

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

**ANÁLISE DA PROFUNDIDADE ÓTICA DE AEROSSÓIS
NO CERRADO MATO-GROSSENSE**

RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS

Orientador: Prof. Dr. LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO

Cuiabá, MT
Setembro/2014

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

**ANÁLISE DA PROFUNDIDADE ÓTICA DE AEROSSÓIS
NO CERRADO MATO-GROSSENSE**

RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, como parte dos requisitos para obtenção do título de mestre em Física Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. LEONE FRANCISCO AMORIM CURADO

Cuiabá, MT
Setembro/2014

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

P153a Palácios, Rafael da Silva.
Análise da profundidade ótica de aerossóis no cerrado Mato-grossense / Rafael da Silva Palácios. -- 2014
72 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Leone Francisco Amorim Curado.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2014.
Inclui bibliografia.

1. Rede AERONET. 2. Variáveis micrometeorológicas. 3. Queima de biomassa. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

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

FOLHA DE APROVAÇÃO

**TÍTULO: ANÁLISE DA PROFUNDIDADE ÓTICA DE AEROSSÓIS NO
CERRADO MATO-GROSSENSE**

AUTOR: RAFAEL DA SILVA PALÁCIOS

Dissertação de Mestrado defendida e aprovada em 23 de setembro de 2014, pela comissão julgadora:



Prof. Dr. Leone Francisco Amorim Curado

Orientador

Instituto de Física – UFMT



Prof. Dr. Thiago Rangel Rodrigues

Examinador Interno

Programa Nacional de Pós Doutorado/PNPD/CAPES



Profa. Dra. Franciele Bomfiglio Santanna

Examinadora Externa

Universidade de Cuiabá - UNIC

DEDICATÓRIA

*A todos os colegas de curso,
professores e familiares.*

AGRADECIMENTOS

- Ao Professor José de Souza Nogueira;
- Ao Professor Leone Francisco Amorim Curado pela orientação, apoio e confiança para realização desse trabalho;
- Aos Professores Flair e Paulo e a Professora Marta da disciplina de Metodologia Científica, pela colaboração e ajuda na escrita e desenvolvimento desse trabalho;
- Aos Professores Denilton, Francisco, Marcelo e a Professora Carmem pela atenção e conhecimentos;
- À todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, pelos conhecimentos;
- Ao Professor Paulo Artaxo, seus colaboradores e equipe de Física Atmosférica – USP;
- À Soilce, Cesário e Jô pela colaboração nos serviços da secretaria que nos auxiliou para o desenvolvimento deste trabalho;
- À CAPES pelo apoio financeiro;
- À todos os colegas de curso que direta ou indiretamente contribuíram para realização desse trabalho.

EPÍGRAFE

“Cabe a cada pessoa entender seu interior, direcionar seu bem estar em função de um propósito de vida.”

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS.....	ix
LISTA DE ABREVIATURAS.....	x
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xi
RESUMO.....	xiii
ABSTRAT.....	xiv
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 PROBLEMÁTICA.....	1
1.2 JUSTIFICATIVA.....	2
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 A ATMOSFERA TERRESTRE.....	4
2.2 A RADIAÇÃO SOLAR.....	5
2.2.1 O Espectro Eletromagnético.....	5
2.2.2 As leis da radiação.....	7
2.2.3 Efeitos da Radiação na Atmosfera.....	9
2.2.4 Atenuação da radiação eletromagnética.....	12
2.3 AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS.....	14
2.3.1 Classificação, residência e remoção de aerossóis.....	15
2.3.2 Espalhamento e absorção de radiação por aerossóis.....	17
2.3.3 Profundidade ótica de aerossóis.....	18
2.3.4 Forçante radiativa de aerossóis.....	20
2.4 DESCRIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DO CERRADO MATO-GROSSENSE.....	22
2.5 A QUEIMA DE BIOMASSA.....	23
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
3.1 A ÁREA DE ESTUDO.....	25

3.2 DADOS MICROMETEOROLÓGICOS	26
3.3 A REDE AERONET.....	27
3.3 O TRATAMENTO DOS DADOS	29
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	31
4.1 ANÁLISE DA PROFUNDIDADE ÓTICA, COEFICIENTE DE ANGSTROM E VARIÁVEIS MICROMETEOROLÓGICAS	31
4.2 A ESTIMATIVA DA FORÇANTE RADIATIVA DE AEROSSÓIS SOBRE A SUPERFÍCIE	37
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	44
6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	46
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA.....	47
7.1 REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFIAS CITADAS	47
7.2 REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFIAS CONSULTADAS	54

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Comparação da irradiância solar espectral [$\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$] com a irradiância de um corpo negro de temperatura 5.777 K (adaptado de SEINFELD e PANDIS, 1998).....	08
Figura 2. Projeção do Triângulo Astronômico Sobre a Superfície da Terra, Triângulo Astronômico (ALVES e VIANELLO, 1991).....	10
Figura 3. Bandas de Absorção dos Diferentes Gases que estão na Atmosfera (ROBINSON, 1966).....	12
Figura 4. Esquema representativo da atenuação da radiação eletromagnética em um meio homogêneo (Adaptado de PROCOPIO, 2005).....	12
Figura 5. Micrografia mostrando uma partícula de aerossol atmosférico composta de Al, Si e Ca (http://each.uspnet.usp.br/pesquisa/cpq/wordpress/?author=211 , acesso em 08-06-14, 14h35min).....	14
Figura 6. Estimativa da média global e anual do forçamento radiativo antrópico de 1750 até 2000. Na classificação do nível de conhecimento A representa alto, M médio, B baixo e MB muito baixo (Adaptado de Ramaswamy et al., 2001).....	21
Figura 7. Representação do município de Cuiabá, área de estudo e suas coordenadas.....	25
Figura 8. Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda (MARTINS, 2012).....	27
Figura 9. Fotômetro CIMEL instalado na Fazenda Miranda.....	28
Figura 10. Distribuição sazonal das variáveis de temperatura umidade relativa e precipitação para o período de estudo.....	31
Figura 11. Distribuição temporal dos valores de AOD 500nm total, AOD 500nm devido à moda fina de aerossóis e AOD 500nm devido à moda grossa de aerossóis.....	32
Figura 12. Correlação entre a AOD total (500nm) e suas parcelas devidas a aerossóis de moda fina e grossa.....	33
Figura 13. Distribuição da AOD total (500nm) e precipitação (mm).....	34
Figura 14. Distribuição dos valores de AOD 500nm, temperatura e umidade relativa.....	35

Figura 15. Distribuição mensal do número de focos de queimada e média mensal da AOD (500nm).....	35
Figura 16. Distribuição dos valores de Coeficiente de Angstrom e AOD total (500nm).....	36
Figura 17. Variação da AOD 500nm um função do dia do ano de julho a setembro de 2012.....	38
Figura 18. Representação da regressão entre S_w e AOD 500nm, ambos normalizados pelo cosseno do ângulo zenital.....	38
Figura 19. Distribuição diária dos valores de Forçante Radiativa de Aerossóis (ARF) sobre a superfície.....	41

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Valores dos coeficientes R^2 , Pearson, Kendall e Spearman para as correlações entre AOD 500nm/ μ e Sw/ μ para cada data, e valores da ARF com seu devido desvio padrão.....39

Tabela 2. Média da ARF sobre a superfície para os meses de estudo juntamente com os intervalos de confiança.....41

LISTA DE ABREVIATURAS

AERONET - *Aerosol Robotic Network*

AOD - *Aerosol Optical Depth*

ARF- *Radiative Forcing of Aerosols*

BC - *Black Carbon*

INMET- Instituto Nacional de Meteorologia

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IPCC - Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

NCG - Núcleos de Condensação de Gelo

NCN - Núcleos de Condensação de Nuvens

PI- Partículas Inaláveis

PM₁₀- Partículas com diâmetros menores que 10 µm

PM_{2,5}- Partículas com diâmetros menores que 2,5 µm

PTS- Partículas Totais em Suspensão

RFE- *Radiative Forcing Efficiency*

LISTA DE SÍMBOLOS

CO₂ – Dióxido de carbono

N₂ – Nitrogênio

H₂O – Vapor de água

O₂ – Oxigênio

Ar – Argônio

CH₄ – Metano

N₂O – Óxido nítrico

λ – Comprimento de onda

ν – Frequência de oscilação de onda

μm – Micrômetros

nm – Nanômetros

c – Velocidade da luz no vácuo ($3 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$)

ϵ – Energia de um fóton

h – Constante de Planck ($6,626 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}$)

$B_{\lambda}(T)$ – Radiância espectral emitida ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$)

k_B – Constante de Boltzmann ($1,381 \cdot 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$)

λ_{max} – Comprimento de onda máximo

E – Emitância

σ – Constante de Stefan - Boltzmann ($5,6705 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$)

a_{λ} – Absorvidade

ϵ_{λ} – Emissividade

I – Irradiância

I_N – Irradiância na superfície normal

R' – Irradiância solar no topo da atmosfera

Z – Ângulo zenital

S – Constante solar (1367 Wm^{-2})

$(\bar{D}/D)^2$ – Variação da densidade de fluxo de radiação que atinge uma superfície no topo da atmosfera

T_N – Tempo de nascer do Sol

T_P – Tempo do por do Sol

ϕ – Latitude

δ – Declinação solar

L_λ – Radiância espectral

$b_{\text{ext},\lambda}$ – Coeficientes de extinção

$b_{\text{abs},\lambda}$ – Coeficientes de absorção

$b_{\text{esp},\lambda}$ – Coeficientes de espalhamento

Al – Alumínio

Si – Silício

Ca – Cálcio

τ_{esp} – Espessura ótica de espalhamento de aerossóis

τ_{abs} – Espessura ótica de absorção de aerossóis

τ_λ – Espessura ótica de aerossóis

ω_0 – Albedo simples

UR – Umidade Relativa

$P(\theta)$ – Função de Fase

β – Fração de retro espalhamento

x – Parâmetro de tamanho

Θ – Ângulo de espalhamento

δ_{esp} – Profundidade ótica de espalhamento

δ_{abs} – Profundidade ótica de absorção

δ_λ – Profundidade ótica de extinção

α – Coeficiente de Angstrom

Sw – Radiação na faixa do visível

Rg – Radiação global incidente

RESUMO

PALÁCIOS, R.S. Análise da profundidade ótica de aerossóis no Cerrado Mato-grossense. Cuiabá, 2014, 72p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

Estudos das propriedades óticas de aerossóis em escalas locais e suas relações com a radiação solar são de grande importância para a pesquisa atmosférica. Essas pesquisas contribuem para o entendimento das propriedades radiativas e seu processo de transmissão à superfície. Uma das formas de se avaliar os efeitos provocados pelos aerossóis é através da análise de suas propriedades óticas. Desta forma o presente trabalho desenvolve uma análise da Profundidade Ótica de Aerossóis (AOD) e do coeficiente de Angstrom (α), assim como estima a Forçante Radiativa de Aerossóis (ARF) sobre a superfície em uma região de Cerrado no Estado de Mato Grosso. A região de estudo é acometida, todos os anos na estação seca, por inúmeros registros de focos de incêndios. Os dados adquiridos junto a AERONET (*Aerosol Robotic Network*) foram analisados e correlacionados com variáveis micrometeorológicas de precipitação, temperatura de superfície e umidade relativa. A AOD total para o comprimento de onda de 500nm e suas respectivas parcelas devido à fração fina e grossa de material particulado foi correlacionada, concluindo-se que a AOD nessa região possui uma alta correlação com a fração a moda fina de aerossóis, apresentando um coeficiente de correlação de Spearman de 0,975 com um intervalo de confiança na faixa de 0,996 a 0,981. Os valores obtidos para o coeficiente de Angstrom (α) indicaram grande relação do aumento da AOD com as partículas emitidas por queima de biomassa. Buscou-se investigar quantitativamente os valores de ARF em um período de transição de seca-úmida. Os valores de ARF foram obtidos através de medidas simultâneas de Profundidade Ótica de Aerossóis (AOD) para a faixa de 500nm e radiação solar na faixa do visível (Sw). Os picos para AOD 500nm chegaram a 1,6 no mês de setembro onde foram registrados 5.576 focos de incêndio no Estado de Mato Grosso. O valor da ARF para o dia 13-08-12 atingiu $(-93,01 \pm 8,46) \text{ Wm}^{-2}$, sendo que a variação da AOD 500nm em 0,1 provocou uma queda de aproximadamente 80 Wm^{-2} sobre a superfície, durante o fim do mês de agosto e começo do mês de setembro os picos de ARF atingiram -120 Wm^{-2} para valores de profundidade ótica acima de 1,0.

Palavras – chave: Rede AERONET, variáveis micrometeorológicas, queima de biomassa.

ABSTRACT

PALÁCIOS, R.S. Analysis of aerosol optical depth in the Cerrado of Mato Grosso. Cuiabá, 2014, 72p. Dissertation (Masters in Environmental Physics) - Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

Studies of the optical properties of aerosols on local scales and their relationship with solar radiation are of great importance for atmospheric research. These studies contribute to the understanding of the radiative properties and the process of transmission to the surface. One of the ways to assess the effects caused by aerosols is by analyzing their optical properties. Thus this paper provides an analysis of Aerosol Optical Depth (AOD) and the Angstrom coefficient (α) and estimates the Forcing Radiative of Aerosols (ARF) on the surface in a region of Cerrado in Mato Grosso. The study area is affected every year in the dry season by numerous records of outbreaks of fire. The data acquired from AERONET (Aerosol Robotic Network) were analyzed and correlated with micrometeorological variables precipitation, surface temperature and Relative Humidity. The total AOD to the wavelength of 500nm and their plots due to the fine and coarse fraction of particulate matter was correlated, concluding that the AOD in this region has a high correlation with the fine fraction of aerosols fashion, with a coefficient Spearman correlation of 0.975 with a confidence interval ranging from 0.996 to 0.981. The values obtained for the Angstrom coefficient (α) showed a large increase in the ratio of AOD to the particles emitted by biomass burning. We attempted to quantitatively investigate the values of ARF in a period of transition from dry-moist. The ARF values were obtained by simultaneous measurements of Aerosol Optical Depth (AOD) for the range of 500nm and solar radiation in the visible range (S_w). The peaks for AOD 500nm reached 1.6 in September where 5,576 fires in Mato Grosso were recorded. The value of ARF for the day reached $8.12.13 (-93.01 \pm 8.46) \text{ Wm}^{-2}$, with the variation of the AOD 500 nm in 0.1 caused a decrease of about 80 Wm^{-2} on the surface during the end of August and beginning of September peak ARF reached -120 Wm^{-2} for values above 1.0 optical depth.

Keywords : AERONET network, micrometeorological variables, biomass burning.

1 INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

Os efeitos provocados pelos aerossóis sobre o meio ambiente são estudados extensivamente em diferentes escalas de espaço e tempo, assim como seus vários efeitos sobre o tempo meteorológico e 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. Mundialmente, vários estudos têm se ocupado em entender o papel que os aerossóis desempenham nas alterações climáticas globais. 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.

O Brasil desempenha um importante papel no que diz respeito à emissão de aerossóis para a atmosfera. Ecossistemas como a Floresta Amazônica e o Cerrado tem um papel fundamental na atmosfera terrestre, uma vez que estão passando por intenso processo de atividades antrópicas, tais como desmatamento e queimadas para a ocupação agrícola. No estado de Mato Grosso a ocorrência das queimadas está relacionada aos desmatamentos, práticas utilizadas para a abertura de novas áreas para a agropecuária e expansão agrícola. As queimadas e incêndios florestais ocorrem mais intensamente nas regiões amazônica e central do Brasil, nos períodos de seca (julho a outubro) uma vez que essa situação é agravada pelo clima propício a novos incêndios.

