das tabelas acima para ambos os anos, que a radiação solar variou em todos os meses de acordo com a composição e condições da concentração dos aerossóis na atmosfera. Isso pode ser devido ao que (Srivastava, Dey, & Tripathi, 2012) consideraram no seu estudo, sobre influência directa dos aerossóis no sistema climático através da absorção e dispersão da radiação solar. Na tabela IV—2 mostra-se a variabilidade interanual de radiação solar global no período de Janeiro a Dezembro (2020), onde no geral, verificam-se altos valores mensais de radiação solar global incidente para os meses de Janeiro, Março, Setembro, Outubro, Novembro e Dezembro. Em média, o valor de radiação solar global mensal (tabelas 2 e 3) é inferior a  $200 \text{ cal/cm}^2$  nos meses com concentração dos aerossóis acima de 0,4 de EOA.

Antes de se realizar as correlações entre as variáveis, pode-se observar dois comportamentos da influência dos aerossóis sobre a radiação solar em um período mensal (Outubro / 2019) e em um período diário (Outubro / 2019).

Observa-se igualmente um comportamento inverso com o aumento da concentração dos aerossóis entre os dias 19 e 22 causando redução da radiação solar atingindo valores abaixo de  $100 \text{ cal/cm}^2$  e mais uma vez verifica-se que a concentração dos aerossóis abaixo de 0,4 de EOA não tem influência imediata no comportamento da radiação solar, como pode-se ver entre os dias 17 e 19, mas a sua permanência durante dias nos baixos níveis pode causar redução da radiação solar incidente. Para melhor verificação, a realização das correlações entre os aerossóis e a radiação deve levar-se em consideração as suas variações horárias, pois essas melhor ilustram significativamente os resultados diários e suas características.

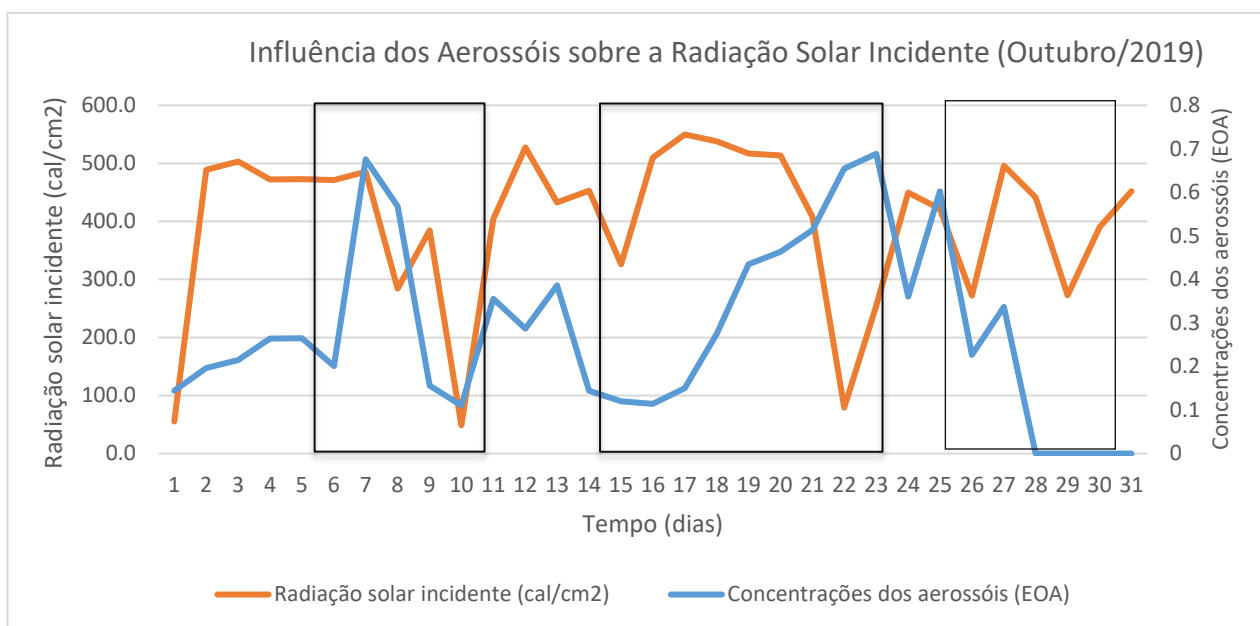


Figura IV—5. Representação gráfica da influência dos aerossóis sobre a radiação solar em um período mensal (Outubro / 2019).

Da figura IV—5 pode-se obter três (3) importantes observações sobre a influência dos aerossóis, entre os dias 5 e 11, entre os dias 15 e 19 e por fim entre os dias 27 e 28, respectivamente.

Na primeira observação (entre os dias 5 e 11) nota-se que independentemente das variações repentinas da concentração dos aerossóis, quando abaixo de 0,4 de EOA essas variações não têm influência imediata no comportamento da radiação solar incidente, causando um comportamento quase desordenado, mas o seu contínuo comportamento pode causar influência decrescente ou crescente sobre radiação solar incidente (como pode ser visto no intervalo entre dia 9 e 10).

A segunda observação é caracterizada pela elevada incidência de radiação solar (atingindo máxima de  $549.84 \text{ cal/cm}^2$ ) entre os dias 15 e 19, sendo a mesmo intervalo de dias em que a atmosfera apresentou baixa concentração dos aerossóis (atingindo níveis quase abaixo de 0,1 de EOA).

A outra observação importante é a terceira (entre os dias 27 e 28), em que mais uma vez pode-se verificar e se comprovar a relação entre a quantidade dos aerossóis (EOA) e o período que esta tem para influenciar a incidência da radiação solar. Pode-se verificar que o nível dos aerossóis diminuiu mas a incidência da radiação solar também diminuiu por alguns instantes e só depois no dia 29 quando os aerossóis encontram-se num nível muito abaixo (quase insignificante) é quando a radiação aumenta a sua incidência na atmosfera. Notar que estas rápidas variações de concentração dos aerossóis podem estar relacionado ao dinâmico e recorrente fluxo de circulação de automóveis em vários pontos da cidade de Maputo assim como a queima de biomassa nos parques vizinhos como o parque de Kruger (na África do Sul), parque industrial da Matola e o parque Nacional de Bazaruto.

Devido a forte relação entre as dimensões e o tempo de permanência dos aerossóis na atmosfera, é importante realizar uma boa aproximação temporal para avaliar a influência dos aerossóis e compreender o seu comportamento numa escala de tempo mais reduzida. Pois durante a permanência dos aerossóis na atmosfera podem sofrer transformações por condensação de vapores ou coagulação com outras partículas menores. Neste caso, reduziu-se a escala temporal para horas e pode-se ver os gráficos abaixo (figura IV—6) produzidos pela rede AERONET para os dias 4, 15, 20 e 27 de Outubro (2019).

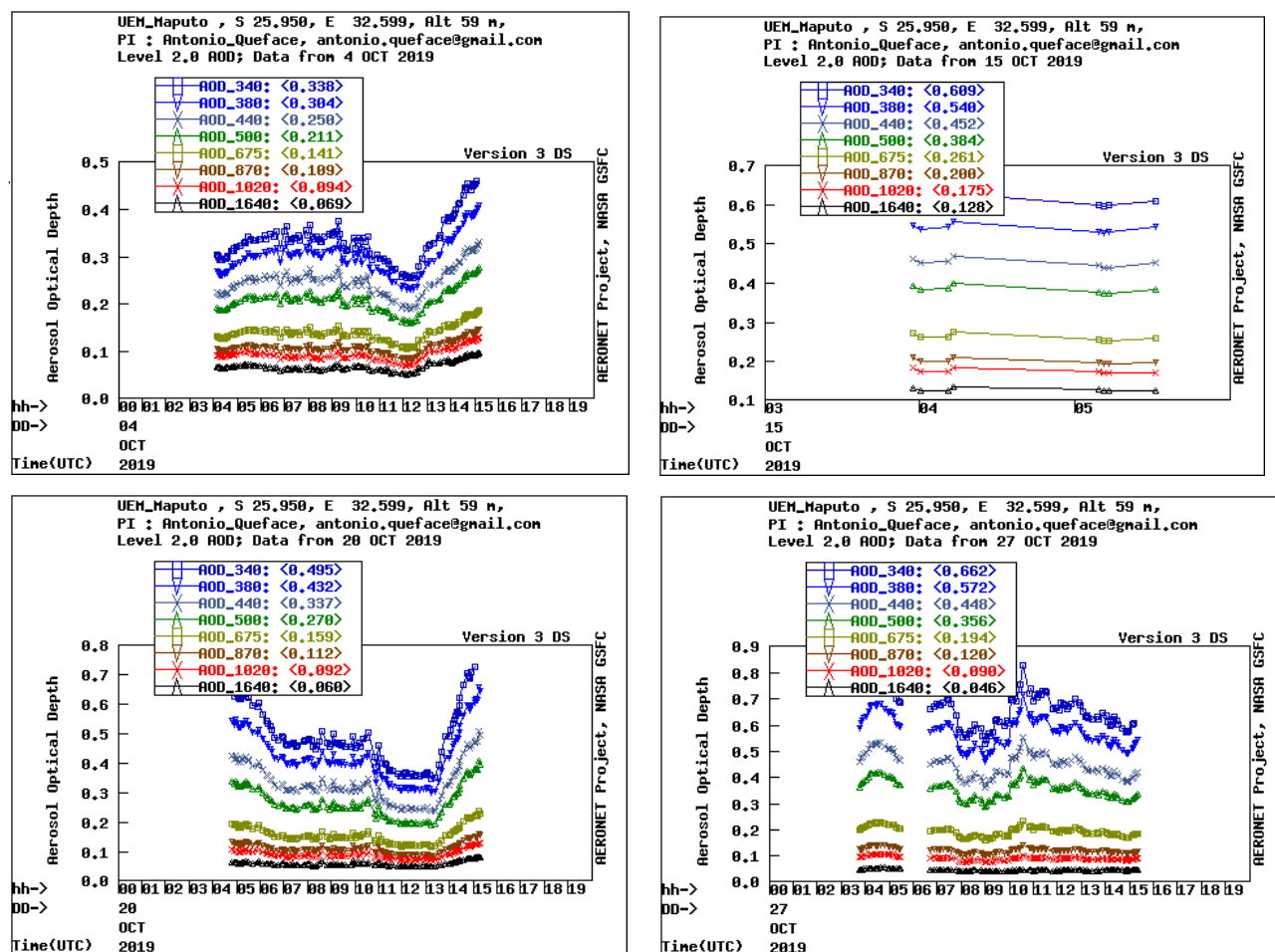


Figura IV—6. Representação da concentração dos aerossóis na atmosfera da Cidade de Maputo para os dias 4 de Outubro, 15 de Outubro, 20 de Outubro e 27 de Outubro (2019), a), b), c) e d) respectivamente.