O material particulado produzido pelas queimadas pode influenciar tanto o clima local como também o clima de regiões próximas uma vez que podem ser transportados pela atmosfera. Partículas de aerossóis, tanto naturais quanto antropogênicas, podem afetar o sistema climático de forma direta e indireta, direta

quando absorvem e espalham radiação solar e emitem radiação térmica, indireta quando atuam como núcleos de condensação de nuvens e gelo. Os aerossóis provenientes das queimadas estão entre os mais complexos em sua interação com o clima, pois os mesmos dependem de muitos fatores como o tipo de material queimado e características meteorológicas locais. A grande variabilidade de tamanho e forma das partículas definem as características óticas desse tipo de aerossol.

Devido a sua grande variabilidade a modelagem climática se torna um processo extremamente complexo. Assim, as emissões de aerossóis pela queima de biomassa influenciam diretamente as concentrações dessas partículas que interferem no balanço radiativo sobre a superfície, absorvendo e espalhando radiação solar.

1.2 JUSTIFICATIVA

Devido ao processo de uso do solo pelos agricultores, o número de focos de incêndio tem aumentando significativamente nos últimos anos. Um método eficiente de se analisar e caracterizar o material particulado que entra em suspensão na atmosfera devido à queima de biomassa é a aplicação do sensoriamento remoto. A NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) opera uma rede de fotômetros, a AERONET (*Aerosol Robotic Network*), distribuído na bacia Amazônica e Cerrado. Essa rede fornece continuamente a chamada profundidade ótica de aerossóis AOD (*Aerosol Optical Depth*) a qual representa a atenuação da radiação pelas partículas na coluna atmosférica, medida a partir do solo por sensoriamento remoto.

Nesse sentido a análise da profundidade ótica de aerossóis no Cerrado Mato-grossense possibilita o entendimento de sua interação com a atmosfera local e as influências locais, regionais e globais nas alterações climáticas. Os estudos relacionados à AOD auxiliam no entendimento a respeito das trocas radiativas com a superfície. A partir das análises de focos de queimadas pode-se verificar qual a significância dessas no aumento da AOD na estação seca.

Desta forma o objetivo geral desse trabalho é analisar a profundidade ótica de aerossóis no Cerrado Mato-grossense através de dados obtidos junto à rede AERONET, como objetivos específicos; analisar os valores de AOD para o

comprimento de onda de 500 nm e os valores de coeficiente de Angstrom para o período correspondente aos anos de 2010, 2011 e 2012 em função de variáveis micrometeorológicas, verificando a sazonalidade de tais variáveis; analisar a influência da queima de biomassa nos valores de Profundidade Ótica de Aerossóis e estimar quantitativamente os valores da Forçante Radiativa de Aerossóis em um período de transição (Seco-Úmida) em 2012 no Cerrado Mato-grossense.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 A ATMOSFERA TERRESTRE

A teoria a respeito da formação da atmosfera terrestre se volta à formação de um sistema solar surgindo de uma nuvem de gás e poeira, a cerca de 4,6 bilhões de anos atrás, assim a atmosfera da Terra teria sido uma mistura de dióxido de carbono (CO_2), nitrogênio (N_2), e vapor de água (H_2O), com vestígios de hidrogênio (H_2), uma mistura semelhante à emitida pelos vulcões de hoje em dia. A composição atual da atmosfera apresenta pouca semelhança com a composição da atmosfera formada nos primórdios (SEINFELD e PANDIS, 1998).

A maior parte do vapor de água retirado do interior da Terra condensou-se fora da atmosfera a partir dos oceanos. A predominância do CO_2 retirado formou rochas sedimentares carbonadas após a dissolução de água no oceano. Estima-se que para cada molécula de CO_2 atualmente na atmosfera, existem cerca de 105 moléculas de CO_2 incorporado em rochas sedimentares. A maior parte das moléculas de N_2 também retiradas acumulou-se na atmosfera ao longo do tempo geológico, para se tornarem os mais abundantes constituintes desta.

Atualmente a atmosfera pode ser descrita como uma fina camada de gases que envolvem a Terra, sendo constituída principalmente pelo oxigênio e nitrogênio (RAVEN et al., 1995), é uma das camadas de nosso planeta, a mais externa. Inicia-se junto à crosta, que é a parte sólida da terra, onde sua densidade é máxima e vai se tornando cada vez menor à medida que vai se afastando do solo. Não há um limite superior para a atmosfera, no entanto, sabe-se que 90 % da massa atmosférica total se encontram nos primeiros 20 km e 99,9% nos primeiros 50 km.

Com base nas diferentes propriedades físicas e químicas da atmosfera podemos estabelecer regiões bem definidas, estratificando-a. Percebe-se, no entanto

que a maioria dos fenômenos de nosso interesse, ocorre na baixa atmosfera em uma camada denominada troposfera.

A atmosfera terrestre é constituída principalmente de nitrogênio (N_2 ; 78,1% do volume), oxigênio (O_2 ; 20,9% do volume) e argônio (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. Toda via, há uma série de gases traços como dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O) e ozônio (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 energético da Terra.

A atmosfera contém também vapor d'água (H_2O ; aproximadamente 1% do volume) que também é considerado um gás, e absorve radiação infravermelha. Este processo de absorção e emissão de radiação infravermelha gera aumento na temperatura próxima à superfície da Terra (média de 14 °C) resultando em um efeito estufa natural, importante para a manutenção da vida no planeta. (MACHADO, 2005).

2.2 A RADIAÇÃO SOLAR

Os estudos relacionados às radiações eletromagnéticas são de grande valia tendo em vista o importante processo responsável pela transferência de energia para a atmosfera, de maneira a determinar variações de temperatura e alterações no clima. Estas radiações viajam na forma de ondas, ou seja, são ondas que se propagam no espaço, mesmo vazio. No vácuo, todas as radiações eletromagnéticas se propagam com a mesma velocidade, de aproximadamente $3 \cdot 10^8$ m/s. As características da radiação são determinadas por sua frequência, a qual se relaciona com o seu comprimento de onda e com a velocidade de propagação.

2.2.1 O Espectro Eletromagnético

O espectro eletromagnético é a distribuição da intensidade da radiação eletromagnética com relação ao seu comprimento de onda (λ) ou frequência (ν) e é composto por luz visível (0,40 μm e 0,70 μm), raios gama (λ , muito pequenos e

altamente energéticos), raios-X (λ , muito pequenos e altamente energéticos), luz ultra-violeta (0,010 μm a 0,40 μm), radiação infravermelha (infravermelho próximo 0,7 μm e 3,5 μm , infravermelho térmico 3,5 μm e 100 μm), micro-ondas (1 mm a 1 m), ondas de rádio e TV (1 m). A equação geral que relaciona a frequência (ν) e comprimento de onda (λ) da radiação é :

$$c = \lambda \cdot \nu \quad \text{Equação (01)}$$

Onde (c) representa a velocidade da radiação eletromagnética no vácuo, (λ) é o comprimento de onda e (ν) é a frequência da radiação em questão. Entretanto a radiação eletromagnética apresenta dualidade onda-partícula, propagando-se como onda e interagindo como partícula, trocando energia na forma de fótons. A energia dos fótons (ε) está relacionada ao comprimento de onda (λ) da radiação através da equação de Einstein:

$$\frac{h \cdot c}{\lambda} = \varepsilon = h \cdot \nu \quad \text{Equação (02)}$$

A constante (h) representa a constante de Planck ($6,626 \cdot 10^{-34}$ J.s).

A radiação emitida pelo Sol se assemelha a de um corpo negro¹ com temperatura aproximada de 5900 K, suas emissões nas faixas do ultravioleta, do visível, e do infravermelho próximo possuem um pico máximo de energia que ocorre no espectro visível, próximo a 0,5 μm . 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 μm , sendo que o seu pico de energia é próximo a 10 μm , 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.

¹ Um corpo negro é um corpo, que emite e absorve, em qualquer temperatura, a máxima quantidade possível de radiação em qualquer comprimento de onda. Possui a propriedade de absorver e emitir toda a radiação que incide sobre ele, ou seja, possui taxas de emissividade e absorvância iguais a 1.

2.2.2 As leis da radiação

A emissão de um corpo negro é dada pela quantidade de energia irradiada por unidade de área por unidade de tempo. Em um comprimento de onda λ no intervalo de comprimento de onde $d\lambda$, o poder de emissão de um corpo negro pode ser representado por $B_\lambda d\lambda$, onde B_λ é o chamado espectro ou poder de emissão monocromático do corpo negro. A relação que produz o poder de emissão de um corpo negro em qualquer temperatura e comprimento de onda foi derivada por Max Planck em 1900. A lei de Planck estabelece (ANDREWS, 1998):

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^2(e^{hc/k_B T} - 1)} \quad \text{Equação (03)}$$

Onde $B_\lambda(T)$ é a radiância espectral emitida por um corpo negro ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$), para a temperatura $T(K)$ para um comprimento de onda λ (μm), (h) é a constante de Planck, k_B ; a constante de Boltzmann e (c) a velocidade da luz. Através da equação 03 verifica-se que quaisquer corpos negros a uma mesma temperatura emitem exatamente a mesma radiação e apresentam a mesma curva espectral. A Figura 1 representa a comparação da irradiância espectral solar com a irradiância de um corpo negro a temperatura de 5.777K.

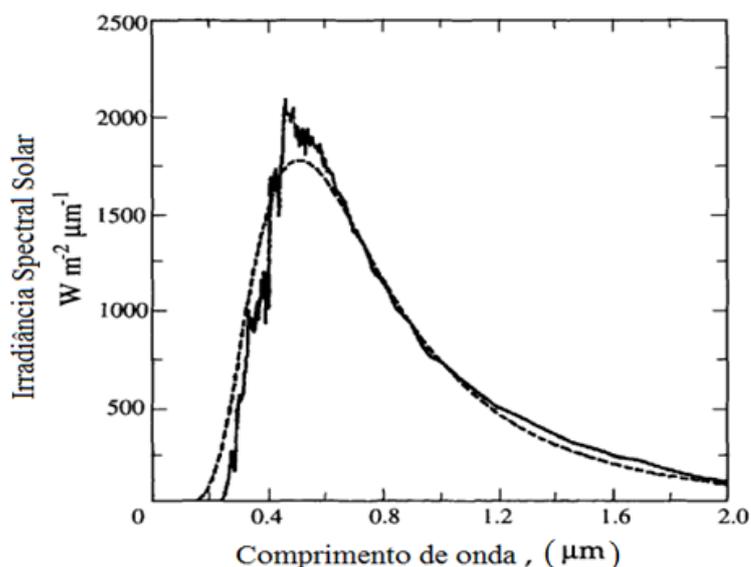


Figura 1. Comparação da irradiância solar espectral [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}$] com a irradiância de um corpo negro de temperatura 5.777 K (adaptado de SEINFELD e PANDIS, 1998).

Derivando-se a equação 03 e igualando-se o resultado a zero, determina-se comprimento de onda de emissão máxima (λ_{max}):

$$\lambda_{max} = \frac{k}{T} \quad \text{Equação (04)}$$

Onde: $k = 2,897 \cdot 10^{-3} \text{ mK}$. Nessa equação conhecida como lei de Wien, os comprimentos de onda da radiação de corpo negro tem seu estado de máxima intensidade quando sua temperatura é mínima, ou seja, é inversamente proporcional à sua temperatura. Considerando a Lei de Planck e o fato de que o Sol e a Terra podem ser considerados corpos negros (a temperaturas de aproximadamente 5770K e 300K, respectivamente), pode-se dizer que a maior parte da radiação emitida pelo Sol encontra-se na faixa espectral de (0,2 e 3,0 μm) e segundo a Lei de Wien, com pico em torno de 0,5 μm . Por este fato, a radiação solar é denominada radiação de ondas curtas. Já a radiação terrestre, por encontrar-se na faixa de 3,0 a 200,0 μm , e com pico em torno de 10 μm , é denominada radiação de ondas longas.

A Lei de Stefan-Boltzmann diz que a emitância radiante total de um corpo negro é diretamente proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta:

$$E = \sigma \cdot T^4 \quad \text{Equação (05)}$$

Onde E representa a emitância radiante total de um corpo negro, T é a sua temperatura absoluta (Kelvin) e σ é a constante de Stefan-Boltzmann e vale $5,6697 \cdot 10^{-8} \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$.

Para um dado comprimento de onda e uma dada temperatura, a absorvância de um corpo negro é igual à sua emissividade, ou seja, $a_\lambda = \varepsilon_\lambda$. No entanto, para corpos não negros, a emissividade é menor que um (1), e assim, a emitância monocromática E_λ pode ser obtida por:

$$E_\lambda = \varepsilon_\lambda \cdot \sigma \cdot T^4 \quad \text{Equação (06)}$$

Com relação à Lei de Lambert quando um fluxo radiante incide sobre uma superfície de área (A) formando o ângulo (Z) com a normal a esta superfície, a irradiância (I) sobre a superfície considerada será o produto da irradiância na superfície normal aos raios (I_N) pelo cosseno do ângulo de irradiância:

$$I = I_N \cdot \cos(Z) \quad \text{Equação (07)}$$

2.2.3 Efeitos da Radiação na Atmosfera

A Terra recebe energia do Sol na forma de radiação em comprimentos de onda principalmente na parte visível e infravermelha do espectro. Esta energia é absorvida pela Terra e reemitida em comprimentos de onda infravermelho, principalmente a partir de $4 \mu\text{m}$ até $50 \mu\text{m}$, devido à temperatura absoluta da Terra.

A radiação solar que incidente que atinge o topo da atmosfera terrestre varia basicamente em função da latitude e o tempo. Matematicamente, a irradiância solar instantânea, representada por R' , no topo da atmosfera, sobre uma superfície horizontal é dada por:

$$R' = S \left(\frac{\bar{D}}{D} \right)^2 \cos(Z) \quad \text{Equação (08)}$$

Onde S representa a constante solar, que tem valor aproximado de 1367 Wm^{-2} , este valor pode ser calculado fazendo-se a razão entre a emitância total do Sol pela área de uma esfera a qual tenha raio igual à distância média da Terra ao Sol. A Constante Solar pode ser definida como a irradiância sobre uma superfície normal aos raios solares, à distância média Terra-Sol, na ausência de atmosfera. $(\bar{D}/D)^2$ é a variação da densidade de fluxo de radiação que atinge uma superfície normal aos raios, no topo da atmosfera, em virtude da distância variável da Terra em relação ao Sol. E a relação $\cos(Z)$ representa a concordância com a Lei de Lambert citada acima, onde Z é o ângulo Zenital.

Através da equação (08) pode se obter a irradiância solar instantânea no topo da atmosfera, ao integra-la ao longo do dia, de T_n (tempo do nascer do sol) a T_p (tempo do por do Sol), obtêm-se a irradiância solar diária:

$$R_0 = \int_{T_n}^{T_p} s \left(\frac{\bar{D}}{D} \right)^2 \cos(Z) dT \quad \text{Equação (09)}$$

A Figura 2 representa o Triângulo Astronômico, o qual explica facilmente como se determinar a irradiância solar diária com a equação (09). Projeção do Triângulo Astronômico Sobre a Superfície da Terra onde: Latitude (ϕ), Declinação do Sol (δ), Ângulo Horário (h), Azimute (a) e Ângulo Zenital do Sol (Z). O ponto A é onde se encontra o observador e PE é o Plano Equatorial Terrestre.

no aquecimento da atmosfera. A radiação solar ao atravessar a atmosfera sofre uma série de perturbações causadas por partículas de aerossóis e gases ao longo de seu caminho óptico, definindo seu espectro e sua intensidade ao nível do solo (HORVATH, 1992).

Na Figura 3 a curva "A" representa o espectro de emissão de um corpo negro a 6000 K, já a curva "B" corresponde à irradiância solar no topo da atmosfera e a curva "C" à irradiância solar ao nível do mar. As áreas sombreadas correspondem às bandas de absorção dos diferentes gases que estão na atmosfera.

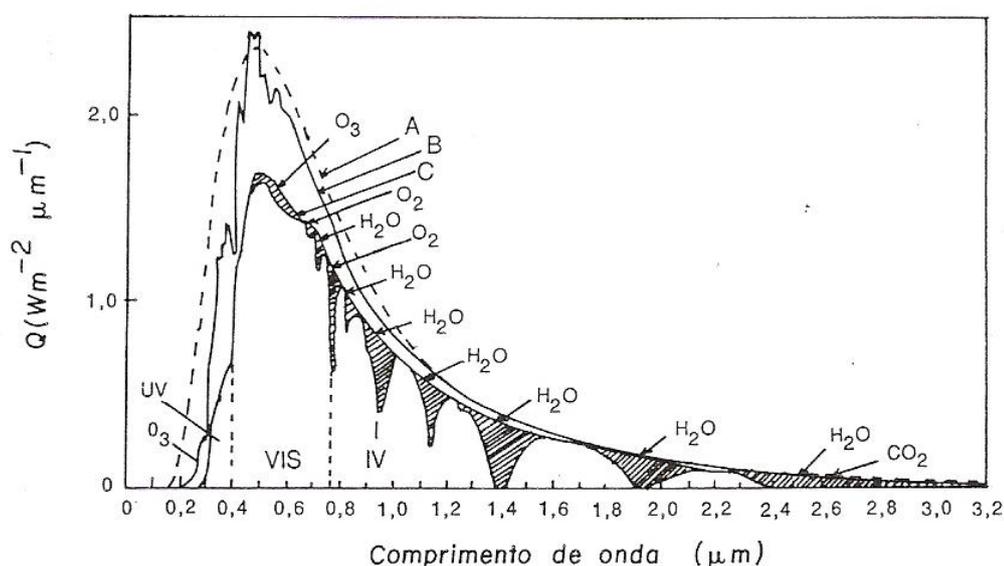


Figura 3. Bandas de Absorção dos Diferentes Gases que estão na Atmosfera (ROBINSON, 1966).

2.2.4 Atenuação da radiação eletromagnética

A atenuação da radiação eletromagnética em um meio homogêneo é descrita pela lei de Beer-Lambert-Bouguer. A Figura 4 representa o esquema de atenuação da radiação, ds representa a espessura de ar pelo qual a radiação irá ser atenuada, dA a área de seção transversal pelo qual será considerado a passagem da radiação.

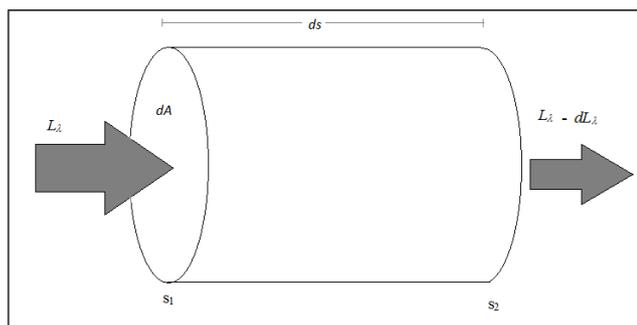


Figura 4. Esquema representativo da atenuação da radiação eletromagnética em um meio homogêneo (Adaptado de PROCOPIO, 2005).

Admitindo-se, na Figura 4, que não há a emissão de radiação difusa produzida pelos múltiplos espalhamentos, a intensidade da radiância espectral, L_λ [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$] que emergirá na superfície s_2 sofrerá uma redução de dL_λ em relação ao que entra em s_1 , devido justamente as interações dessa radiação com a massa de ar contida nesse volume. Dessa forma:

$$dL_\lambda = -b_{ext,\lambda}L_\lambda ds \quad \text{Equação (11)}$$

Onde $b_{ext,\lambda}$ representa o coeficiente de extinção para o devido comprimento de onda. Integrando a equação (11) de s_1 a s_2 , obtém-se:

$$L_\lambda(s_2) = L_\lambda(s_1) \exp\left(-\int_{s_1}^{s_2} b_{exp,\lambda} ds\right) \quad \text{Equação (12)}$$

A equação (12) é conhecida como a Lei de extinção de Beer-Lambert-Bouguer, que mostra como a intensidade da radiação decai exponencialmente ao longo do caminho óptico percorrido. Essa lei é utilizada na obtenção da espessura ótica de aerossóis pela rede de radiômetros da AERONET.

2.3 AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS

Os aerossóis são partículas sólidas ou líquidas, com exceção da água pura, em suspensão na atmosfera (SEINFELD e PANDIS, 1998). Essas partículas são introduzidas na atmosfera através de processos naturais ou atividades antropogênicas. Dessa forma podem ser resultantes da emissão direta de partículas na atmosfera (emissão primária) ou mesmo pelo produto da conversão de gases em partículas (produção secundária). A Figura 5 ilustra uma partícula de aerossol atmosférico composta de Al, Si e Ca.

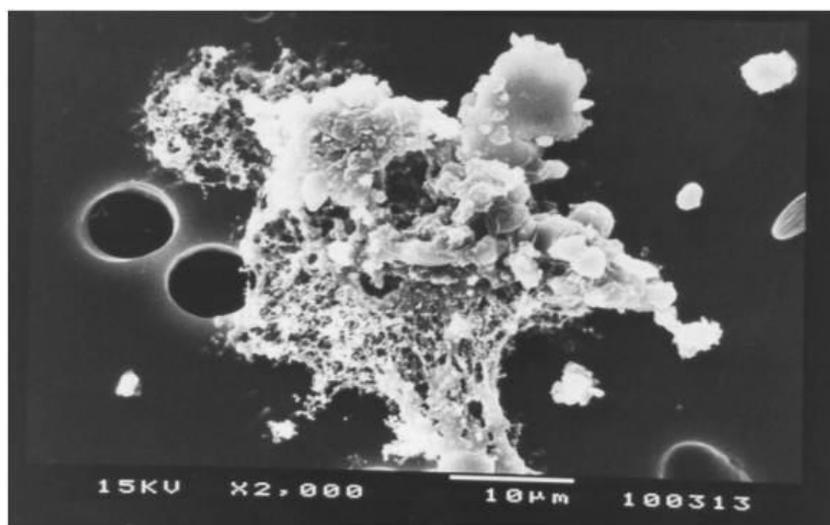


Figura 5. Micrografia mostrando uma partícula de aerossol atmosférico composta de Al, Si e Ca (<http://each.uspnet.usp.br/pesquisa/cpq/wordpress/?author=211>, acesso em 08-06-14, 14h35min).

Os efeitos diretos dos aerossóis no clima são responsáveis por mecanismos que afetam o balanço de radiação solar e terrestre, podendo levar tanto ao aquecimento como ao resfriamento da superfície, dependendo de suas características intrínsecas e da refletividade do solo (MARTINS, 1999; KAUFMAN et al., 1998). O que ocorre é uma alteração no fluxo de energia resultante, afetando o aquecimento adiabático da atmosfera (BLANCHET, 1995). Esses complexos mecanismos de formação, envelhecimento e interação com a radiação solar e vapor d'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 direta das partículas de aerossóis com a radiação solar pode ser expresso

pela espessura óptica de aerossóis (τ), pelo albedo simples (ω_0), e pela função de fase ($P(\theta)$), uma vez que a fração de retro espalhamento (β) é simplesmente a integral de $P(\theta)$ no hemisfério superior. Os parâmetros ópticos das partículas de aerossol variam em função do comprimento de onda da radiação incidente e de forma geral são funções da umidade relativa do ar (UR), uma vez que o próprio índice de refração e outras propriedades físicas das partículas variam com a UR . Desta maneira, para uma determinação dos efeitos radiativos dos aerossóis é essencial a determinação das eficiências de espalhamento para algumas espécies químicas chave, como sulfatos (BINGEMER et al., 1992) e carbono orgânico (CACHIER et al., 1991), em função de suas interações com vapor d'água.

Um dos pontos mais fracos dos modelos de aerossóis é a determinação da variabilidade de suas propriedades. Para descrever a Forçante Radiativa Direta 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 (SCHWARTZ et al., 1995).

Em regiões onde ocorrem queimas de biomassa, as partículas de aerossóis encontradas na fumaça são fortes absorvedores de radiação solar na faixa de ondas curtas do espectro eletromagnético, onde (τ) e (ω_0) são os dois parâmetros mais importantes nas alterações do balanço radiativo (CHRISTOPHER et al., 1999).

2.3.1 Classificação, residência e remoção de aerossóis.

Os aerossóis podem ser classificados de acordo com suas dimensões e tempo de residência na atmosfera. Partículas entre 50 nm e 1 μm , pertencem à denominada moda de acumulação, sendo que essas partículas têm um tempo de permanência maior na atmosfera, sendo de aproximadamente de uma semana. Durante a permanência dessas partículas na atmosfera elas podem sofrer transformações por incorporação nas nuvens, condensação de vapores ou coagulação com partículas menores. As partículas totais em suspensão (PTS) são as partículas que apresentam diâmetro menor que 50 μm . Partículas Inaláveis (PI ou PM_{10}) são partículas que apresentam diâmetro aerodinâmico menor que 10 μm . Já as Partículas Respiráveis

(PM_{2,5}) são as partículas que apresentam diâmetro aerodinâmico menor do que 2,5 µm. (XIAO, 1999).

Com relação ao tempo de permanência dessas partículas na atmosfera, esse será controlado basicamente pelo tamanho dessas partículas. Assim como as partículas grossas, partículas menores do que 50 nm também apresentam um pequeno tempo de residência na atmosfera. As partículas menores são removidas por difusão, e as maiores por sedimentação e impactação (SANTOS, 2014). As partículas da moda de acumulação, com tamanho intermediário, são as que possuem o maior tempo de residência, pois os processos de remoção citados acima são ineficientes nessa faixa de tamanho.

As partículas totais em suspensão, as inaláveis e as respiráveis, possuem um tempo de permanência de dias a semanas na atmosfera e podem ser transportadas a longas distâncias por correntes de ar favoráveis, interferindo na química e na física da atmosfera, não somente em escala local, mas também em escalas regional e global. Em um intervalo de tempo de 10 dias e velocidade média de 3 ms⁻¹ partículas com diâmetro entre 0,05 e 2 µm podem ser transportadas a 2500 km de distância (HORVATH, 2000).

Com relação aos processos de remoção de aerossóis da atmosfera, destacam-se os processos físicos de deposição seca e úmida. A deposição seca ocorre devido à ação da gravidade, onde as partículas se depositam sobre uma superfície. Pode ocorrer tanto com partículas consideradas grandes quanto com partículas consideradas pequenas que se aglutinam aumentando sua massa. Já a deposição úmida ocorre pela incorporação de aerossóis por gotículas de nuvens e pela remoção de partículas através da precipitação (SEINFELD E PANDIS, 2006).

Os efeitos indiretos dos aerossóis estão relacionados à capacidade das partículas de atuarem como núcleos de condensação de nuvens (NCN) e de gelo (NCG) (COSTA et al., 2012). Os núcleos de condensação de nuvens (NCN) são partículas higroscópicas necessárias para aglutinação do vapor d'água fundamentais para o processo de precipitação. No Brasil sobre a região Amazônica, mostrou-se recentemente que as partículas consideradas finas (mesma faixa em que predominam os núcleos de condensação de nuvens (NCN) são compostas de material orgânico secundário formado pela oxidação de precursores biogênicos, enquanto que as

partículas consideradas grossas são nucleadoras de gelo constituídas de material biológico emitido diretamente pela floresta (POSCHL et al., 2010).

2.3.2 Espalhamento e absorção de radiação por aerossóis.

Os efeitos de espalhamento e a absorção por aerossóis são processos associados à interação da radiação solar com a matéria, sendo fundamentais na atenuação da radiação na atmosfera. O espalhamento é o processo no qual as moléculas ou pequenas partículas suspensas em um meio, de diferentes índices de refração, distribuem parte da energia eletromagnética em todas as direções (PROCOPIO, 2005).

Por outro lado, a absorção é um processo físico que ocorre na atmosfera, em que a radiação eletromagnética incidente é absorvida por gases ou partículas. A forma como as vibrações eletrônicas ocorrem no interior da matéria determinam as propriedades de absorção e espalhamento por partículas de aerossol e moléculas de gases. O espalhamento da radiação pode ser escrito em função de um parâmetro físico denominado tamanho (x), determinado pela razão entre o tamanho da partícula e o comprimento de onda incidente. Para partículas esféricas x é definido por Liou, (2002):

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad \text{Equação (13)}$$

Na equação (13) r representa o raio da partícula e λ o comprimento da onda de radiação incidente. Caso $x \gg 1$, o espalhamento é descrito pelo método de Rayleigh, caso x seja da mesma ordem que o comprimento de onda da radiação o espalhamento é descrito pela teoria de Mie. No caso de $x \ll 1$ o espalhamento será regido pelas leis da ótica geométrica.

A teoria de Mie considera todas as partículas atmosféricas perfeitamente esféricas, para tanto, assume-se que a média das orientações dos espalhamentos se comporte de forma que se considerem as partículas como “esferas equivalentes”. A solução para teoria de Mie é apresentada a seguir, essa obtida através das aplicações da teoria eletromagnética clássica (LIOU, 2002).

A função de fase de espalhamento para a radiação depende do ângulo formado entre a direção do feixe incidente e do feixe espalhado (ângulo de espalhamento, Θ). Assim para teoria de Mie a função de fase é dada por:

$$P(\Theta) = \frac{1}{2}(|S_1|^2 + |S_2|^2) \quad \text{Equação (14)}$$

Onde S_1 e S_2 representam as amplitudes de espalhamento, descritos por sua vez em função dos coeficientes de Mie, quais retratam variações para o parâmetro de tamanho x da partícula (LIOU, 2002).

2.3.3 Profundidade ótica de aerossóis.

Uma das formas de se avaliar os efeitos provocados pelos aerossóis é através da análise de suas propriedades óticas, entre elas a Profundidade de Ótica do Aerossol, (AOD) (*Aerosol Optical Depth*) é um indicador da quantidade de aerossóis na coluna vertical da atmosfera, sendo assim, um parâmetro fundamental na avaliação do forçamento radiativo e seu impacto sobre o clima (BALAKRISHNAIAH et al., 2011; ZHANG et al., 2014).

Já para caracterizar a dependência espectral das partículas de aerossóis o coeficiente de Angstrom é o parâmetro que melhor explica a relação entre o tamanho das partículas e o comprimento de onda da radiação incidente, desta forma, a partir de valores de profundidade ótica em diferentes faixas do espectro pode-se inferir o tamanho médio predominante das partículas. Quanto maior o valor encontrado para o coeficiente de Angstrom, maior a dependência espectral, assim, menor a partícula (CACHORRO et al., 1989; REID et al., 1999).