É possível verificar pela escala horária que a concentração dos aerossóis é maior no início do dia (8:00 horas) e diminui com o andar das horas até o período das 13:00 horas e depois a concentração aumenta a partir desse período em diante. Pode-se associar ao facto de que no início do dia há maior fluxo de circulação de automóveis, pois são horas em que os cidadãos se deslocam para os seus locais

de trabalho e o aumento da concentração no período da tarde é o período onde se deslocam para as suas casas.

Como pode-se ver no gráfico horário abaixo, a variação na quantidade dos aerossóis proporcionalmente inversamente a variação do comportamento da radiação solar de forma imediata. Esta realidade só pode ser vista na escala temporal reduzida, pois factores como erros no cálculo das médias diárias da radiação solar são eliminados.

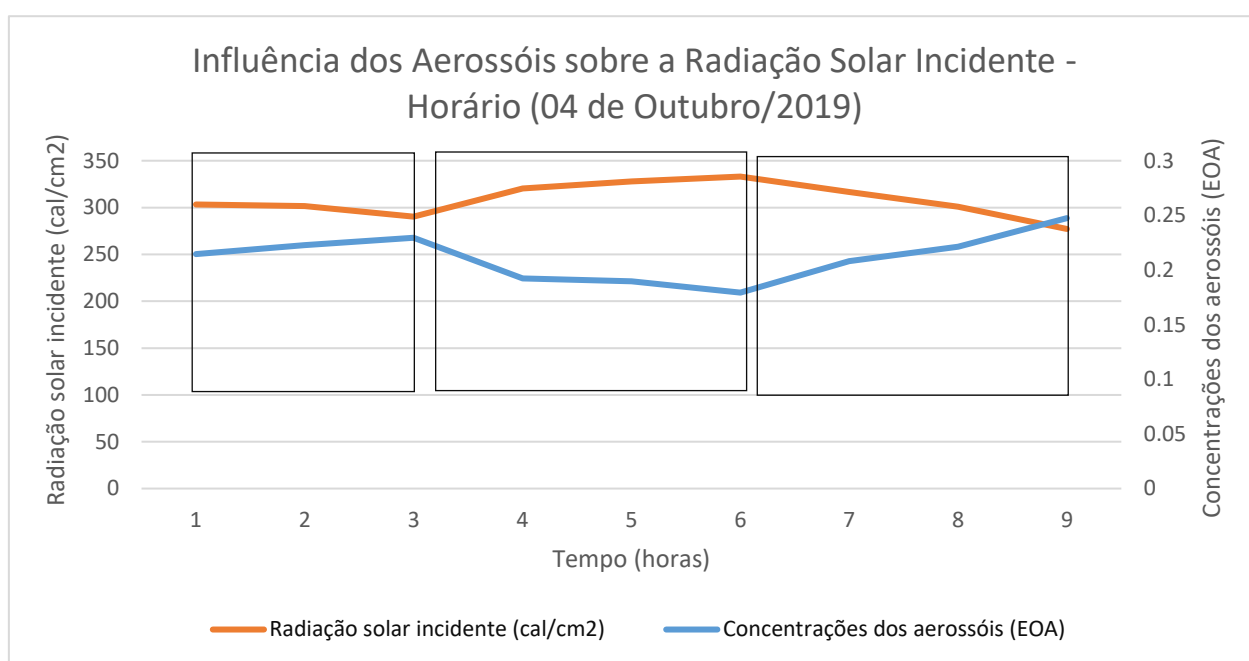


Figura IV—7. Representação gráfica da influência dos aerossóis sobre a radiação solar em um período horário (Outubro / 2019).

Do gráfico acima pode-se também ver melhor as importantes observações sobre a influência dos aerossóis, entre as 8:00 horas e 10:00 horas, entre as 10:00 e 13:00 horas e por fim entre as 13:00 e 16:00 horas.

Na primeira observação (entre as 8:00 horas e 10:00 horas) é possível ver a relação entre a radiação solar e aerossóis, quando o valor de EOA aumenta a incidência da radiação solar diminui. Na análise dentro da escala horária, verifica-se que as variações dos aerossóis têm influência imediata no comportamento da radiação solar incidente, como pode-se ver as 10:00 horas quando a quantidade dos aerossóis rapidamente diminui. O comportamento prevalece durante a segunda observação entre as 10:00 e 13:00 horas, quando os aerossóis atingem o seu mínimo do dia (0,2 de EOA) fazendo com que a radiação alcance o seu máximo do dia (de  $325 \text{ cal/cm}^2$ ). E por fim, entre as 13:00 e 16:00 horas, em que mais uma vez a quantidade dos aerossóis (EOA) aumenta e a incidência da radiação

solar diminui. Notar que no período da tarde no intervalo das 15:00 horas às 17:00 horas (dependendo do dia ou estação) a radiação solar sofre também a diminuição na sua intensidade devido as horas do dia solar com o pôr-do-sol.

Assim, para avaliar os efeitos dos aerossóis na radiação solar é necessário analisar se a tendência da EOA observada é significativa sobre a radiação solar incidente em todo o período de estudo. Essa avaliação foi realizada utilizando o método de regressão linear.

#### 4.3. Análise da correlação entre aerossóis e radiação solar global para o ano de 2019

A partir da representação gráfica mostrada na figura IV—8, é possível visualizar uma relação linear entre os aerossóis e a radiação solar global. O coeficiente de correlação de Pearson resultou em  $R^2 = 0,57$  (57%) para o mês de Outubro, fornecendo evidências de relação linear entre as duas variáveis, ou seja, existe relação linear (negativa) entre a concentração dos aerossóis através de dados de espessura óptica e a radiação solar global. Pode-se, então, usar um modelo de regressão linear simples para descrever essa relação. Para isso, foi necessário estimar, com base na amostra observada, os parâmetros  $a$  e  $b$  do modelo.

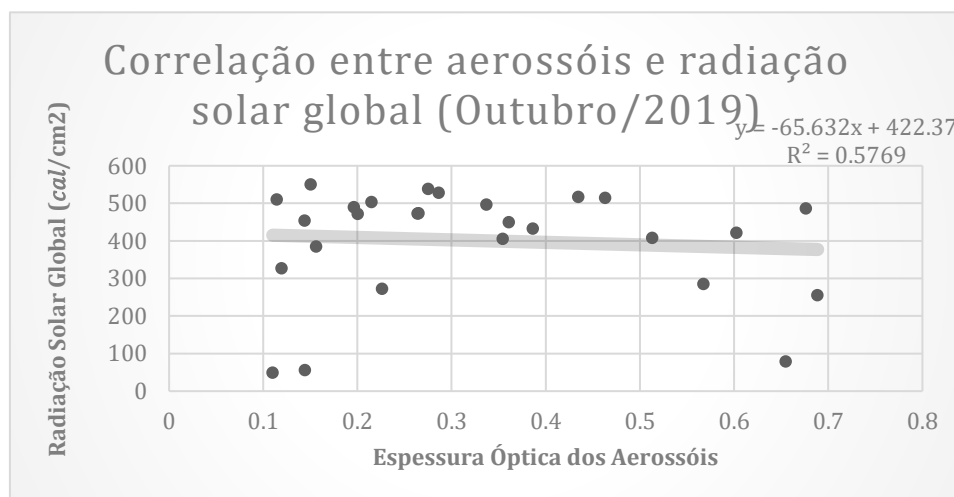


Figura IV—8. Diagrama de dispersão e correlação entre as concentrações de aerossóis e a radiação solar global para o mês de Outubro (2019).

A equação abaixo (4.1) representa o resultado do modelo de regressão linear simples entre os aerossóis e a radiação solar para o mês de Outubro (2019). Onde  $y$  representa o valor da variável resposta ou dependente (radiação solar global) e  $x$  o valor da variável independente (aerossóis).

$$y = -65,632x + 422,37 \quad (4.1)$$

O resultado deste modelo estima que em condições de uma atmosfera limpa (sem a presença dos aerossóis), ou seja  $x = 0$ , a radiação que chega a superfície seria de 422,37 cal/cm<sup>2</sup> e para cada aumento de 0,1 de EOA, a radiação diminui 6,56 cal/cm<sup>2</sup>.



Observou-se uma redução na incidência da radiação solar, o qual atingiu o mínimo de  $48,82 \text{ cal/cm}^2$  no mês de Outubro, em que a mesma pode estar relacionada com o aumento da concentração dos aerossóis que indica um pico em torno de 0,6 de EOA.