A profundidade ótica de extinção (δ_λ) para um determinado comprimento de onda, ou simplesmente profundidade ótica é definida como a integração do coeficiente linear de extinção, $b_{ext,\lambda}$, ao longo de um caminho, ds , e é um indicativo da quantidade e da eficácia da matéria opticamente ativa no comprimento de onda λ , no caminho ds (SEINFELD e PANDIS, 1998):

$$\delta_\lambda = \int_{s_1}^{s_2} b_{ext,\lambda} ds \quad \text{Equação (15)}$$

Entretanto devido aos efeitos de espalhamento e absorção, a profundidade ótica será descrita em função de ambos os efeitos:

$$\delta_\lambda = \delta_{esp,\lambda} + \delta_{abs,\lambda} \quad \text{Equação (16)}$$

Já a espessura ótica de extinção (τ_λ), ou simplesmente espessura ótica para um determinado comprimento de onda é na verdade a medida da profundidade ótica na vertical:

$$\tau_\lambda = \cos(\theta_0) \delta_\lambda = \mu_0 \delta_\lambda \quad \text{Equação (17)}$$

Onde θ_0 representa o ângulo solar zenital. De forma análoga a equação (16), a espessura ótica total será dada por:

$$\tau_\lambda = \tau_{esp,\lambda} + \tau_{abs,\lambda} \quad \text{Equação (18)}$$

A dependência espectral da espessura ótica é descrita pelo coeficiente de Angstrom, tal relação entre τ_λ e o comprimento da onda incidente é dada por:

$$\tau \sim \lambda^{-\alpha} \quad \text{Equação (19)}$$

Considerando a equação (19), para partículas consideradas muito pequenas em relação ao comprimento de onda da luz incidente, α pode variar entre 1 e 3; para partículas consideradas muito grandes, α pode variar entre 0 e 1 ($\alpha = 0$) indica extinção espectralmente neutra); e no regime Rayleigh, α varia entre 3 e 4 (SEINFELD e PANDIS, 1998). Deste modo, é possível a utilização do coeficiente de Angstrom para analisar o tamanho das partículas em suspensão na atmosfera. A forma de se calcular α entre dois comprimentos de onda distintos quaisquer através da equação:

$$\alpha(\lambda_1, \lambda_2) = -\frac{d \ln b_{ext}}{d \ln \lambda} \cong -\frac{\ln(b_{ext,1}/b_{ext,2})}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} = -\frac{\ln(\tau_1/\tau_2)}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} \quad \text{Equação (20)}$$

Onde τ_1 e τ_2 representam as espessuras óticas dos comprimentos de onda λ_1 e λ_2 .

2.3.4 Forçante radiativa de aerossóis.

A Forçante Radiativa de Aerossóis (ARF), (*Radiative Forcing of Aerosols*), é um parâmetro essencial na análise dos efeitos diretos dos aerossóis sobre a transmissão de radiação, os efeitos de espalhamento e absorção da radiação associam-se respectivamente a uma forçante radiativa negativa e positiva sobre a superfície (MENON et al., 2013).

A forçante radiativa é medida em Watts por metro quadrado (Wm^{-2}) e é uma ferramenta que pode ser utilizada na estimativa dos impactos climáticos causados pelo desequilíbrio do balanço de energia radiativa. A diferença entre os valores médios das forçantes radiativas estimados por diferentes autores ilustra a complexidade da determinação do impacto radiativo regional dos aerossóis, visto que seu cálculo depende de muitos parâmetros (PROCOPIO, 2005). Uma das formas de se estimar ARF sobre a superfície pode ser feita através da análise da Profundidade de Ótica do Aerossol, e sua relação com o fluxo de radiação que incide sobre a superfície (JAYARAMAN et al., 1998).

Inúmeros trabalhos tem se preocupado em entender o papel dos aerossóis no clima global através dos valores da forçante radiativa direta, a grande maioria investiga as variações do fluxo radiativo no topo da atmosfera. A Figura 6 representa a estimativa da média global e anual do forçamento radiativo antrópico no topo da atmosfera, devido a mudanças nas concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis desde 1750 até 2000 e as mudanças naturais no fluxo de radiação solar (RAMASWAMY et al., 2001).

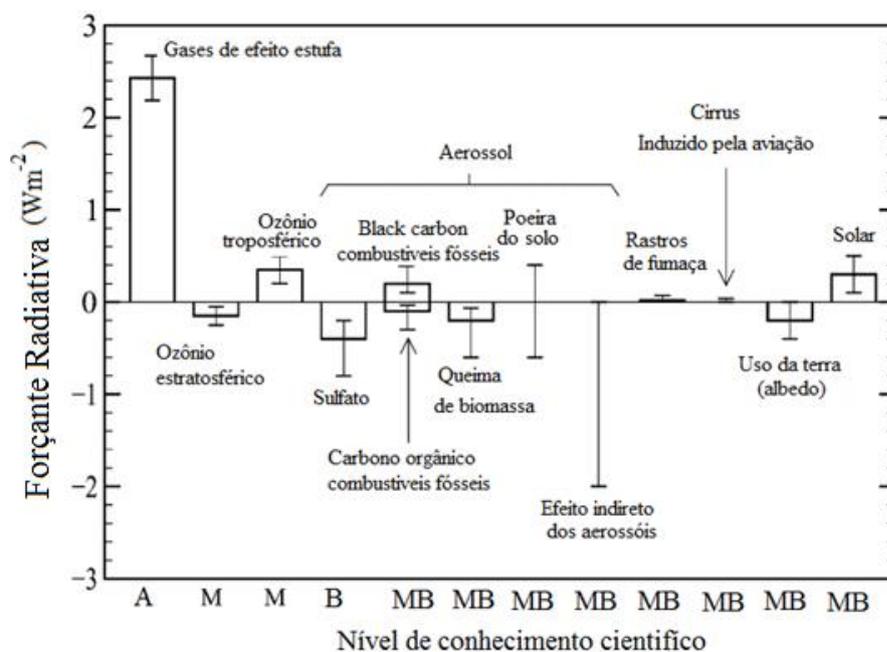


Figura 6. Estimativa da média global e anual do forçamento radiativo antrópico de 1750 até 2000. Na classificação do nível de conhecimento A representa alto, M médio, B baixo e MB muito baixo (Adaptado de Ramaswamy et al., 2001).

No trabalho de Procópio, (2005) foram estimadas as forçantes radiativas dos aerossóis na Amazônia. Análises de medidas realizadas das partículas de queimadas mostraram médias mensais das forçantes variando entre -6 e -11 Wm⁻², no topo da atmosfera, e variação de -26 a -62 Wm⁻², na superfície. Constatou-se que as forçantes radiativas dos aerossóis são consideravelmente altas e que atuam por um longo período de tempo na Amazônia, podendo implicar em alterações no clima regional.

A absorção da radiação solar que ocorre na atmosfera devido à presença das partículas de queimadas faz com que forçantes no topo da atmosfera sejam significativamente menores que as forçantes da superfície terrestre e da atmosfera. No entanto, o valor no topo da atmosfera representa uma alteração importante no

balanço de energia global. A forçante positiva na atmosfera causa um aquecimento que aumenta a estabilidade atmosférica, diminuindo a convecção, agravando as condições de seca e assim alterando a circulação regional e o ciclo hidrológico da Amazônia. Os valores de forçante negativa na superfície acarretam resfriamento, provocando diminuições nas taxas de evaporação, provocando possíveis alterações nas taxas de precipitação.

2.4 DESCRIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DO CERRADO MATO-GROSSENSE

Regiões conhecidas como Cerrado e muitas vezes citadas como Savanas estão espalhadas por todo o globo terrestre, especialmente sobre regiões tropicais. No Brasil o Cerrado é o segundo maior bioma, ficando atrás somente da Amazônia (RIBEIRO et al., 2011). O Cerrado Brasileiro, também classificado como Cerrado “Sensu Lato”, é subdividido em cinco categorias principais, de acordo com a formação e altura da vegetação: Campo Limpo, Campo Sujo, Campo Cerrado, Cerrado Sensu Stricto e Cerradão (COUTINHO, 1978). A extensão desse bioma no Brasil abrange aproximadamente 2.100 Km², sendo 50% considerado terra potencialmente arável (BATLE-BAYER et al., 2010).

No Estado de Mato Grosso o Cerrado ocupa aproximadamente 300 mil Km² o que corresponde a 34% do território estadual, a variação da vegetação vai deste Campo Limpo a Cerradão (CARRILHO, 2011; CURADO, 2013). O solo da área de estudo é caracterizado por ser pouco espesso, imperfeitamente drenado, concrecionário e com superfície cascalhenta (RODDRIGUES, 2014). Depois da Mata Atlântica o Cerrado brasileiro é o bioma que mais sofreu impactos antropogênicos, é classificado como um dos biomas mais ameaçados do mundo, apenas 2,2% é protegido legalmente (RIBEIRO et al., 2011). Nesse sentido o uso da terra influencia expressivamente nas trocas de energia e massa com a atmosfera. (BATLE-BAYER et al., 2010).

Devido a sua diversidade florística o bioma do Cerrado está entre os 25 sítios de alta diversidade para conservação da biodiversidade do planeta (EINTEN, 1972). No entanto nas últimas décadas grande parte da vegetação natural do Cerrado tem

sido substituída por áreas destinadas às atividades agropecuárias (SANO et al., 2002; SANO et al., 2008). Com relação à sazonalidade a vegetação do Cerrado está adaptada a grandes períodos de estiagem. O clima característico desse bioma possui duas estações bem definidas (seca e chuvosa), onde as chuvas se concentram entre os meses de outubro a abril, com o clima seco nos demais meses (ASSAD, 1994).

As características do Cerrado no município de Cuiabá (características da baixada cuiabana) apontam para uma formação de um ecossistema com a predominância de floresta com baixa densidade e formação de gramíneas, o chamado Campo sujo. Essa classificação para o Cerrado da baixada cuiabana é dada exclusivamente por sua estrutura fisionômica cuja característica predominante é herbáceo arbustivo, composto por arbustos esparsos e subarbustos cuja vegetação lenhosa apresenta aproximadamente 2m de altura e cobertura menor que 5% (RODRIGUES, 2014).

2.5 A QUEIMA DE BIOMASSA

A queima de biomassa é uma importante fonte de traços de espécies atmosféricas, seus efeitos são expressivos sobre a química e as alterações climáticas (ZHANG et al., 2009; HE et al., 2011). Na queima são liberados gases ativos que podem atuar como precursores do ozônio tropoférico (O_3) e materiais orgânicos para a formação de aerossóis secundários (LANGMANN et al., 2009).

No Brasil a composição química da atmosfera da bacia Amazônica sofre grandes mudanças na época da seca, devido às emissões de gases traço e partículas de aerossóis provenientes de queimadas de pastagens e floresta, gerando importantes implicações em nível local, regional e global (ARTAXO et al., 2006). A emissão de partículas de aerossóis na atmosfera Amazônica e Cerrado aumenta de forma dramática durante a estação seca, quando se intensificam as queimadas. O início das atividades de queimadas na nessa região está evidentemente vinculado ao ciclo meteorológico regional. Embora o início das queimadas seja relativamente consistente de ano para ano, geralmente variando apenas por algumas semanas, elas estão concentradas entre os meses de agosto e novembro, com algumas variações regionais (SCHAFER et al., 2008).

No Brasil ocorre uma grande variação sazonal da profundidade ótica dos

aerossóis, em virtude do aumento de queimadas nas estações secas, principalmente nos meses de agosto e setembro. O trabalho de Yamasoe (1999) explora com mais detalhes as medidas em longo prazo os valores de profundidade ótica de aerossóis. No Estado de Mato Grosso a situação não é muito diferente, o período de estiagem agrava consideravelmente com os focos de queimadas uma vez que a vegetação fica vulnerável a novos focos de incêndios. Outro agravante é a abertura de novas áreas para pastagens, que muitas vezes vêm acompanhadas de queimas da vegetação nativa.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 A ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na Fazenda Miranda, no município de Cuiabá, capital do Estado de Mato Grosso, situa-se a aproximadamente 20 km a sudeste da região urbanizada da Capital. (latitude 16° S, longitude 56° W e com altitude de 175 m acima do nível do mar). A região de sítio experimental é denominada Baixada Cuiabana e apresenta vegetação de Cerrado e solos litólicos distróficos, concrecionários (Plintossolos), às vezes epicascalhentos. O solo do local do experimento apresenta uma profundidade média de 0,90 metros (CAMPELO JÚNIOR, 1998). A localização da área de estudo, município de Cuiabá, está representada no detalhe da Figura 7.

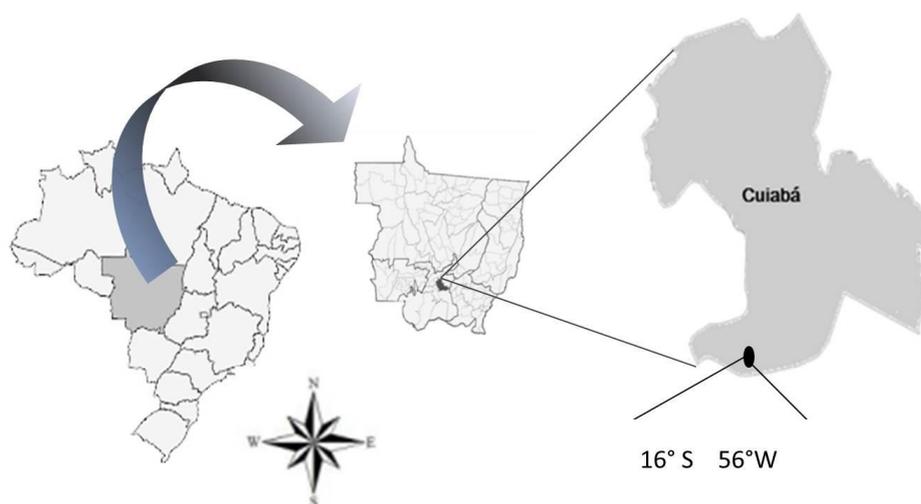


Figura 7. Representação do município de Cuiabá, área de estudo e suas coordenadas.

O clima nessa região é classificado como tropical semi-úmido (Aw), com características bem definidas de seca por quatro a cinco meses, com relação as estações outono-inverno, a região fica em regime de seca e na primavera-verão em

regime de chuva (KÖPPEN, 1948). De forma geral, esse tipo de clima é caracterizado por apresentar um período climático considerado como seco, com altas temperaturas (chegando a 40°C) e baixa umidade relativa do ar na maioria dos dias (abaixo de 30%). Aliadas as características climáticas desse período encontram-se as queimadas nas matas, nos cerrados e pastagens, que lançam grande quantidade de material particulado no ar.

A localização da área de estudo (centro-sul do estado de Mato Grosso) é acometida pelo sistema de circulação estável do Anticiclone do Atlântico Sul e correntes perturbadas de sul e sudoeste do Anticiclone Polar durante a estação seca provocando as quedas de temperatura nessa estação (MAITELLI, 1994; RODRIGUES, 2014). Já na estação chuvosa o sistema de correntes perturbadas de oeste e noroeste causa a elevação da temperatura com ocorrências de precipitação.

3.2 DADOS MICROMETEOROLÓGICOS

Os dados micrometeorológicos utilizados nesse trabalho foram obtidos junto à torre micrometeorológica administrada pelo Programa de Pós Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), torre essa que se encontra no próprio local de estudo. A Figura 8 ilustra a torre micrometeorológica na Fazenda Miranda.



Figura 8. Torre micrometeorológica instalada na Fazenda Miranda (MARTINS, 2012).

Os dados meteorológicos utilizados foram temperatura (T), precipitação (Ppt) e umidade relativa (UR), todos com registros de 30 em 30 min, para a análise diária foram feitos os cálculos de média para a temperatura e umidade relativa e o acumulado para precipitação. As medidas de temperatura e umidade relativa foram realizadas com um termohigrômetro modelo HMP 45AC (Vaisala, Inc., Helsinki, Finland). As medidas de precipitação foram medidas por um pluviômetro de balança, modelo TR-525M Rainfall Sensor (Texas Electronics, Inc., Dallas, TX, USA). Na torre micrometeorológica (Figura 8) também foram coletados dados de radiação global incidente medidas feitas com um piranômetro modelo LI-200X-L (LI-COR Biosciences, Inc., Lincoln, NE, USA). Todos os sensores se encontravam instalados a uma altura de 5m acima do nível do solo.