O mês de Novembro (*Figura IV—9*) foi o mês que mais apresentou elevados valores de radiação solar em 2019, em que as variações positivas da radiação solar incidente são observadas nos dias onde os níveis de concentrações registam os seus mínimos e as variações negativas da radiação incidente são observadas nos dias de picos de concentração dos aerossóis.

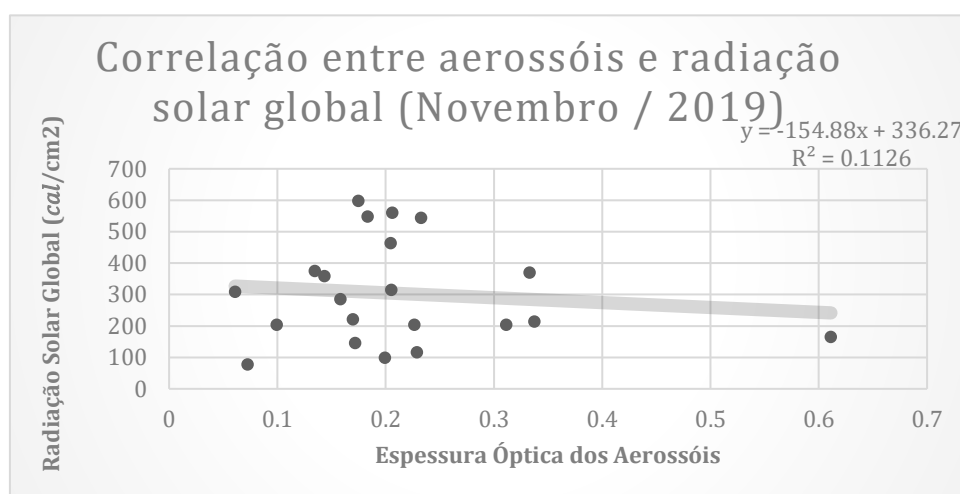


Figura IV—9. Diagrama de dispersão e correlação entre as concentrações de aerossóis e a radiação solar global para o mês de Novembro (2019).

$$y = -154,88x + 336,27 \quad (4.2)$$

A equação 4.2 representa o resultado do modelo de regressão linear simples entre os aerossóis e a radiação solar para o mês de Novembro (2019). Onde  $y$  representa o valor da variável resposta ou dependente (radiação solar global) e  $x$  o valor da variável independente (aerossóis). Para o mês de Novembro, o modelo estima que em condições de uma atmosfera sem a presença dos aerossóis ( $x = 0$ ), a radiação que chega a superfície seria de  $336,27 \text{ cal/cm}^2$  e para cada aumento de 0,1 de EOA, a radiação diminui  $15,48 \text{ cal/cm}^2$ .

As observações de ambas variáveis foram caracterizadas principalmente pela indisponibilidade de dados para vários dias e as vezes meses dentro do período de estudo, reduzindo o nível de correlação das variáveis nos diagramas de dispersão pela incompatibilidade dos dias. Isso justifica o comportamento do diagrama de dispersão do mês de Novembro apresentar uma correlação de apenas 11%

#### 4.4. Análise da correlação entre aerossóis e radiação solar global para o ano de 2020

O ano de 2020 foi o ano com mais meses disponíveis, onde vários meses apresentaram valores negativos de correlação. Foi também o ano com elevados valores de radiação solar global, atingindo maior média de  $482,0 \text{ cal/cm}^2$  no mês de Janeiro (vide anexos), igualmente o maior valor de radiação incidente em todo o período de estudo,  $616,55 \text{ cal/cm}^2$  (vide anexos).

Os diagramas de dispersão das variáveis para o ano de 2020 apresentaram forte correlação para vários meses do ano comparativamente ao ano de 2019, mostrando os efeitos que a presença de partículas de aerossóis na atmosfera causam na incidência da radiação solar na superfície. A partir das representações gráficas mostradas é possível visualizar correlações lineares negativas entre os aerossóis e a radiação solar global nos meses de Julho, Setembro e Novembro.

O coeficiente de determinação foi significativo para os meses de Julho (*Figura IV—10*), com valor de  $R^2=0,37$  (37%). Isto pode ser causado pela disponibilidade completa dos dados assim como a paridade dos dias. Contudo, todos os meses com correlação negativa apresentaram coeficientes onde se pode ver nos seus modelos que a cada aumento de concentração de aerossóis em 0,1 de EOA, a radiação solar global incidente (esperada) diminui em valores acima de  $6 \text{ cal/cm}^2$ . Justificando mais uma vez desta forma que o aumento da concentração de aerossóis na atmosfera reduz a incidência da radiação solar global sobre a superfície.

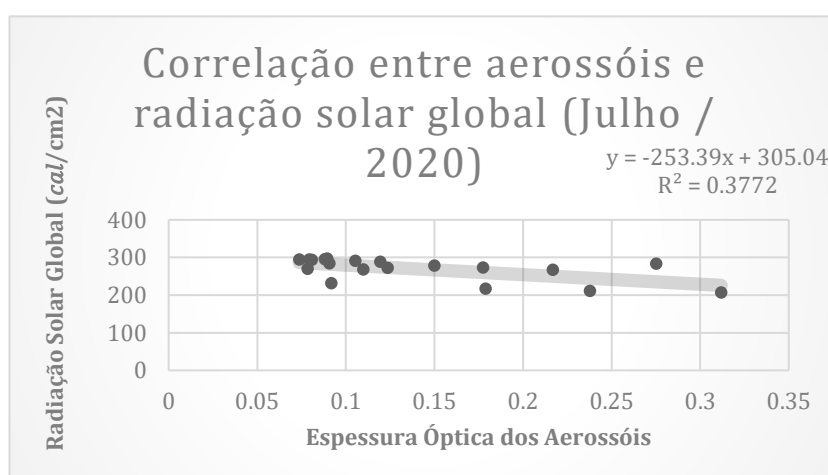


Figura IV—10. Diagrama de dispersão e correlação entre as concentrações de aerossóis e a radiação solar global para o mês de Julho (2020).

A equação abaixo (4.3) representa o resultado do modelo de regressão linear simples entre os aerossóis e a radiação solar para o mês de Julho (2020). Onde  $y$  representa o valor da variável resposta ou dependente (radiação solar global) e  $x$  o valor da variável independente (aerossóis). Para o mês de Julho, o modelo estima que em condições de uma atmosfera sem a presença dos aerossóis ( $x = 0$ ), a radiação que chega a superfície seria de 305,04 cal/cm<sup>2</sup> e para cada aumento de 0,1 de EOA, a radiação diminui 25,33 cal/cm<sup>2</sup>.

$$y = -253,39x + 305,04 \quad (4.3)$$

O comportamento da dispersão dos aerossóis obtido através de dados diários indicou mais uma vez tendência de redução significativa na incidência da radiação solar quando esta incide sobre uma atmosfera com presença de aerossóis acima de 0,4 de EOA para o mês de Setembro (*figura IV—11*). Onde apresentou o maior coeficiente de correlação de  $R^2 = 0,61$  (61%).

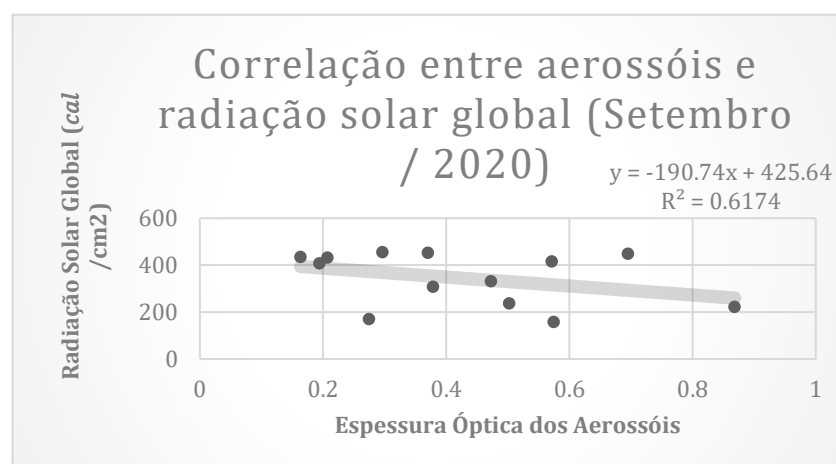


Figura IV—11. Diagrama de dispersão e correlação entre as concentrações de aerossóis e a radiação solar global para o mês de Setembro (2020).

O resultado do modelo de regressão linear simples (equação 4.4) entre os aerossóis e a radiação solar para o mês de Setembro estima que em condições de uma atmosfera sem a presença dos aerossóis ( $x = 0$ ), a radiação que chega a superfície seria de 425,64 cal/cm<sup>2</sup> e para cada aumento de 0,1 de EOA, a radiação diminui 19,07 cal/cm<sup>2</sup>.

$$y = -190,74x + 425,64 \quad (4.4)$$

Para Novembro (figura IV—12) o coeficiente de correlação de Pearson foi de  $R^2 = 0,23$ , ou seja, fornecendo 23% de evidências de relação linear entre essas duas variáveis.