Também foram utilizados nesse trabalho os dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), referente ao número de focos de queimadas e incêndios no Estado de Mato Grosso, dados mensais para o período de estudo (2010 a 2012), esses dados estão disponíveis em <http://www.inpe.br/queimadas>.

3.3 A REDE AERONET

Foram utilizados dados do fotômetro da rede AERONET (*Aerosol Robotic Network*), instalado na Fazenda Miranda, fabricado pela CIMEL, na França, que fornecem a profundidade óptica de aerossóis em vários comprimentos de onda. As ferramentas dessa rede consistem de radiômetros espectrais automáticos e idênticos para a observação do disco celeste solar. Os dados obtidos fornecem observações em tempo quase real da profundidade óptica dos aerossóis (AOD), distribuição de tamanho das partículas, e quantidade de água precipitável avaliados em diversos regimes de aerossóis que são globalmente distribuídos. Esses dados são submetidos a um processamento preliminar (dados em tempo real), pré-processamento (calibração final, aproximadamente, seis meses após a obtenção das medidas), certificação de qualidade, e distribuição a partir de diretórios centrais da NASA.

Um sensor, com colimadores de 25 cm, é anexado a uma base-robô do fotômetro. Os sensores giram no sentido do ângulo zenital e azimutal com o auxílio de motores de passo com uma precisão de 0,05°. Um microprocessador calcula a

posição do Sol baseado em informações de data, hora, latitude e longitude, direcionando os colimadores a menos de 1° do Sol. Um pequeno detector localiza precisamente o sol para que se dê início à sequência de medidas (PROCÓPIO, 2005). O site da AERONET na internet fornece ao usuário o acesso aos dados preliminares, descreve os objetivos do programa, afiliações, a descrição dos instrumentos, os produtos das observações, atividades de pesquisa e todos os pesquisadores envolvidos.

As informações detalhadas sobre a instrumentação, protocolos de medidas, precisão fotométrica, calibração e métodos de processamento podem ser obtidos na obra de Holben et al., (1998). Os arquivos de dados da rede AERONET são divididos em três níveis de qualidade: nível 1.0 para os dados brutos, nível 1.5 para dados sem a presença de nuvens e nível 2.0 cuja qualidade é certificada pela rede (HOLBEN et al., 1998; SMIRNOV et al., 2000). Os arquivos podem ser baixados do site da AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). No presente estudo foram utilizados os dados de nível 2.0, tanto para as médias diárias quanto para as mensais para os anos de 2010, 2011 e 2012. Dentre as variáveis disponíveis foi analisado a AOD para a radiação de 500nm, sendo essa distinta em AOD total, AOD devido à fração fina e AOD devido à fração grossa de aerossóis. Também foi utilizado o coeficiente de Angstrom (α) para o intervalo de 440 a 870nm. A Figura 9 mostra o equipamento localizado na Fazenda Miranda.



Figura 9. Fotômetro CIMEL instalado na Fazenda Miranda.

3.3 O TRATAMENTO DOS DADOS

Para a determinação do primeiro objetivo desse trabalho (analisar os valores de AOD e os valores de coeficiente de Angstrom de 2010 a 2012 em função de variáveis micrometeorológicas) o tratamento estatístico dos dados foi realizado com o software IBM SPSS Statistics, versão 20. Uma vez testadas às normalidades das distribuições de dados, foram feitas as análises das relações diárias entre a AOD total, moda fina e moda grossa de aerossóis, juntamente com o coeficiente de Angstrom. Foi feito um teste de correlação, estipulando assim os devidos coeficientes de correlação de Spearman, com significâncias de 0,01. A determinação de tais coeficientes foi feito mediante ao processo de Bootstrap com um total de 5000 reamostragens. As medidas diárias de AOD, ainda foram correlacionadas com os dados de precipitação, umidade relativa e temperatura. Com relação aos dados mensais, foi feita uma análise dos registros de focos de queimadas para o Estado de Mato Grosso e sua devida correlação com as médias mensais da AOD total para 500nm.

Para estimar quantitativamente os valores da Forçante Radiativa de Aerossóis em um período de transição (Seco-Úmida) em 2012 no Cerrado Mato-grossense os dados pontuais de AOD 500nm foram reorganizados, uma vez que os mesmos foram trabalhos de forma sincronizada com os dados de radiação global. O pré-processamento dos dados foi feito mediante a uma rotina escrita em Fortran 90. Nessa rotina buscou-se a determinação da ARF através da Eficiência da Forçante Radiativa RFE (*Radiative Forcing Efficiency*), dada como a inclinação negativa da curva entre AOD 500nm e o fluxo de radiação na faixa do visível (S_w). Esses dados foram normalizados a fim de corrigir variações decorrentes da espessura da coluna de ar. Assim, S_w e AOD foram normalizados por μ , sendo $\mu = \cos(Z)$ e Z representa o ângulo zenital (JAYARAMAN et al., 1998; MURTHY et al., 2014).

Os valores de μ foram obtidos através de cálculos envolvendo a latitude do local, declinação solar e ângulo horário. A declinação solar por sua vez, foi obtida através de cálculos com dia do ano para cada registro de AOD 500nm. O cálculo de S_w foi realizado considerando-se a faixa do visível como 44% da radiação global (R_g), (JAYARAMAN et al., 1998) desta forma:

$$Sw = Rg.0,44 \quad (21)$$

Assim, efeitos de ozônio O₃, vapor de água H₂O e dióxido de carbono CO₂ foram desconsiderados, sendo a AOD 500nm a única responsável pelas taxas de variação da radiação na faixa do visível (Sw). Uma vez determinado Sw/μ e AOD 500nm/μ, a inclinação negativa da curva fornece o valor de RFE utilizado na obtenção da ARF (JAYARAMAN et al., 1998) através da equação:

$$ARF = RFE.AOD_{500nm} \quad (22)$$

As regressões lineares apresentadas nesse trabalho são decorrentes de dias de céu claro (sem presença de nuvens) e, conseqüentemente, com dados confiáveis. Os dados de AOD 500nm e Sw registrados a cada 30 minutos das 8:00 as 16:00 horas (UTC-4). Para algumas datas, no entanto, ocorreram algumas coletas com presença de nuvens nos primeiros horários, sendo assim trabalhados os dados das 12:00 as 16:00 horas.

No tratamento estatístico dos dados foram testadas às normalidades das distribuições de dados, foram feitas as análises de regressão linear de AOD 500nm/μ e Sw/μ para cada dia estipulando-se a inclinação da curva, bem como, os coeficientes de correlação de Pearson, Kendall e de Spearman. A determinação de tais coeficientes foi feito mediante a técnica de Bootstrap com um total de 10000 reamostragens. Foram determinadas as médias diárias para AOD 500nm assim como para os valores de ARF juntamente com seus devidos erros padrões, ainda com relação à ARF, foi feita uma média mensal juntamente com seus respectivos intervalos de confiança para o período de estudo (julho, agosto e setembro de 2012).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 ANÁLISE DA PROFUNDIDADE ÓTICA, COEFICIENTE DE ANGSTROM E VARIÁVEIS MICROMETEOROLÓGICAS

A sazonalidade das variáveis micrometeorológicas para região de estudo é caracterizada considerando os meses de maio a outubro como estação seca e de novembro a abril como estação úmida ou chuvosa (SANTANNA, 2008; RODRIGUES, 2014). No entanto o trabalho de Fantin-Cruz et al., (2010) no estudo da série histórica de 1901 a 2003, afirma que há grandes variações nos regimes de precipitação em uma mesma estação sendo os meses de maio a setembro o período considerado crítico pelos baixos níveis de precipitação.

No presente trabalho há de se considerar que o regime de seca aborda os meses de maio a outubro, evidentemente há de se observar também os períodos críticos para essa estação. A Figura 10 representa a distribuição sazonal das variáveis de temperatura, umidade relativa e precipitação para a área de estudo.

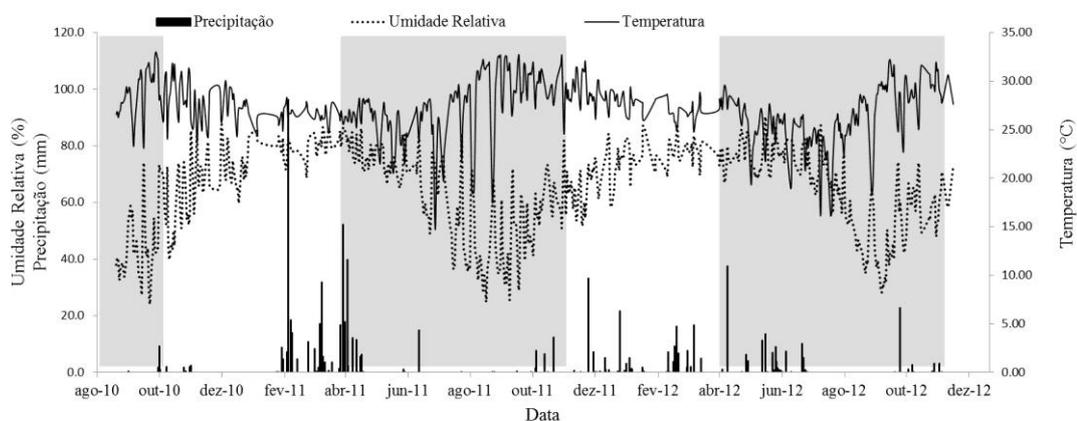


Figura 10. Distribuição sazonal das variáveis de temperatura, umidade relativa e precipitação para o período de estudo.

Os dados analisados na Figura 10 representam o intervalo de tempo de agosto de 2010 a dezembro de 2012. Para os meses de agosto, setembro, outubro e novembro de 2010 percebem-se altos valores para temperatura e baixos para a umidade relativa, isso em decorrência da estiagem que ocorreu até o final do mês de janeiro de 2011. Para os meses de janeiro a abril de 2011 há registros diários de precipitação que ultrapassaram 100 mm aumentando assim os valores de umidade relativa e provocando uma suave queda nos valores de temperatura.

A partir de maio de 2011 observam-se novamente a queda dos valores de umidade relativa e elevação nos picos de temperatura, valores esses novamente explicados pela falta de precipitação nesse período. O mesmo acontece a partir de junho de 2012.

Com relação aos valores de AOD para o comprimento de onda de 500nm, e suas respectivas parcelas, moda fina e moda grossa (Figura 11), percebe-se que a grande contribuição para a Profundidade Ótica na área de estudo, é proveniente da parcela de aerossóis de moda fina e que há clara evidência da sazonalidade no comportamento dos dados.

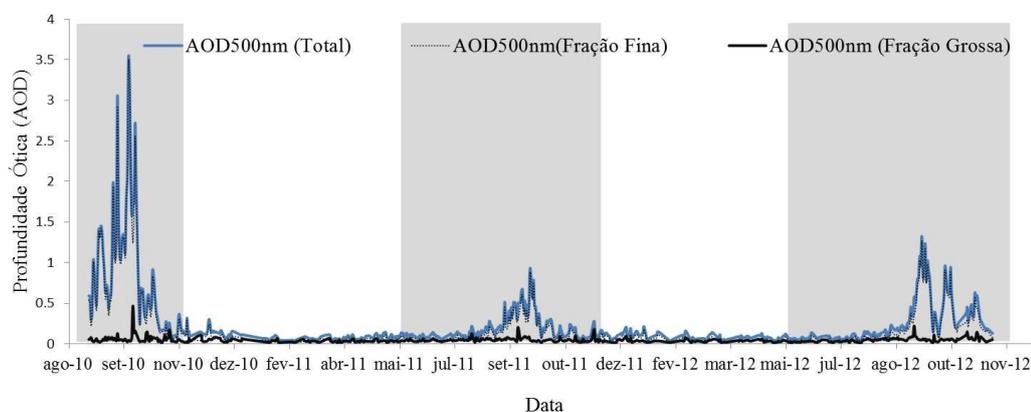


Figura 11. Distribuição temporal dos valores de AOD 500nm total, AOD 500nm devido à moda fina de aerossóis e AOD 500nm devido à moda grossa de aerossóis.

A Figura 11 mostra os picos máximos de AOD justamente para os períodos mais críticos da estação seca que são os meses de agosto e setembro. No ano de 2010 registros diários atingiram valores acima de 3,5 e nos anos de 2011 e 2012 os valores ultrapassaram 1,0. Houghton et al., (1996) afirma que a Profundidade Ótica é de aproximadamente 0,1 para uma atmosfera praticamente limpa podendo ainda ser inferior a isso. Kumar et al., (2013) em seu trabalho desenvolvido na África do Sul

encontrou uma média de 0,3 durante a primavera (setembro-novembro). Ainda conforme os dados da Figura 11 percebe-se que a distribuição apresenta valores abaixo de 0,3 para a estação úmida ou chuvosa.

No trabalho de Almeida Filho, (2011) a AOD para a faixa de 440 nm em Cuiabá ultrapassou 2,5 chegando a picos de até 6,0 em setembro de 2007, valores esses muito acima das condições de background (AOD = 0,1). Já no trabalho de Wyrepkowski, (2008) as médias para a AOD 500nm (2001 a 2006) atingiram valores menores que 0,8 para o período de seca.

Com relação às parcelas da AOD 500nm devido às frações fina e grossa de aerossóis a Figura 11 ainda evidencia a alta correlação entre a AOD 500nm total e sua parcela devido à moda fina de aerossóis nos períodos de estação seca. Feita a correlação entre o AOD total e suas respectivas parcelas, constatou-se estatisticamente tal correlação (Figura 12), o grau de correlação entre a AOD total e sua parcela fina resultaram em um coeficiente de Spearman de 0,975 com um intervalo de 0,996 a 0,981. Já para a parcela devido à fração grossa não houve uma correlação estatisticamente significativa.

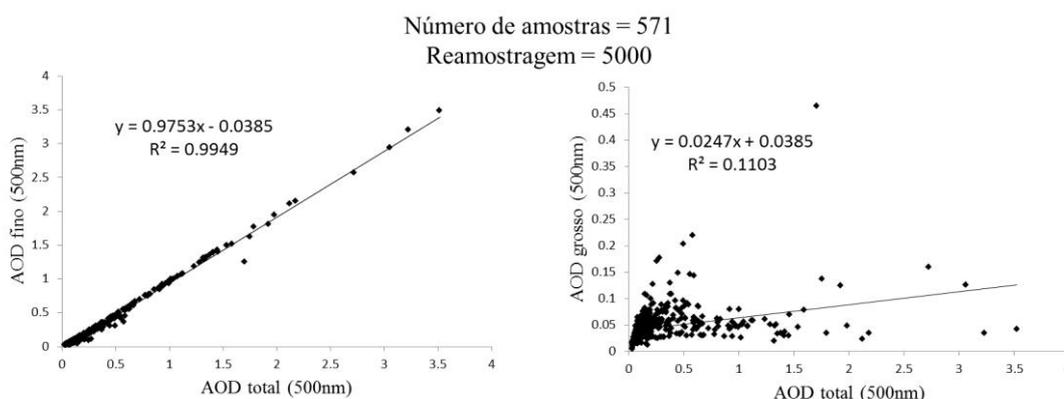


Figura 12. Correlação entre a AOD total (500nm) e suas parcelas devidas a aerossóis de moda fina e grossa.