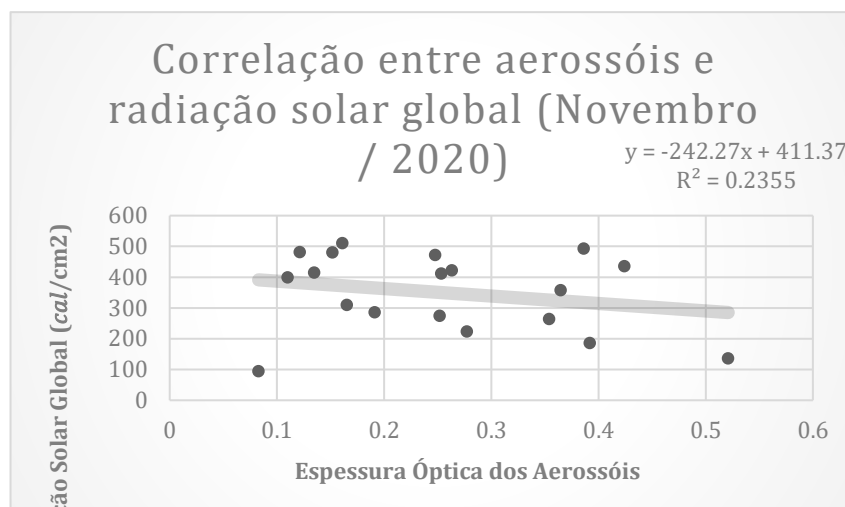


Figura IV—12. Diagrama de dispersão e correlação entre as concentrações de aerossóis e a radiação solar global para o mês de Novembro (2020).

O resultado do modelo de regressão linear simples (equação 4.5) entre os aerossóis e a radiação solar para o mês de Setembro estima que em condições de uma atmosfera sem a presença dos aerossóis ( $x = 0$ ), a radiação que chega a superfície seria de 411,37 cal/cm<sup>2</sup> e para cada aumento de 0,1 de EOA, a radiação diminui 24,22 cal/cm<sup>2</sup>.

$$y = -242,27x + 411,37 \quad (4.5)$$

Estes resultados concordam com os estudos feitos por (Queface et al, 2011) sobre a variação sazonal da espessura óptica média mensal do aerossol a 500 nm, que também apresentam valores máximos nos meses de Agosto, Setembro e Outubro. Onde observaram que a variação sazonal de espessuras ópticas de aerossol em 500 nm em África Austral são caracterizadas por valores baixos (0,11 e 0,17) de Dezembro à Maio, valores médios (0,20 e 0,27) entre Junho e Agosto, e valores altos a muito altos (0,30 e 0,46) durante meses de Setembro, Outubro e Novembro (Queface et al, 2011).

A tabela 4 mostra as magnitudes da influência dos aerossóis sobre a radiação solar incidente na atmosfera para os meses de Setembro e Outubro de 2019 e meses de Julho, Setembro e Novembro de 2020. Os valores do coeficiente de determinação  $R^2$  indicam a correlação entre os aerossóis e a radiação solar e os valores negativos do coeficiente  $a$  do modelo de regressão indicam parâmetros de regressão para magnitudes da influência dos aerossóis a cada valor de EOA e coeficiente  $y$  indica valor de saída (radiação solar) que o modelo prevê em condições de uma atmosfera sem a presença dos aerossóis ( $x = 0$ ).

Tabela IV—3: Magnitudes da influência dos aerossóis na radiação solar incidente na atmosfera.

Aerossóis	Ano	Mês	$R^2$	$r$	$a$	$y$
Nível 500 nm	2019	Outubro	0,57 (57%)	-0,7141861	-65,632	422,37
		Novembro	0,11 (11%)	-0,2441533	-154,88	336,27
	2020	Julho	0,37 (37%)	-0,4441861	-253,39	305,04
		Setembro	0,61 (61%)	-0,8340838	-190,74	425,64
		Novembro	0,23 (23)	-0,3400068	-242,27	411,37

Entretanto as maiores taxas de aquecimento (variações positivas da radiação solar) verificam-se onde são simuladas menores taxas de concentrações de partículas de aerossóis em suspensão e as menores taxas de variações da radiação solar incidente verificam-se onde são simuladas maiores taxas de concentrações de partículas de aerossóis, mostrando que em quantidades de 0,1 de EOA as taxas de radiação solar podem ser reduzidas numa ordem acima de 6 cal/cm<sup>2</sup>. Sendo que concentrações de partículas de aerossóis são mais intensas entre Setembro à Novembro e valores acima de 0,4 de EOA influenciam a redução de radiação solar incidente em mais de 10% (acima de 10 cal/cm<sup>2</sup>). Estes resultados são semelhantes ao que foram encontrados por (Tummon et al., 2010) para os aerossóis de poeira sobre a África Ocidental, onde a redução de radiação solar incidente foi induzido por aerossóis poeira.

Estes resultados também concordam com as campanhas de Southern African Fire-Atmosphere Research Initiative sobre a sazonalidade das concentrações dos aerossóis, onde observou-se que a atmosfera de várias regiões da África Austral é relativamente limpa de Dezembro a Maio, seguida por um período de transição de Junho a Agosto de uma atmosfera moderadamente turva e finalmente de Setembro à Outubro com altos níveis de aerossol de queima de biomassa. Pode-se ver os elevados índices de concentração dos aerossóis nos meses de Setembro à Novembro em 2019 (vide anexos).

## 5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 5.1. Conclusões

O presente estudo fornece uma avaliação dos resultados de aplicação de método estatístico sobre a influência dos aerossóis na radiação solar na Cidade de Maputo, durante o período de dois anos (2019 e 2020). Os resultados obtidos apontam para as seguintes conclusões:

1. A Cidade de Maputo apresenta diferentes fontes de emissões de aerossóis tanto ao nível marinho assim como continental. Onde com a análise de diferentes literaturas e observações, pode se considerar as possíveis principais fontes como aerossol de sal marinho, a fonte de queima de combustíveis fósseis (com destaque para veículos automóveis), queimada florestais, indústrias e a combustão doméstica.
2. Da variabilidade temporal das emissões dos aerossóis na cidade de Maputo observaram-se maiores valores de EOA no mês de Setembro para ambos os anos (0,80 de EOA em 2019 e 0,84 de EOA em 2020). Sendo que no geral, tem se aumento de concentração de aerossóis para os últimos dias em todos os meses de estudo.
3. A concentração dos aerossóis na atmosfera da cidade de Maputo influencia na redução da incidência da radiação solar. O comportamento da dispersão dos aerossóis obtido através de dados diários indicou tendência de redução da incidência da radiação solar quando esta incide sobre uma atmosfera com presença de aerossóis acima de 0,4 de EOA.
4. Por meio de regressão linear e usando o diagrama de dispersão dos aerossóis e a radiação solar global, e o coeficiente de correlação, foi possível medir o grau de associação entre as variáveis em estudo. Sendo que no geral, pode-se considerar que a correlação entre os aerossóis e a radiação solar é negativa. Através das equações dos modelos, verificou-se para o ano de 2019 a correlação entre a aerossóis e a radiação solar para os meses de Outubro e Novembro. Onde para o ano de 2019 encontrou-se uma correlação negativa de  $R^2 = 0,57$  (57%) e  $R^2 = 0,11$  (11%) para os meses de Outubro e Novembro, respectivamente. E para o ano de 2020, Julho, Setembro e Novembro de  $R^2=0,37$  (37%),  $R^2=0,61$  (61%) e 0,23 (23%), respectivamente.

## 5.2. **Recomendações**

Este estudo permitiu uma compreensão sobre a relação que existe entre os aerossóis e a radiação solar. Portanto este pode servir de base para realização de outros estudos para observar os efeitos dos aerossóis sobre a radiação solar bem como para outras variáveis meteorológicas. Sendo assim, é necessário se aprofundar os estudos no âmbito dos efeitos da concentração dos aerossóis na atmosfera com outros parâmetros para além de espessura óptica assim como na maior disponibilidade dos dados. Desta forma, recomenda-se:

- Melhoramento na monitoria contínua dos aerossóis (AERONET) e radiação solar (INAM) em diversos pontos da Cidade de Maputo, como forma de garantir a disponibilidade constante dos dados.
- Realização de estudos similares em outras províncias, assim como estudo de impacto dos aerossóis sobre outras variáveis meteorológicas, como exemplo a precipitação.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abel, S. J., Highwood, E. J., & Stringer, M. A. (2005). The direct radiative effect of biomass burning aerosols over southern Africa. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 5.
- Bergstrom, R. W., Pilewskie, P., Schmid, B., & Russel, P. B. (2003). Estimates of the spectral aerosol single scattering albedo and aerosol radiative effects during SAFARI 2000. *J. Geophys. Res.*, 108.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., FeinGold, G., Forster, P., Zhang, X. (2013). *Clouds and Aerosols. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Brasseur, G., Hauglustaine, D., Walters, S., Rasch, P., Muller, J., Granier, C., & Tie, X. (1998). Mozart, a global chemical transport model for ozone and related chemical tracers, 1: Model description. *J. Geophys. Res.*, 290.
- Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., & Coakley, J. A. (1992). Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255.
- Chaimite, B. A. (2019). *Influência dos Aerossóis Derivados da Queima de Biomassa no Balanço Radiativo: Caso da Reserva Nacional do Niassa.* Maputo: Universidade Eduardo Mondlane.
- Chambela, A. A. (2016). *Impacto e perspectivas na gestão de resíduos sólidos: caso de estudo município de maputo (Moçambique).* Curitiba: Universidade Federal do Paraná .
- Cogurt, A. (2016). *Open burning of waste: a global health disaster.*
- Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M. C., & Frame, D. (2013). *Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

- De Andrade Paixão, M. M. (2011). *Propriedades Ópticas de aerossóis naturais e de queimadas da Amazônia*. São Paulo : Universidade de São Paulo.
- De Castro, A. A. (2009). *Análises de algumas relações entre chuvas e aerossóis na região amazônica*. São Paulo: Universidade de São Paulo-Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas .
- De Siqueira, R. A. (2016). *Estudo numérico do efeito dos aerossóis de queimadas na previsão de chuvas convectivas na américa do sul*. São José dos Campos: INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Dewitte, S., & Clerbaux, N. (2017). *Measurement of the Earth Radiation Budget at the Top of the Atmosphere*. Brussels, Belgium: Observations Division, Royal Meteorological Institute of Belgium .
- Dutra, R. (2015). *Relação entre a profundidade óptica dos aerossóis e a radiação solar incidente em área do Cerrado do Mato-Grossense*. Cuiabá – MT: Universidade de Cuiaba .
- Diaz, L. R. (2008). *Avaliação do uso do modelo WRF (Weather Research and Forecasting) na geração de perfis verticais visando à correção atmosférica no infravermelho termal*. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Dos Santos Oliveira, D. C. (2016). *Caracterização e classificação das propriedades ópticas de aerossóis na atmosfera de Natal, Brasil*. Natal: Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Emmons, L., Walters, S., Hess, P., Lamarque, J., Pfister, G., Fillmore, D., . . . Baughcum, S. (2010). Description and evaluation of the Model for Ozone and Related chemical Tracers, version 4 (MOZART-4). *Geoscientific Model Development*, 25.
- Fan, J., Zhang, R., Tao, W.-K., & Mohr, K. I. (2008). Effects of aerosols optical properties on deep convective clouds and radiative forcing. *Journal of Geophysical Research* , 16.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., & Rodrigues, L. F. (2009). Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 20.