Com relação às amplitudes médias da distribuição de tamanho para o material particulado em Cuiabá, Santanna (2008) destaca a grande diferença em seu estudo (2001 a 2007), sendo assim constatado que a grande maioria das distribuições se encontra na faixa de moda fina. A sazonalidade no comportamento dos dados é caracterizada com valores máximos de profundidade óptica na estação seca e mínima na estação chuvosa. Essa variabilidade se deve aos fatores climáticos e aos padrões

de precipitação. Verificadas as correlações entre a AOD e as variáveis meteorológicas de precipitação, temperatura e umidade relativa, não houve uma relação significativa direta para todo o período de estudo, no entanto as variações pontuais dessas variáveis estão acompanhadas de variações significativas nos valores de AOD.

Os padrões de precipitação influenciam diretamente nos valores da AOD uma vez que quando há a incidência de chuvas, a atmosfera é limpa reduzindo assim os valores de Profundidade Ótica. Devido à climatologia da região a escassez de precipitação favorece o aumento do número de focos de queimadas, explicando os altos valores de AOD nos meses de agosto, setembro e outubro. A Figura 13 representa a distribuição temporal e sazonal dos valores de AOD 500nm e precipitação.

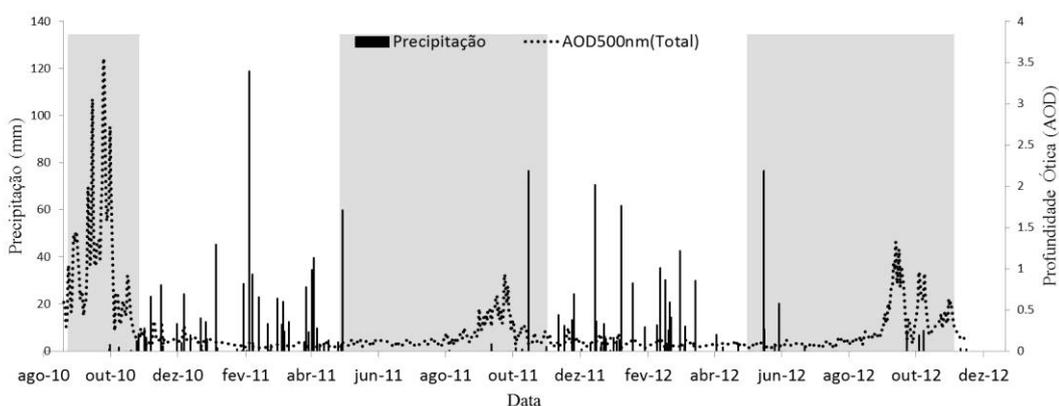


Figura 13. Distribuição da AOD total (500nm) e precipitação (mm).

A Figura 13 mostra claramente a redução dos valores de AOD após um evento de precipitação, assim como o aumento gradativo após um grande período de estiagem. Os impactos das ocorrências de precipitação ou falta dela interferem diretamente nas variáveis de temperatura e umidade relativa.

Com relação à temperatura e umidade relativa, a Figura 14 representa as variações das médias diárias ao longo do período estudado, percebe-se que as variações são mais evidentes nos períodos que antecedem as estiagens, estatisticamente não há uma correlação significativa com AOD, mas observa-se uma maior variação da temperatura quando há picos nos valores de Profundidade Ótica.

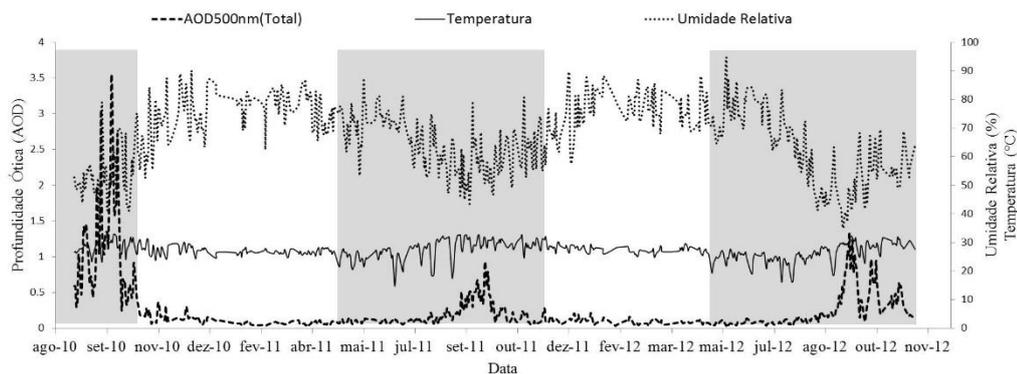


Figura 14. Distribuição dos valores de AOD 500nm, temperatura e umidade relativa.

Os valores de temperatura atingem seus picos máximos quando os valores de AOD também são máximos, nesse caso as médias diárias permanecem com valores acima de 30 °C, evidentemente os registros de umidade relativa atingem seus mínimos com valores abaixo de 40%.

A variação anual dos picos da AOD é explicada pelo número de registros de focos de queimadas no Estado de Mato Grosso, o maior valor da AOD foi decorrente ao mês de setembro de 2010 onde o número de focos de queimadas ultrapassou 18000 registros. A Figura 15 representa a distribuição mensal dos registros de focos de queimada para o estado de Mato Grosso juntamente com os valores mensais de AOD 500nm.

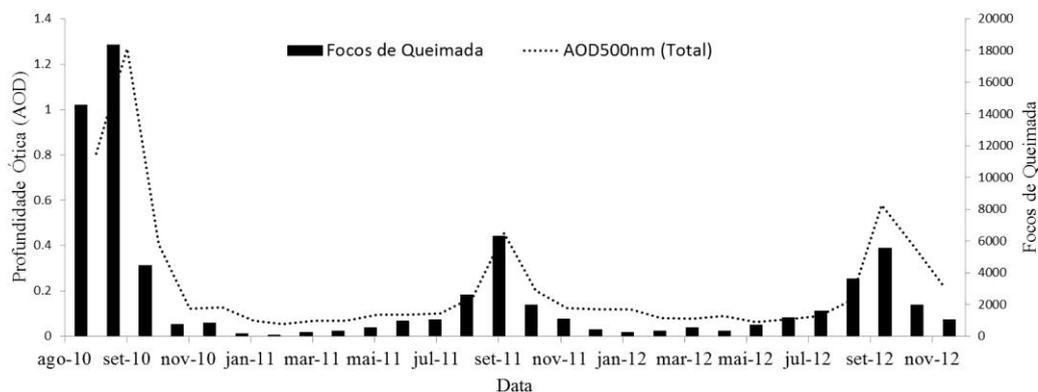


Figura 15. Distribuição mensal do número de focos de queimada e média mensal da AOD (500nm).

Feita a correlação entre as médias mensais da AOD total para 500nm e o número de registros de focos de queimadas obteve-se o coeficiente de correlação de Spearman foi de 0,829 com um intervalo de 0,601 a 0,938. Considerando que os

registros de focos de queimadas são dados mensais para todo o Estado de Mato Grosso a correlação foi significativa, explicando de forma satisfatória as variações da AOD no período de seca.

A variabilidade das concentrações de aerossóis na atmosfera está ligada às condições meteorológicas. Observa-se que nos meses onde há a ocorrência de intensas chuvas, há a remoção do particulado da atmosfera. A chuva também reduz a concentração de poeira emitida pelo solo, reduzindo o material particulado na atmosfera. Já nos meses de junho a outubro onde há estiagem, os focos de queimadas atuam consideravelmente no aumento da AOD.

A dependência espectral das propriedades ópticas de aerossóis está relacionada diretamente a distribuição de tamanho do particulado. Sendo assim é possível utilizar o coeficiente de Angstrom para obter informações a respeito do tamanho das partículas em suspensão na atmosfera. Na Figura 16 observa-se a distribuição diária dos valores de coeficiente de Angstrom no intervalo de 440 a 870nm e AOD total para 500nm.

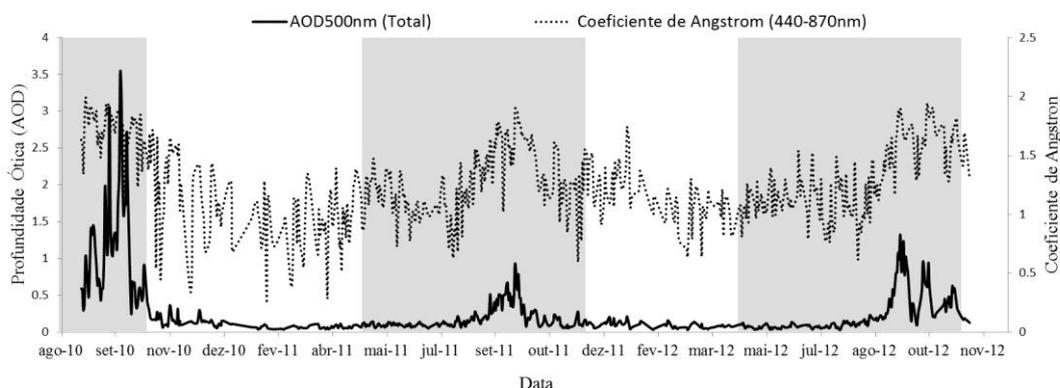


Figura 16. Distribuição dos valores de Coeficiente de Angstrom e AOD total (500nm).

Percebe-se que o aumento da AOD, já relacionado com o aumento do número de registros de focos de queimadas na região, contribui diretamente para o aumento da profundidade óptica da parcela das partículas finas (HOLBEN et al., 1996; DUBOVİK et al., 1999; MAGI et al., 2009). Grandes valores de α para o intervalo de 440-870nm indicam altas concentrações para partículas finas e baixas para partículas grossas. Espera-se que α para 440-870nm seja da ordem de 4 para as partículas de

aerossóis muito pequenas (dimensões de moléculas presentes no ar) e se aproxime de 0 para partículas muito grandes (HOLBEN et al., 2001). Observa-se ainda na Figura 16, que o valor de α atingiu extremo superior de 2,0 para os picos da AOD caracterizando o material particulado relativamente pequeno para esses períodos, evidentemente material proveniente da queima de biomassa (ECK et al., 2003b; OGUNJOBI et al., 2004; QUEFACE et al., 2011). Já nos períodos fora da estiagem os valores para α variaram de 0,2 a 1,8 caracterizando uma atmosfera praticamente limpa (ARTAXO et al., 2006).

4.2 A ESTIMATIVA DA FORÇANTE RADIATIVA DE AEROSSÓIS SOBRE A SUPERFÍCIE

Foram analisados 2.195 pontos de profundidade ótica para a faixa de 500nm, esses medidos entre julho a setembro de 2012. A Figura 17 representa a distribuição da AOD 500nm em paralelo aos registros mensais de focos de incêndio para o período de estudo. As medidas do fotômetro CIMEL mostram um aumento significativo da AOD entre os dias do ano de número 300 a 330, período correspondente a 30-08-12 a 14-09-12, voltando a baixar a partir dessa última data. O período de altos valores de AOD corresponde, respectivamente, ao aumento nos valores de focos de incêndio para o Estado de Mato Grosso na estação seca. Este resultado também é reportado por Procópio et al. (2004). A queima de biomassa gera grandes quantidades de carbono negro (*black carbon*) forte absorvedor de radiação, no entanto o efeito de dispersão da luz é predominante nas partículas de fumaça conforme calculado por Procópio et al., (2003).

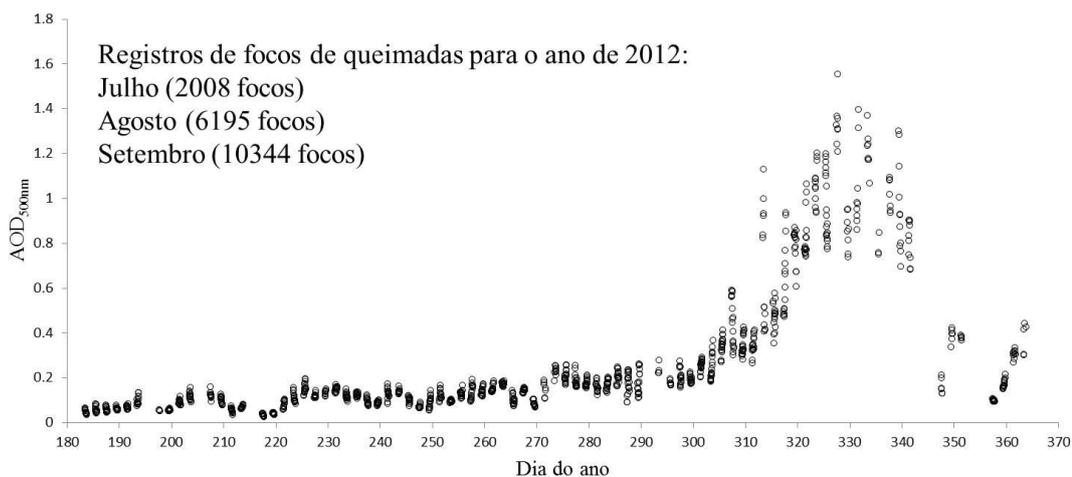


Figura 17. Variação da AOD 500nm em função do dia do ano de julho a setembro de 2012.

Os valores máximos de AOD 500nm para esse período crítico chegaram a 1,6 no mês de setembro onde foram registrados 5.576 focos de incêndio no Estado de Mato Grosso (INPE, 2014). Procópio (2005) obteve valores próximos, chegando a 1,3 em setembro de 2001, 2,2 em setembro de 2002 e 1,7 em agosto de 2003, indicando certa consistência nos valores obtidos para a AOD 500nm para esse período.

A Figura 18 representa uma das regressões realizadas nesse trabalho, sendo do dia 04 de julho de 2012.

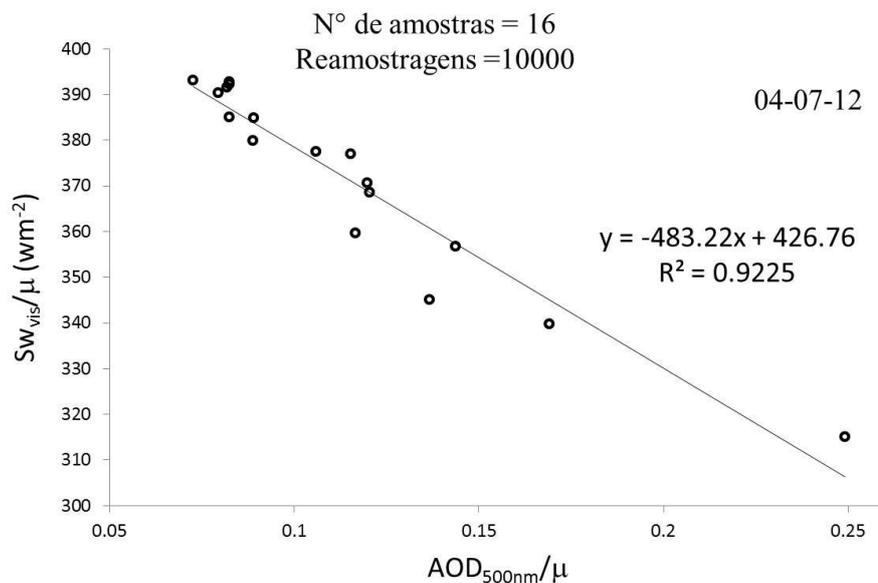


Figura 18. Representação da regressão entre Sw e AOD 500nm, ambos normalizados pelo cosseno do ângulo zenital.

Considerando as demais regressões realizadas nessa pesquisa, percebe-se que para o aumento de 0,05 nos valores de AOD 500nm, o fluxo de radiação solar na faixa do visível diminui em média 43 Wm^{-2} indicando o grau do efeito direto provocado por aerossóis provenientes de queima de biomassa.