- Gupta, P., Remer, L. A., Patadia, F., Levy, R. C., & Christopher, S. A. (2020). *High-Resolution Gridded Level 3 Aerosol Optical Depth Data from MODIS*. Remote Sensing .
- Holanda, B. (2015). *Absorção por Aerossóis na Amazônia*. São Paulo: Universidade de São Paulo.
- Hu, B., Zhao, X., Liu, H., & Song, T. (2017). Quantification of the impact of aerosol on broadband solar radiation in North China. *Nature*, 8.
- Ichoku, C., Remer, L. A., Kaufman, Y. J., Levy, R., Chu, D. A., Tanré, D., & Holben, B. N. (2003). MODIS observation of aerosols and estimation of aerosol radiative forcing over southern Africa during SAFARI 2000. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 13.
- IPCC. (2007). *Working Group 1, the physical science basis*. IPCC.
- Kusky, T. (2008). *Climate Change: Shifting Glaciers, Deserts and Climate Belt*. Infobase Publishing.
- Latorre, M. L., Anderson, L. O., Shimabukuro, Y. E., & De Carvalho Júnior, O. A. (2003). Sensor modis: características gerais e aplicações. *Espaço & Geografia*, 30.
- Langa, J. M. (2014). Gestão de resíduos sólidos urbanos em Moçambique, responsabilidade de quem? . *Revista Nacional de Gerenciamento de Cidades*, 14.
- Levy, R. C., Mattoo, S., Munchak, L. A., Remer, L. A., Sayer, A. M., Patadia, F., & Hsu, N. C. (2013). *The Collection 6 MODIS aerosol products over land and ocean*. Atmospheric Measurement Techniques.
- Lucca, S. (2009). *Sensoriamento remoto de aerossóis em alta resolução espacial na região amazônica*. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Física.
- Macome, M. A. (2004). *Characterization and improvement of a direct solar radiation detector*. Durban: University of KwaZulu-Natal.
- Main, J. (1997 ). *Seasonality of Circulation in Southern Africa using the Kohonen Self-Organising Map*. Cape Town: University of Cape Town.
- Maúre, G. A. (2013). *Effects of Biomass–Burning Aerosol Loading on Southern African Climate*. Cape Town: University of Cape Town.

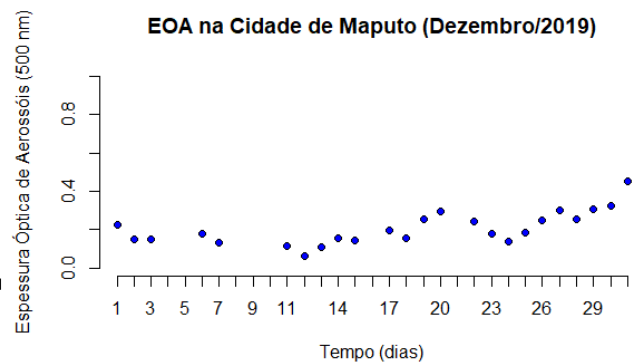
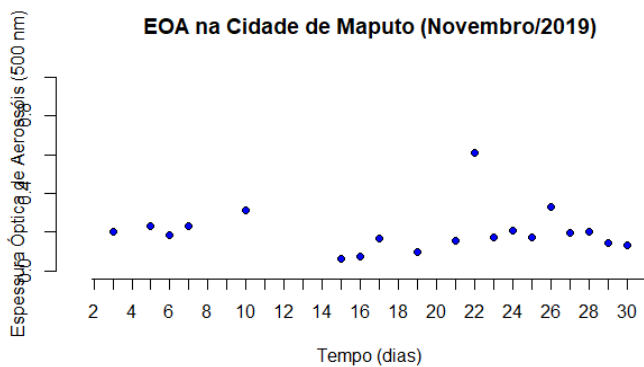
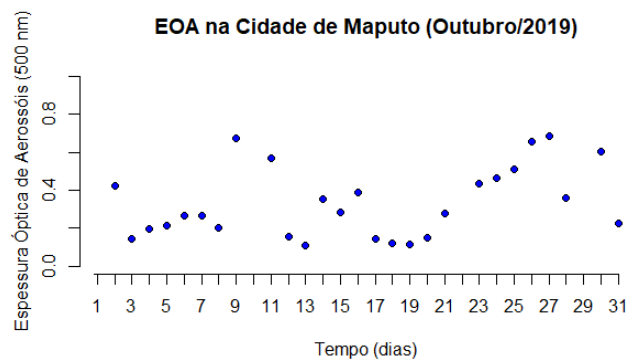
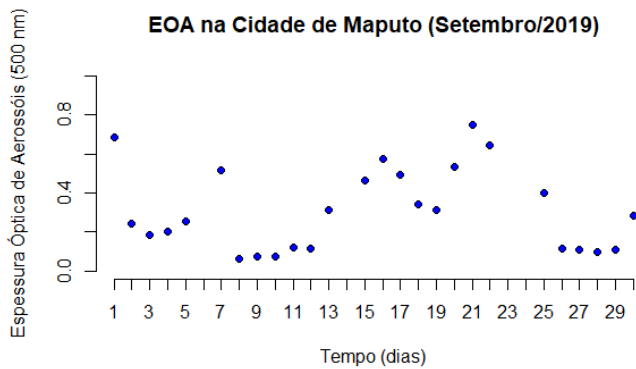
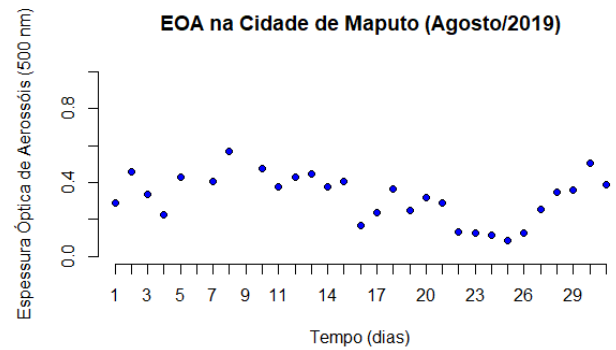
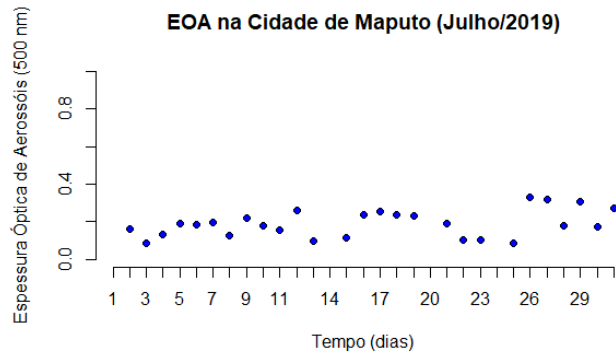
- Maúre, G., & Tadross, M. (2010). *Queima sazonal de biomassa na África austral: Efeitos na precipitação. em: T. figueredo, l. ribeiro, a. ribeiro (eds.).* Bragança: II Workshop Clima e Recursos Naturais. Instituto Politecnico de Bragança.
- Oliveira, M. G. (2007). *Evolução das Distribuições de tamanho em Massa e Número do Aerossol Atmosférico em São Paulo.* São Paulo: Universidade de São Paulo.
- Palácios, R. D. (2014). *Análise da Profundidade Óptica de Aerossóis no Cerrado do Mato-Grossense.* Cuiabá, MT: UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO.
- Prado, N. V. (2017). *Estudo da variabilidade temporal da profundidade óptica do aerossol atmosférico na região sul da amazônia durante o período de 2000 a 2015.* São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais .
- Putriningrum, D. (2017). *Simulating Air Pollution in the Severe Fires Event during 2015 El-Nino in Indonesia using WRF-Chem.* Wageningen: Meteorology and Air Quality (MAQ) Chair Group - Wageningen University and Research Center.
- Putriningrum, D. A. (2017). *Simulating Air Pollution in the Severe Fires Event during 2015 El-Nino in Indonesia using WRF-Chem.* Wageningen: Meteorology and Air Quality (MAQ) Chair Group - Wageningen University and Research Center.
- Quissíco, D. Z. (2005). *Estudo do Comportamento da Radiação Solar em Moçambique .* Maputo: UEM - Departamento de Física.
- Ramanathan, V. e. (2001). *The Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the Great Indo-Asian.* J. Geophys.
- Rathore, N., Saraswat, V., Mandot, V., & Bhatt, P. (2017). Aerosols: Production and Effects. *International Journal of Research* , 10.
- Rodrigues, S. C. (2009). *Determinação da origem do aerossol atmosférico nas cidades de Coimbra e Porto.* Universidade de Aveiro.
- Sentelhas, P. C., & Angelocci, L. R. (2012). Meteorologia Agrícola. Em *Radiação Solar* . São Paulo: USP.

- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., . . . Powers, J. G. (2008). A Description of the Advanced Research WRF Version 3. *NCAR*, 126.
- Seinfeld, J., & Pandis, S. (1998). *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons.
- Siqueira, R. A. (2016). *Estudo numérico do efeito dos aerossóis de queimadas na previsão de chuvas convectivas na América do Sul*. São José dos Campos: INPE.
- Souza, A., Santos, D. A., & Caldin, L. P. (2017). *Poluição atmosférica urbana a partir de dados de aerossóis modis: efeito dos parâmetros meteorológicos*. Goiânia: Bol. Goia. Geogr. (Online).
- Stanhill, G. S. (2001). *SGlobal dimming: A review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences*. Meteorol.
- Trenberth, K., & Fasullo, J. (2009). Earth's global energy budget. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 90.
- Tummon, F. (2011). *Direct and semi-direct aerosol effects on the southern African regional climate during the austral winter season*. Cape Town: University of Cape Town.
- Tyson, P. D. (1996). Large-Scale Recirculation of Air over Southern Africa. *Journal of Applied Meteorology*, 19.
- Tyson, P. D., & R., P.-W. A. (2000). *The weather and climate of southern Africa*. Cape Town: Oxford University Press.
- Uele, D. I., Lyra, G. B., & Júnior, J. F. (2017). *Variabilidade Espacial e Intranual das Chuvas na Região Sul de Moçambique, África Austral*. Revista Brasileira de Meteorologia.
- Urankar, G., Prabha, T., Pandithurai, G., Pallavi, P., Achuthavarier, D., & Goswami, B. N. (2012). Aerosol and cloud feedbacks on surface energy balance over selected regions of the Indian subcontinent. *Journal of Geophysical Research*, 16.
- Waggoner, A., Weiss, N., Ahlquist, C. D., Will, S., & Charlson, R. (1981). Optical characteristics of atmospheric aerosols. *Atmos. Environ.*, 15.
- Wang, Y., Che, J., Ma, Q., Wang, G., & Shi, P. (2009). Aerosol radiative forcing under clear, hazy, foggy, and dusty weather conditions over Beijing, China. *Geophys. Res. Lett.*, 36.

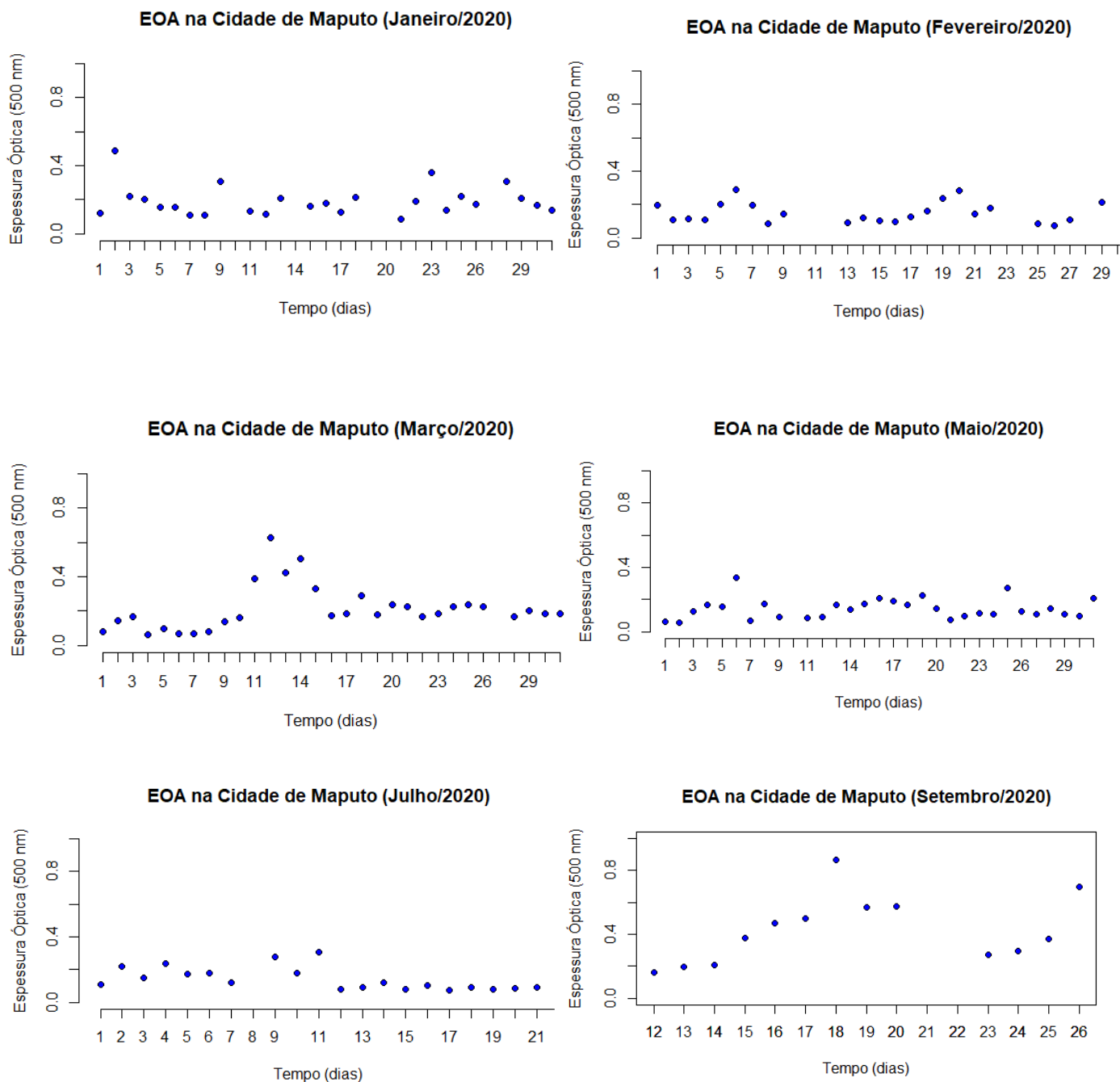
- WFP. (2017). Moçambique: Análise do Clima. *World Food Programme* , 48.
- Wiedinmyer, C., Yokelson, R. J., & Gullet, B. K. (2014). Global emissions of trace gases, particulate matter, and hazardous air pollutants from open burning of domestic waste. *ACS publications* , 16.
- Yu, H. (2006). A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmos. Chem. Phys*, 13.
- Zanis, P. (2009). *A study on the direct effect of anthropogenic aerosols on near surface air temperature over Southeastern Europe during summer 2000 based on regional climate modeling*. Greece: Aristotle University of Thessaloniki.

## ANEXOS

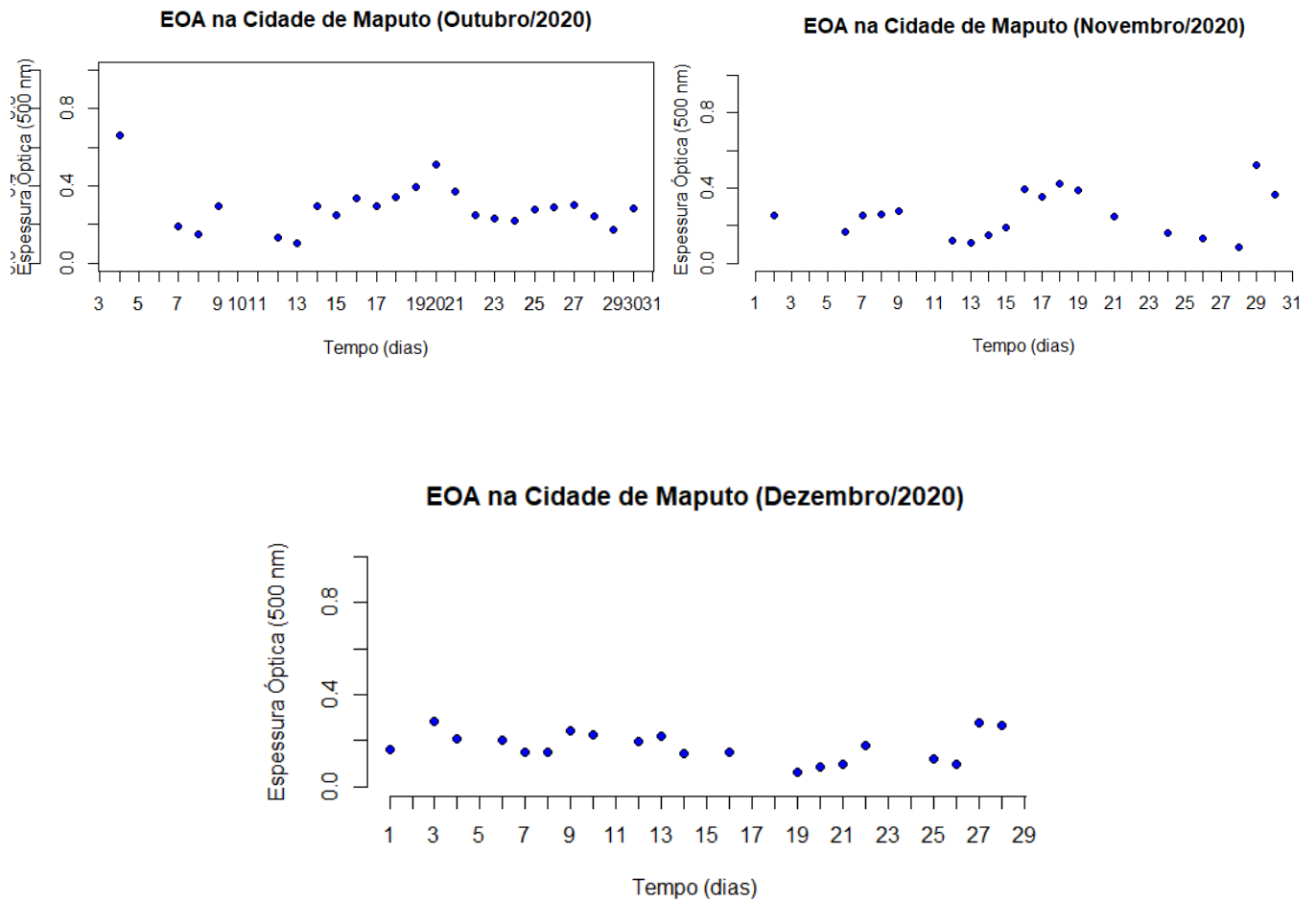
### A. Distribuição temporal das concentrações dos aerossóis (Espessura Óptica de Aerossóis) para o ano de 2019.



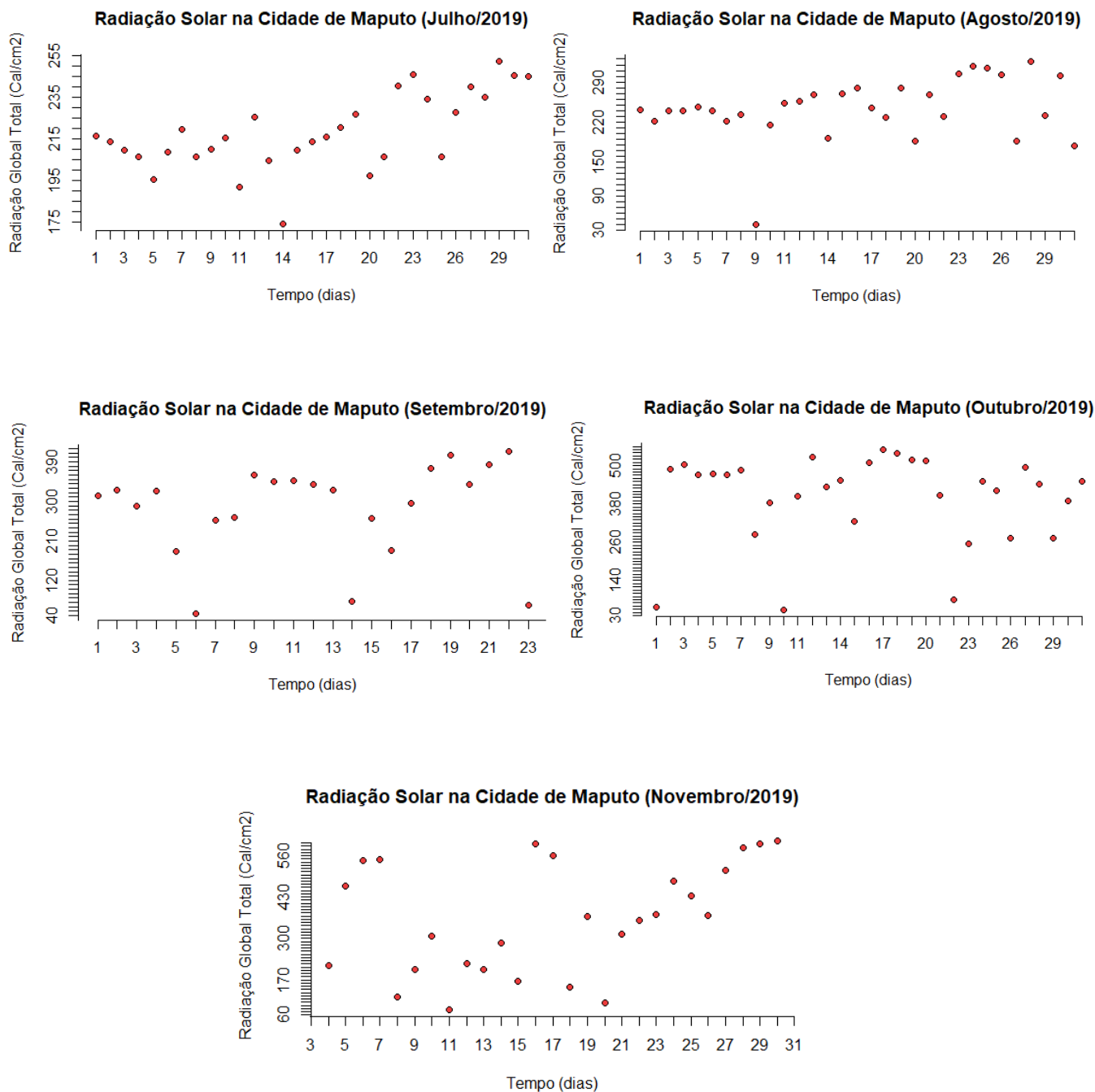
## B. Distribuição temporal das concentrações dos aerossóis (Espessura Óptica de Aerossóis) para o ano de 2020



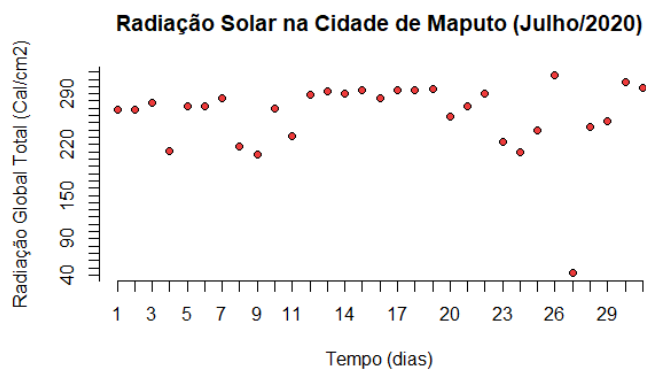
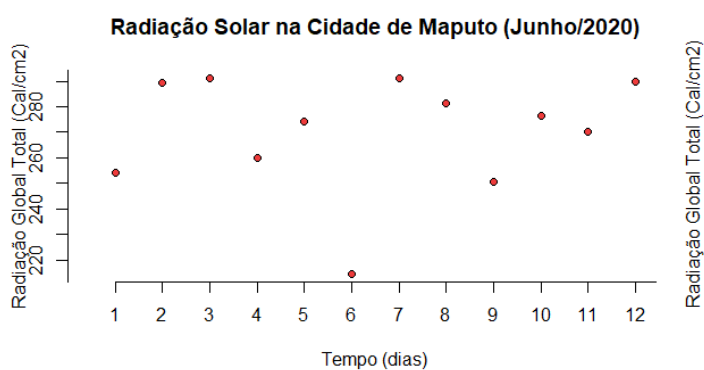
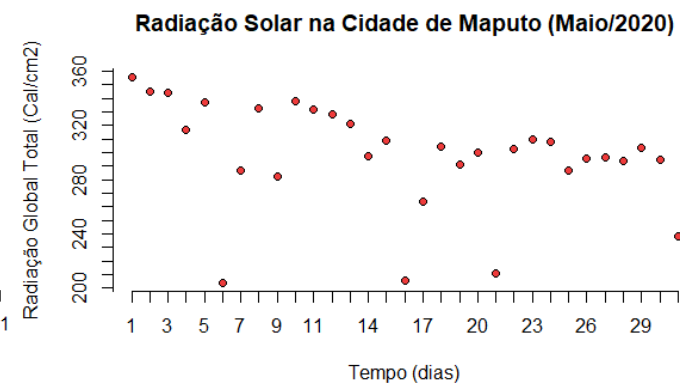
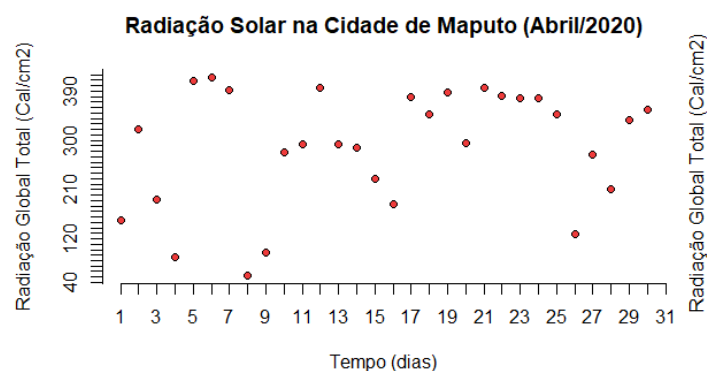
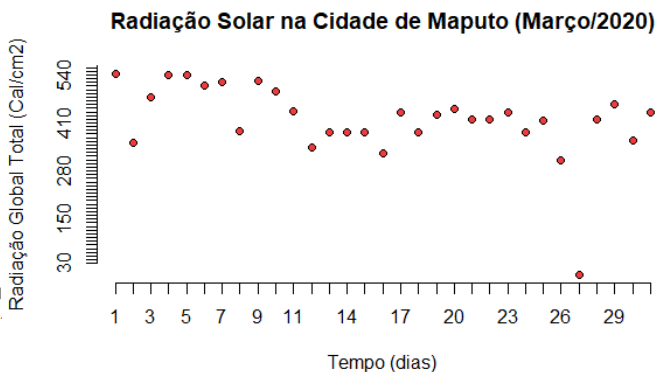
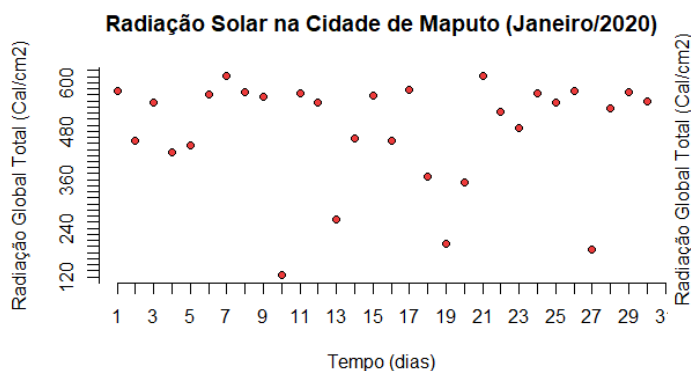