Na Tabela 1 estão descritas as estatísticas de algumas regressões realizadas nesse trabalho, apresentam-se os valores médios de ARF e desvios padrões para cada data analisada. Os coeficientes de correlação foram feitos mediante a um total de 10.000 reamostragens. Destaca-se na Tabela 1 o valor da ARF para o dia 13-08-12 o qual atingiu $-93,01 \pm 08,46 \text{ Wm}^{-2}$, para essa data a variação da AOD 500nm em 0,1 provocou uma queda de aproximadamente 80 Wm^{-2} sobre a superfície.

Tabela 3. Valores dos coeficientes R^2 , Pearson, Kendall e Spearman para as correlações entre $\text{AOD } 500\text{nm}/\mu$ e Sw/μ para cada data, e valores da ARF com seu devido desvio padrão.

Data	R^2	Pearson	Kendall	Spearman	ARF (Wm^{-2})
04-07-12	0,92	-0,96	-0,83	-0,94	$-48,15 \pm 04,90$
11-07-12	0,79	-0,88	-0,63	-0,79	$-41,23 \pm 04,04$
31-07-12	0,99	-0,99	-0,94	-0,99	$-57,93 \pm 05,37$

13-08-12	0,87	-0,93	-0,79	-0,92	-93,01 ± 08,46
16-08-12	0,86	-0,93	-0,85	-0,96	-84,10 ± 02,38
23-08-12	0,94	-0,96	-0,91	-0,97	-39,45 ± 06,89
06-09-12	0,94	-0,96	-0,82	-0,93	-72,19 ± 10,93
17-09-12	0,96	-0,98	-0,90	-0,96	-78,78 ± 05,31
28-09-12	0,98	-0,73	-0,88	-0,95	-48,36 ± 01,07

Jayaraman et al., (1998) em sua pesquisa no litoral indiano encontrou uma diminuição no fluxo de 42 Wm^{-2} para um aumento de 0,1 de AOD na faixa de 497nm para aerossóis marinhos. Procópio, (2005) estimou as forçantes radiativas dos aerossóis na Amazônia, suas análises sobre as partículas de queimadas mostraram médias mensais das forçantes variando entre -6 e -11 Wm^{-2} , no topo da atmosfera, e variação de -26 a -62 Wm^{-2} , na superfície, constatou-se que as forçantes radiativas dos aerossóis são consideravelmente altas e que atuam por um longo período de tempo na Amazônia, podendo implicar em alterações no clima regional.

No trabalho de Miller et al. (2004), foi verificado a influência de aerossóis provenientes da poeira de deserto (Saara e Sahel) na redução do fluxo radiativo na superfície e conseqüentemente nos fluxos de superfície e no ciclo hidrológico. A pesquisa ainda ressalta a diferença substancial do forçamento radiativo no topo da atmosfera com relação à superfície. A forçante radiativa sobre a superfície provoca uma redução no fluxo de calor latente, e, secundariamente, no fluxo de calor sensível. Em resposta a redução de evaporação e precipitação, a emissão de poeira pode agir como uma forma de realimentação negativa para desertificações.

A Figura 19 representa a distribuição diária dos valores de ARF para o período de estudo, os picos negativos da ARF atingiram -120 Wm^{-2} para o mês de setembro onde os valores de AOD atingiram valores superiores a 1,0. A sazonalidade das variáveis micrometeorológicas favorece a esses extremos negativos, uma vez que na estação seca os registros dos focos de queimadas influenciam diretamente nos valores da profundidade ótica. Embora os valores de ARF contemplem picos negativos próximos de -100 Wm^{-2} nos meses de Julho e agosto a pesquisa chama a

atenção para as consideradas taxas de variação para o mês de setembro, período esse onde são registrados os maiores valores de AOD.

A divergência dos modelos de obtenção de ARF faz com que a pesquisa científica a respeito desse assunto confrontem resultados dos valores do forçamento radiativo, sendo impossível comparar criteriosamente resultados obtidos por modelos diferentes (PROCÓPIO, 2005; PROCÓPIO et al., 2004; MURTHY et al., 2014).

A Figura 19 ainda contempla estimativas da ARF baseando-se no conceito de Eficiência Radiativa proposta por Jayaraman et al., (1998) e Murthy et al., (2014) sobre uma região fortemente influenciada pela queima de biomassa conforme afirma Procópio, (2005).

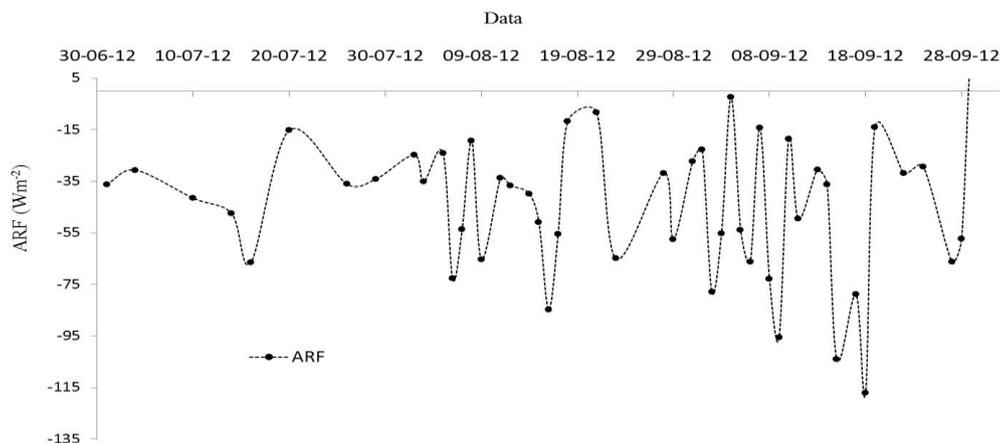


Figura 19. Distribuição diária dos valores de Forçamento Radiativo de Aerossóis (ARF) sobre a superfície.

Ainda com relação aos valores diários de ARF, foi realizada uma média mensal apresentada na Tabela 2 na qual se observa um aumento gradativo de julho a setembro, valores esses coerentes com as médias anuais obtidas por Procópio (2005), para a mesma região.

Tabela 4. Média da ARF sobre a superfície para os meses de estudo juntamente com os intervalos de confiança.

Mês	ARF média (Wm^{-2})	Intervalo de confiança (Wm^{-2})
Julho	-38,45	-50,74 a -26,16
Agosto	-41,04	-57,96 a -24,13
Setembro	-45,68	-69,65 a -21,71

A partir dos valores tabelados acima pode se avaliar o quanto a profundidade ótica de aerossóis pode influenciar diretamente no fluxo de radiação incidente sobre a superfície, sendo assim parâmetro imprescindível na análise de modificações locais e regionais no sistema climático. Murthy et al., (2014), em seu estudo no lado leste da Índia determinou o quanto a queda de fluxo de radiação provocado pelos aerossóis influenciam nos fluxos de superfície, calor latente e calor sensível, quantificando assim a influência dos mesmos sobre a evapotranspiração de vegetação nativa em sua área de estudo.

Considerando os valores obtidos na Tabela 2, nota-se o quanto esse forçamento radiativo interfere no valor da radiação que chega sobre a superfície, evidentemente, influenciam os valores no balanço de ondas curtas afetando o saldo de radiação que por sua vez modifica os fluxos de superfície. Os trabalhos de Moraes (2013) e Cunha (2012), realizados na mesma área abordada nessa pesquisa ressaltam a variabilidade nos valores de albedo de superfície para a estação seca, Cunha (2012) observou registros de albedo de superfície menores que 16% para radiação global e valores menores que 6% para radiação na faixa do visível no ano de 2010, já Moraes (2013) também em 2010 observou uma variação de 16 a 22% para a estação seca e uma diminuição dos valores de radiação global quando comparado a estação chuvosa.

O trabalho de Curado (2013) quantifica os valores de radiação global e saldo de radiação para a área de estudo, chegando à conclusão que os maiores registros dessas variáveis foram obtidos na estação chuvosa. Desta forma os maiores valores para as densidades de fluxo de calor latente foram obtidos para a estação chuvosa, enquanto que na estação seca os resultados apontam uma elevação nos valores de densidade de fluxo de calor sensível. Segundo Rodrigues, (2011) a maior

contribuição da energia líquida em períodos de seca é destinada a ao aumento de temperatura devido à elevação da densidade de fluxo de calor sensível.

No presente trabalho as alterações no fluxo de radiação na faixa do visível mostram-se importante parâmetro na análise da distribuição de energia sobre a superfície, auxiliando nos mecanismos de troca radiativa entre a atmosfera e a superfície.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo das propriedades óticas de aerossóis atmosféricos, que no caso desse trabalho foram a Profundidade Ótica (AOD) e coeficiente de Angstrom (α), no Cerrado Mato-grossense contribui no entendimento dos processos de transferências radiativas e conseqüentemente nos impactos diretos e indiretos no clima local. Foi feita a análise de correlação entre a AOD total para o comprimento de onda de 500nm e suas respectivas parcelas devido à fração fina e grossa de material particulado, concluindo-se que a AOD nessa região possui uma alta correlação com a fração a moda fina de aerossóis apresentando um coeficiente de correlação de Spearman de 0,975 com um intervalo de confiança na faixa de 0,996 a 0,981.

Foi verificado também que não existe uma correlação significativa direta da AOD com as variáveis meteorológicas de precipitação, temperatura e umidade relativa, no entanto as variações diárias dessas variáveis contribuem para as variações da AOD, principalmente a precipitação. As características climatológicas locais favoreceram através das estiagens o aumento dos registros de focos de queimadas no Estado de Mato Grosso diretamente correlacionado ao aumento da AOD.

Os valores encontrados para α indicam que a grande contribuição no aumento da AOD nessa região de Cerrado está relacionada à queima de biomassa atingindo valores de 2,0 para os picos nos valores de Profundidade Ótica e números de focos de queimadas. Já para períodos sem grandes estiagens a variou de 0,2 a 1,8 indicando uma atmosfera praticamente limpa.

Foi estimada a ARF sobre a superfície em uma região de Cerrado no Estado de Mato Grosso. Para tanto foi abordada uma fase de transição entre as estações seca e úmida, quantificando assim os efeitos dos aerossóis sobre o fluxo de radiação incidente a superfície para essa região. Foi utilizada a metodologia proposta por

Jayaraman et al. (1998), onde ARF foi obtida através de medidas diretas e simultâneas de AOD 500nm e radiação global incidente. Os picos de ARF atingiram -120 Wm^{-2} para valores de profundidade ótica acima de 1,0. Em média, para o aumento de 0,05 nos valores de AOD 500nm o fluxo de radiação solar na faixa do visível cai em média 43 Wm^{-2} indicando o grau do efeito direto provocado por aerossóis provenientes de queima de biomassa. Com relação às médias mensais de ARF os valores encontrados estão coerentes com as médias anuais obtidas para a mesma região por Procópio, (2005).

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Baseando-se nos resultados obtidos nesse trabalho, fica como sugestão para futuros trabalhos:

- Analisar os valores de AOD para diferentes faixas de comprimentos de onda em uma série temporal e espacial, utilizando os dados da Rede AERONET para validar produtos de sensoriamento remoto obtidos por imagens de satélite, tal como os produtos *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) para aerossóis.
- Estimar os valores da ARF em uma série temporal maior a fim de se observar a sazonalidade desses valores para regiões com características de Cerrado.
- Analisar a influência dos aerossóis na evapotranspiração, por meio das modificações nos fluxos de superfície causado pelo forçamento radiativo provocado pelos aerossóis.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA

7.1 REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFIAS CITADAS

ALMEIDA FILHO, E. O. **Variabilidade Sazonal e Temporal das Propriedades Ópticas de Aerossóis Atmosféricos na Amazônia**. 120p. Tese (Doutorado) Física Ambiental, Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiabá, 2011.

ANDREWS, R. D. Remotely releasable instruments for monitoring the foraging behaviour of pinnipeds. **Marine Ecology - Progress Series**, v.175, Pages 289-294, December,1998.

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

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

ASSAD, E.; CASTRO, R. **Chuvras no cerrado: análise e espacialização**. Brasília: Embrapa/SPI, 1994.

BALAKRISHNAIAH G., KUMAR K.R., KUMAR REDDY B.S.K., GOPAL K.R., REDDY R.R., REDDY L.S.S., AHAMMED Y.N., NARASIMHULU K., MOORTHY K.K., BABU S.S. Analysis of optical properties of atmospheric aerosols inferred from spectral AODs and Ångström wavelength exponent. **Atmospheric Environment** 45, 1275-1285, 2011.

BATLLE-BAYER, L.; BATJES, N.H; BINDRABAN, P.S. Changes in organic carbon stocks upon land use conversion in the Brazilian Cerrado: A review. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v.137, p. 47-58, February, 2010.

BINGEMER, H.G., M.O. ANDREAE, T.W. ANDREAE, P. ARTAXO, G. HELAS,

N. MIHALOPOULOS, B.C. Nguyen, "Sulfur gases and aerosols in and above the equatorial african rainforest. **Journal of Geophysical Research**, v.97, p.6207-6217, 1992.

BLANCHET, J.P., Mechanisms of Direct and Indirect Climate Forcing by Aerosols in the Artic Region. In: Charlson, R.J., Heintzenberg, J. (eds), **Aerosol Forcing of Climate** 1 ed., chapter 6, John Wiley and Sons, 1995.

CACHIER, H., GAUDICHET, A., ARTAXO, P., BERGAMETTI, CHATENET, B., G., LECLOAREC, M.F., LIOUSSE, C., MASCLET, P., QUISEFIT J.P., E YOBOUÉ, V., Aerosol measurements during biomass burning in tropical Africa savannas. In: **CEC Cost. Biatex Joint Meeting Report**, editors: Angeletti, G., Beilke, S., Slanina, J., Delft, Holanda, 91-98, 1991.

CACHORRO V. E., GONZALES M. J., FRUTOS A. M., CASANOVA J. L. Fitting Angstrom's Formulat Spectrally Resolved Aerosol OPTICALTHICKNESS. **Atmospheric Environment** Vol. 23, No. 1, pp. 265-270. Printed in Great Britain. Campaign in Hangzhou, China. *Aerosol and Air Quality Research* 11, 873-882, 1989.

CAMPELO JUNIOR, J.H. Relação sazonal entre radiação solar global e insolação no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 6, n. 2, p. 193-199, 1998.

CARRILHO S.,F.J. **Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Cerrado Mato-grossense**. 2011. 151f. Tese (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

CHRISTOPHER, S. A.; Li, X.; WELCH, R. M.; REID, J.; HOBBS, P. V.; ECK, T.; HOLBEN, B. Estimation of downward shortwave irradiances in the presence of biomass aerosols during SCAR-B. **Journal Appl. Meteorology**, 1999.

COUTINHO, L.M. O conceito de cerrado. **Revista Brasileira. Bot.** 1, 17–23,1978.

COSTA, A. A; JÚNIOR, T.M. P.; SOUZA, E. P; YAMASOE, M.; MARTINS, J.A.; ANDRADE, M. F; BARBOSA, H. M. J. Aerossóis atmosféricos e nuvens.Cap. 6, v.1. In: **Primeiro Relatório de avaliação nacional – Base científica das mudanças climáticas**, 2012.

CUNHA, C. R.; **Influência da Cobertura do Céu nos Albedos de uma Região de Cerrado da Baixada Cuiabana**. 2012. 65p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2012.

CURADO, L.F.A. **Estudo da inter-sazonalidade do fluxo de calor latente e sensível no Cerrado Mato-grossense**. Tese (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2013.

DUBOVIK, O.; HOLBEN B. N.; KING M. D.; SMIRNOV A.; ECK T. F.; KINNE S.; SLUTSKER, I. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. **Cent. Natl. d'Etudes Spatiales**, Meribel, France, v. 99, p. 18-22, 1999.

ECK T. F., HOLBEN B. N., REID J. S., O'NEILL N. T., SCHAFER J. S. , DUBROVNIK O., et al. High aerosol optical depth biomass burning events: a comparison of optical properties for different source regions. **Geophys Res Lett**, 2003b.