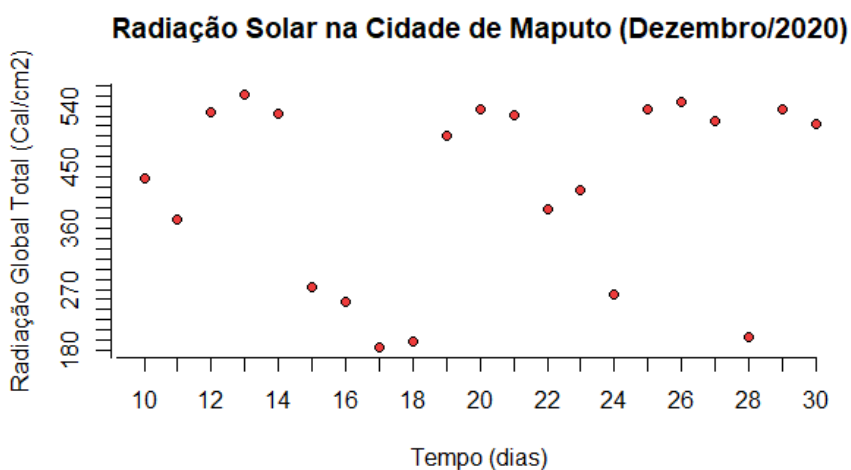
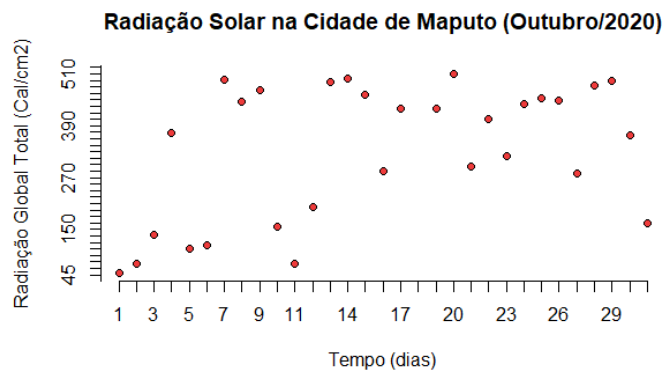
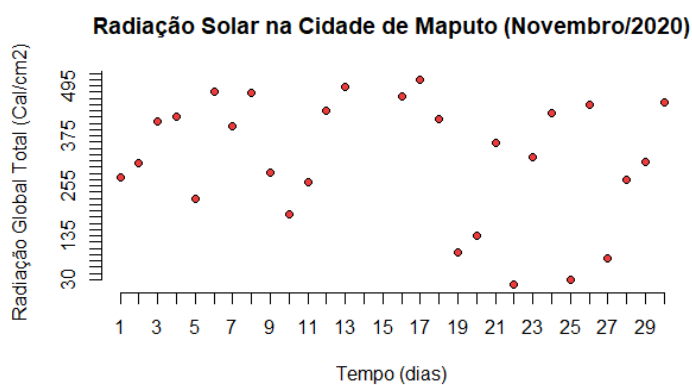
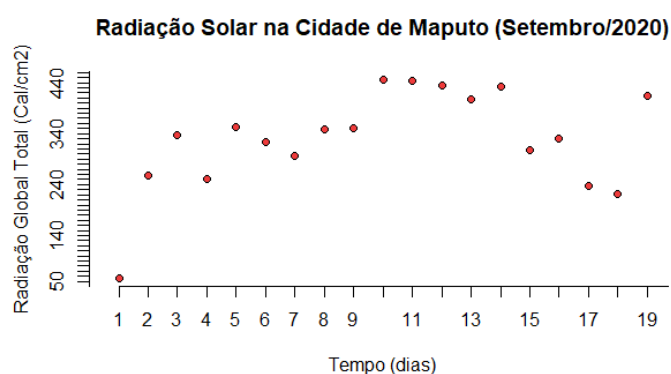
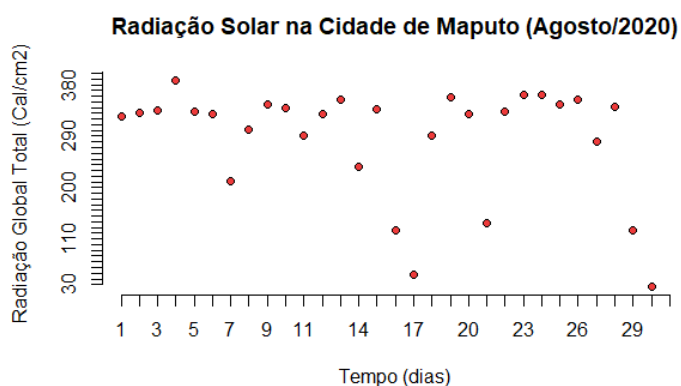


### C. Distribuição temporal da radiação solar incidente sobre a Cidade de Maputo para o ano de 2019

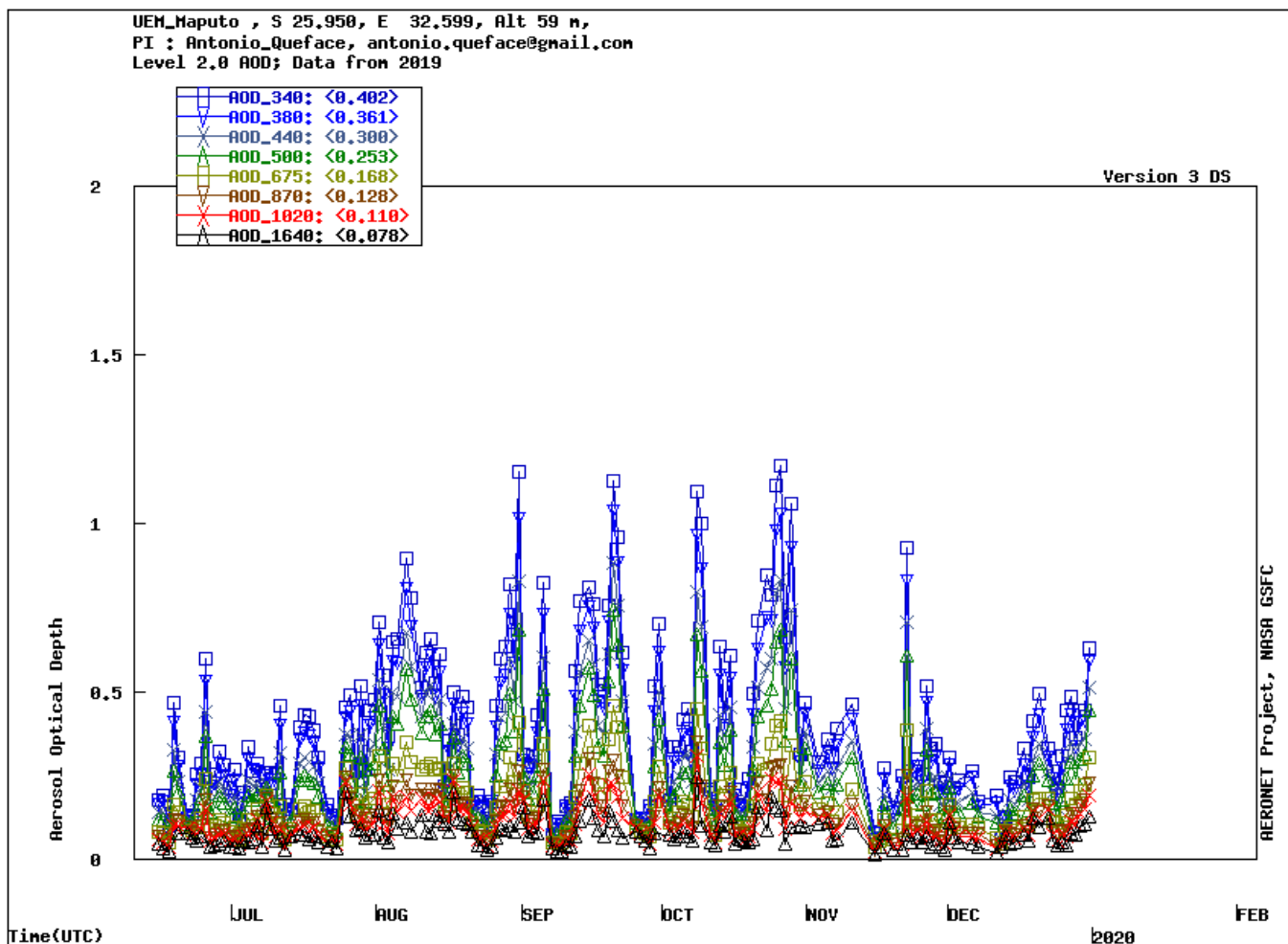


## D. Distribuição temporal da radiação solar incidente sobre a Cidade de Maputo para o ano de 2020.





**E. Distribuição anual das concentrações dos aerossóis (Espessura Óptica de Aerossóis)**  
**para o ano de 2019: AERONET**



**F. Distribuição anual das concentrações dos aerossóis (Espessura Óptica de Aerossóis)  
para o ano de 2020: AERONET**