EITEN, G. The Cerrado vegetation of Brazil. **The Botanical Review**, Estimation of the Main Factors Influencing Haze, Based on a Long-term Monitoring v.38, p.201-341, 1972.

FANTIN-CRUZ, I.; PEDROLLO, O.; CASTRO, N.M.R.; GIRARD, P.; ZEILHOFER, P.; HAMILTON,S.K. Historical reconstruction of floodplain inundation in the Pantanal (Brazil) using neural networks. **Journal of Hydrology** 399, 376-384, 2011.

HE, M.; ZHENG, J.; SHASHA YIN,S.; ZHANG, Y. TRENDS, temporal and spatial characteristics, and uncertainties in biomass burning emissions in the Pearl River Delta, China. **Atmospheric Environment**, v.45, p. 4051-4059, April, 2011.

HELAS, G.; JIMENEZ, J. L.; KING, S. M.; MANZI, A.; MIKHAILOV, E.; HOLBEN B. N., TANRE D., SMIRNOV A., ECK TF, et al., 2001. An emerging ground-based aerosol climatology: aerosol optical depth from AERONET. **Journal of Geophysical Research**; 106:12067–97, 2001.

HOLBEN B. N., TANRE D., SMIRNOV A., ECK TF, et al., 2001, An emerging ground-based aerosol climatology: aerosol optical depth from AERONET. **Journal of Geophysical Research**; 106:12067–97, 2001.

HOLBEN, B.N. et al., 1996, Effect of Dry Season Biomass Burning on Amazon Basin Aerosol Concentrations and Optical Properties, 1992-1994. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 19465-19481, 1996.

HOLBEN, B.N., ECK, T.F., SLUTSKER, I., TANRÉ, D., BUIS, J.P., SETZER, A., VERMOTE, E., REAGAN, J.A., KAUFMAN, Y.J., NAKAJIMA, T., LAVENU, F., JANKOWIAK, I., SMIRNOV A. AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote Sensing of the Environment** v.66, n.1, p1-16. 1998.

HOUGHTON, J. T.; MEIRA FILHO, L. G.; CALLANDER, B. A.; HARRRIS, N.; KATTENBERG, A.; MASKELL, K. (Eds) Climate Change 1995: **The Science of Climate Change**. Cambridge University Press, Cambridge, 1996.

HORVATH, H., Effects on visibility, weather and climate, **in: Atmospheric acidity: sources, consequences and abatement**, ed. M. Radojevic e R.M. Harrison, Elsevier Applied Science, Londres, p. 435-466, 1992.

HORVATH, H. Aerosols an introduction. **Journal of Environmental Radioactivity**, v.51, p. 5-25, 2000.

HUFFMAN, J. A.; BORRMANN, S.; FARMER, D. K.; GARLAND, R. M.; IPCC, 2001: **Climate Change 2001: The Scientific Basis**. Working Group I. disponível em <http://www.grida.no/climate/ipcc/> (acessado em 24 de agosto de 2007), 2007.

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2012. **Portal do Monitoramento de Queimadas e Incêndios**. Disponível em <http://www.inpe.br/queimadas>. Acesso em: 17/02/2014.

JAYARAMAN, A., LUBIN, D., S. RAMACHANDRAN, RAMANATHAN, V., WOODBRIDGE, E., COLLINS, W.D., ZALPURI, K.S. Direct observations of aerosol radiative forcing over the tropical Indian Ocean during the January-February 1996 pre-INDOEX cruise. **Journal of Geophysical Research**, V. 103, 13,827-13,836, 1998.

KAUFMAN, Y.J.; HOBBS, P.V.; KIRCHHOFF, V.W.J.; ARTAXO, P.; REMER, L.A.; HOLBEN, B.N.; KING, M.D.; WARD, D.E.; PRINS, E.M.; LONGO, K.M.; MATTOS, L.M.; NOBRE, C.A.; SPINHIRNE, J.D.; JI, Q.; THOMPSON, A.M.; GLEASON, J.F.; CHRISTOPHER, S.A.; TSAY, S.-C. Smoke, Clouds, and Radiation – Brazil (SCAR-B) experiment. **J. Geophys.** p.31783-31808, 1998.

KÖPEN, W. Climatologia Buenos Aires: **Fondo de Cultura**. p. 152-192, 1948.

KUMAR K. R., SIVAKUMAR V., REDDY R.R., GOPAL K. R., ADESINA A. J. Inferring wavelength dependence of AOD and Ångström exponent over a subtropical station in South Africa using AERONET data: Influence of meteorology, long-range transport and curvature effect. **Science of the Total Environment** 461-462, 397-408, 2013.

LANGMANN, B.; DUNCAN, B.; TEXTOR, C.; TRENTMANN, J.; VAN DERWERF, G.R. Vegetation fire emissions and their impact on air pollution and climate. **Atmospheric Environment**, v.43, p.107-116, 2009.

LIU, K.N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**. Second Edition, Academic Press, USA, 2002.

MACHADO, P.L.O.A. Carbono do solo e a mitigação da mudança climática global, **Química Nova**, v.28, n.2, p. 329-334, 2005.

MAGI B. I., GINOUX P., MING Y., RAMASWAMY V. Evaluation of optical and extraoptical Southern Hemisphere African aerosol properties simulated by a climate model. **Journal of Geophysical Research**; 114:D14204, 2009.

MAITELLI, G.T. **Uma abordagem tridimensional de clima urbano em área tropical continental: o exemplo de Cuiabá-MT.** 1994. 220f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

MARTINS, A. L. **Relação entre o balanço de ondas longas e o efeito estufa em área de pastagem com fragmentos de cerrado stricto sensu.** 2012. 65p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2012.

MARTINS, J. V., **O efeito de partículas de aerossol de queimadas da Amazônia no balanço radiativo da atmosfera.** Tese de doutorado defendida em 31/08/1999 no Instituto de Física da USP.1999.

MENON, H.B, SHIRODKAR, S., KEDIA, S., RAMACHANDRAN, S., BABU, S., MOORTHY, K.K. Temporal variation of aerosol optical depth and associated shortwave radiative forcing over a coastal site along the west coast of India. **Science of the Total Environment**, 83-92, 2013.

MILLER, R.L., TEGEN, I., JAN PERLWITZ. Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle. **Journal of Geophysical Research**, VOL. 109, D04203, doi:10.1029/2003JD004085, 2004.

MORAES, M. G. S.; **Variação sazonal do albedo da superfície no Cerrado Stricto Sensu da Baixada Cuiabana.** 2013. 47p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2013.

MURTHY, B.S., LATHA, R., MANOJ KUMAR, MAHANTI, N.C. Effect of aerosols on evapo-transpiration. **Atmospheric Environment**; 89 109-118, 2014.

OGUNJOBI K. O., HE Z., KIM K. W., KIM Y. J. Aerosol optical depth during episodes of Asian dust storms and biomass burning at Kwangju, South Korea. **Atmospheric Environment**; 38:1313-23, 2004.

PAULIQUEVIS, T.; PETTERS, M. D.; PRENNI, A. J.; ROLDIN, P.; ROSE, D.; SCHNEIDER, J.; SU, H.; ZORN, S. R.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O. pollution to climate change, New York: **John Wiley & Sons**, Inc, 2006.

POSCHL, U.; MARTIN, S.T.; SINHA, B.; CHEN, Q.; GUNTHER, S.S.; PROCOPIO, A. S., REMER, L.A., ARTAXO, P., KAUFMAN, Y.J., HOLBEN, B.N. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia, **Geophysical Research Letters**, in press, 2003.

POSCHL, U.; MARTIN, S.T.; SINHA, B.; CHEN, Q.; GUNTHER, S.S.; HUFFMAN, J. A.; BORRMANN, S.; FARMER, D.K.; GARLAND, R. M.; HELAS, G.; JIMENEZ, J.L.; KING, S.M.; MANZI, A.; MIKHAILOV, E.; PAULIQUEVIS, T.;

PETTERS, M. D.; PRENNI, A.J.; ROLDIN, P.; ROSE, D.; SCHNEIDER, J.; SU, H.; ZORN, S. R.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O. Rainforest Aerosols as Biogenic Nuclei of Clouds and Precipitation in the Amazon. **Science** (New York, N.Y.), v. 329, p. 1513-1516, 2010.

PROCÓPIO, A.S. **Forçante radiativa direta dos aerossóis na Região Amazônica devido à queima de biomassa**. Tese (Doutorado), Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

PROCOPIO, A.S., ARTAXO, P., KAUFMAN, Y.J., REMER, L.A., SCHAFER, J.S., HOLBEN, B.N. Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. **Geophysical Research Letters**, V.31, 2004.

QUEFACE A. J., PIKETH S. J., ECK T. F., TSAY S. C., MAVUME A. F. Climatology of aerosol optical prop-erties in Southern Africa. **Atmospheric Environment**; 45:2910-21, 2011.

RAMASWAMU, V., BOUCHER, O., HAIGH, J., HAUGLUSTAINE, D., HAYWOOD, J., MYHRE, G., NAKAJIMA, T., SHI, G.Y., SOLOMON, S. Radiative forcing of climate change. In: Houghton, J.T. et al (eds) **Climate change 2001**, contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, New York, USA, pp. 349-416, 2001.

RAVEN, P.H.; BERG L.R.; JOHSON G.B. Fort Worth, Saunders College Publishing, **Environment**, 1995.

REID J. S., ECK T. F., CHRISTOPHER S. A., HOBBS P. V., HOLBEN B. N. Use of the Angstrom exponent to estimate and variability of optical and physical properties of aging smoke particles of Brazil. **Journal of Geophysical Research**; 104(D22):27473-89,1999.

RIBEIRO, S.C.; FEHRMANN, L.; SOARES, C.P.B.; JACOVINE, L.A.G.; KLEINN, C.; GASPAR, R.O. Above-and Belowground Biomass in Brailian Cerrado. **Forest Ecology And Management**, v. 262, p. 491-499, April, 2011.

ROBINSON, N. **Solar Energy**. Amsterdam: Elsevier, 347 p, 1966.

RODRIGUES, T.R. **Análise de parâmetros biofísicos que controlam o fluxo de calor latente em área de Cerrado Campo Sujo**. 2014. 94p. Tese (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014.

RODRIGUES, T.R. **Variabilidade interanual da sazonalidade de fluxos de matéria em área de Cerrado na Baixada Cuiabana**. 2011. 85p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

SANO, E.E.; BARCELLOS, A.O.; BEZERRA, H.S. Assessing the spatial distribution of cultivated pastures in the Brazilian savanna. **Pasturas Tropicales**, v.22, p.2-15, 2002.

SANO, E.E.; ROSA, R.; BRITO, J.L.S.; FERREIRA, L.G. Mapeamento semidetalhado do uso da terra do Bioma Cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.43, p.153-156, 2008.

SANTANNA, F. B. **Propriedades Óticas do Aerossol Atmosférico na Região Sul de Mato Grosso**. 2008. 110 f. Dissertação (Mestrado) Física e Meio Ambiente, Departamento de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2008.

SANTOS, A.C.A.; 2014. **Caracterização de aerossóis no Pantanal Mato-Grossense**. 90 p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2014.

SCHAFER, J.S.; ECK, T.F.; HOLBEN, B.N.; ARTAXO, P.; DUARTE, A. F. Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in Amazônia from long-term AERONET monitoring (1993–1995 and 1999–2006). **Journal of Geophysical Research**, v.113, 2008.

SCHWARTZ, S.E. Group Report: Connections Between Aerosol Properties and Forcing of Climate. In: Charlson, R.J., Heintzenberg, J. (eds), **Aerosol Forcing of Climate** ed., chapter 14, John Wiley and Sons. 1995.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics : From air pollution to climate change**. Canada: Ed. Wiley-Interscience, 1326 p, 1998.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N.; **Atmospheric Chemistry and Physics: From air pollution to climate change**, New York: John Wiley & Sons, Inc, 2006.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N.; Atmospheric Chemistry and Physics: from air
WANTZEN, K.M.; COUTO E.G.; MUND E.E.; AMORIM R.S.S.; SIQUEIRA A.; TIELBÖRGER K.; SEIFAN M. Soil carbon stocks in stream-valley-ecosystems in the Brazilian Cerrado Agroscape. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v,151, p.71-79, January, 2012.

SMIRNOV, A., HOLBEN, B.N., ECK, T.F., DUBOVIK, O., SLUTSKER, I. Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET data base. **Remote Sensing of the Environment**; 73:337-49, 2000.

YAMASOE, M. A., **Estudo de propriedades óticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros solares**. Tese de doutorado defendida no Instituto de Física da USP, em 16/11/ 1999.

WYREPKOWSKI, C. C. **Avaliação das Propriedades Ópticas dos Aerossóis na Atmosfera de Cuiabá com base na Rede AERONET**. 73f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) Universidade Federal do Estado de Mato Grosso. Cuiabá, 2008.

XIAO, Z.; ZHANG, Y.; HONG, S.; BI, X.; JIAO, L.; FENG, Y.; WANG, Y. YAMASOE, M. A., P. ARTAXO, A. H. MIGUEL, A. G. ALLEN, Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of biomass burning in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements. **Atmospheric Environment**, Dez 1999.

ZHANG Z., WENIG M., ZHOU W., DIEHL T., CHAN K., WANG L. The contribution of different aerosol sources to the Aerosol Optical Depth in Hong Kong. **Atmospheric Environment** 83, 145 -154, 2014.

ZHENG, J.Y.; ZHANG, L.J.; CHE, W.W., ZHENG, Z.Y.; YIN, S.S. A highly resolved temporal and spatial air pollutant emission inventory for the Pearl River Delta region, China and its uncertainty assessment. **Atmospheric Environment**, v.43, p. 5112-5122, 2009.

7.2 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS CONSULTADAS

ALVES, A.R; VIANELLO, R.L. **Meteorologia Básica e Aplicações**. 1. ed. Viçosa: Ed. UFV, 449 p, 1991.

ACEVEDO, O. C. **Interação Superfície Atmosfera**: Ciência e natureza. Vol. especial: 1 Escola de Inverno de Física, 89-105 p, 2003.

AYOADE, J. O. **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. São Paulo: Difusão Editorial S.A. 332 p, 1986.

BUSINGER, J. A.; FLEAGLE, R. G. **An Introduction to Atmospheric Physics**. 2. ed. New York: Academic Press, 432 p, 1980.

CLOUD, P. **The biosphere**. **Scientific American**, v. 176, n. 89, p. 249, 1983.

EISBERG, R.; RESNICK, R. **Física Quântica: Átomos, moléculas, sólidos, núcleos e partículas**. Rio de Janeiro: Ed. Campus, 928 p, 1979.

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **Portal do Monitoramento de Queimadas e Incêndios**. Disponível em <http://www.inpe.br/queimadas>. Acesso em: 17/05/2014.

INMET – **Instituto Nacional de Meteorologia**, BDMEP – Banco de Dados Meteorológicos para o Ensino e Pesquisa. Disponível em <http://www.inmet.gov.br>. Acesso em 23/02/2014.

MENDONÇA, F.; OLIVEIRA, I. M. D. **Climatologia: Noções básica e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 206 p, 2007.

WALKER, J. C. G. **Evolution of the Atmosphere**. New York: Macmillan, 1977.

WANTZEN, K.M.; COUTO E.G.; MUND E.E.; AMORIM R.S.S.;SIQUEIRA A.;TIELBÖRGER K.;SEIFAN M. Soil carbon stocks in stream-valley-ecosystems in the Brazilian Cerrado Agroscape. **Agriculture, Ecosystems and Environment**,v,151, p.71-79, January, 2012.