

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

**VARIABILIDADE SAZONAL E TEMPORAL DAS
PROPRIEDADES ÓPTICAS DE AEROSSÓIS
ATMOSFÉRICOS NA AMAZÔNIA**

EDILBERTO OJEDA DE ALMEIDA FILHO

Orientador: **Prof. Dr. Alfredo Jorge**
Co-orientador: **Prof. Dr. Osvaldo Borges Pinto Junior**

Cuiabá, MT
Agosto de 2011

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

**VARIABILIDADE SAZONAL E TEMPORAL DAS
PROPRIEDADES ÓPTICAS DE AEROSSÓIS
ATMOSFÉRICOS NA AMAZÔNIA**

EDILBERTO OJEDA DE ALMEIDA FILHO

*Tese apresentada junto ao Programa de
Pós-Graduação em Física Ambiental da
Universidade Federal de Mato Grosso,
como parte dos requisitos para obtenção
do título de Doutor em Física Ambiental*

Orientador: **Prof. Dr. Alfredo Jorge**
Co-orientador: **Prof. Dr. Osvaldo Borges Pinto Junior**

Cuiabá, MT
Agosto de 2011

FICHA CATALOGRÁFICA

A447v Almeida Filho, Edilberto Ojeda de.
Variabilidade sazonal e temporal das propriedades ópticas de aerossóis atmosféricos na Amazônia / Edilberto Ojeda de Almeida Filho. – 2011.
xvi, 103 f. : il. color.

Orientador: Prof. Dr. Alfredo Jorge.

Co-orientador: Prof. Dr. Osvaldo Borges Pinto Junior.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Pós-Graduação em Física Ambiental, 2011.

Bibliografia: f. 88-103.

1. Aerossóis atmosféricos – Amazônia 2. Climatologia – Amazônia. 3. Aerossóis – Propriedades ópticas. 4. Meio ambiente – Queima da biomassa. 5. Radiação atmosférica. I.Título.

CDU – 53.08:504.3

Ficha elaborada por: Rosângela Aparecida Vicente Söhn – CRB-1/931

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a Deus;
A minha companheira, amiga e
amada Francineide;
Aos amigos constantes nas
tarefas da vida...

AGRADECIMENTOS

- A Prof. Dr. Alfredo Jorge pela orientação, apoio, colaboração na realização deste trabalho e pela amizade;
- Ao Prof. Dr. Osvaldo Borges pela colaboração e críticas construtivas que muito contribuíram para a evolução deste trabalho;
- Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira pela dedicação e empenho em tornar esta pós-graduação em um modelo a ser seguido.
- Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), por compartilharem sua sabedoria;
- Aos amigos e companheiros de trabalho e pesquisa do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), que contribuíram para a realização deste trabalho;
- A rede AERONET, na pessoa do Prof. Dr. Paulo Artaxo Netto, pelo esforço na manutenção e operação das estações na Amazônia;
- A Brent Holbene demais pesquisadores envolvidos pelo fornecimento dos dados da AERONET. Agradecemos também aos operadores responsáveis pela manutenção e funcionamento dos fotômetros solares na Amazônia;
- A todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram no desenvolvimento deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE ABREVIATURAS	i
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABELAS	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Problemática	2
1.2 Justificativa	3
1.3 Objetivos	5
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
2.1 Descrição e caracterização da região amazônica	6
2.2 Climatologia da região amazônica	10
2.3 Emissões biogênicas e pirogênicas da amazônia	17
2.3.1 Aerossóis atmosféricos.....	20
2.3.2 A forçante radiativa dos aerossóis e o balanço de energia no clima	24
2.3.3 Propriedades Relevantes do Aerossol para a Forçante Radiativa	27
2.4 A atmosfera terrestre	29
2.4.1 Radiação atmosférica.....	29
2.4.2 As leis básicas da radiação	29
2.4.3 Descrição geral da radiação atmosférica	33
2.4.4 Nuvens.....	34
2.4.5 Vapor de água.....	35
2.4.6 Ozônio	37
2.5 Fundamentação Teórica.....	37
2.5.1 Profundidade óptica de extinção (δ_λ):	37
2.5.2 Albedo simples ($\omega_o(\lambda)$)	37
2.5.3 Coeficiente de Ångström (α) e a dependência do comprimento de onda 38	

2.5.4	Fator de assimetria ($g(\lambda)$):	39
2.5.5	Função de fase de espalhamento ($P(\theta; \lambda)$).....	39
2.5.6	O espalhamento molecular – Lei de Rayleigh.....	40
2.5.7	Teoria de espalhamento Mie	42
2.5.8	A atenuação pelos aerossóis	45
2.5.9	A atenuação exponencial da radiação espectral – Lei de Beer, Bouguer e Lambert46	
3	MATERIAL E MÉTODOS	48
3.1	Área de estudo.....	48
3.2	Descrição e calibração do fotômetro solar.....	49
3.3	Metodologia de análise	52
3.3.1	Método para obtenção da distribuição de tamanho do aerossol	53
3.3.2	Limpeza ou exclusão das medidas contaminadas pela presença de nuvens (<i>Cloud screening</i>) e controle de qualidade dos algoritmos para a AERONET	54
3.3.3	Avaliações da precisão das propriedades ópticas de aerossóis obtidas pela AERONET	55
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	57
4.1	Variabilidade temporal e espacial da profundidade óptica de aerossóis... 57	
4.2	Sazonalidade da profundidade óptica de aerossóis e da coluna de vapor de água precipitável	59
4.2.1	Comparação Regional de Aerossóis.....	59
4.2.2	Histogramas da Profundidade Óptica de Aerossóis	66
4.2.3	O Coeficiente de Ångström e a dependência do comprimento de onda .	68
4.3	Propriedades físicas e radiativas de aerossóis.....	74
4.3.1	Distribuição de Tamanho de Aerossóis.....	74
4.3.2	Sazonalidade nas distribuições de tamanho	78
4.3.3	O transporte de poeira do deserto do Saara para Amazônia central.....	80
4.3.4	Albedo Simples	81
5	CONCLUSÕES.....	85

5.1	Sugestões para trabalhos futuros	87
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	88

LISTA DE ABREVIATURAS

AERONET - *Aerosol Robotic Network*

AOD - *Aerosol Optical Depth*

AVHRR - *Advanced High Resolution Radiometer*

BC - *Black Carbon*

COV - Compostos Orgânicos Voláteis

d_p - Diâmetro Aerodinâmico Equivalente

FR - Forçante Radiativa

FRD - Forçante Radiativa Direta

GEE - Gases do Efeito Estufa

GOES - *Geostationary Operational Environmental Satellite*

GPS - Global Position System

GSFC - *Goddard Space Flight Center*

H_{EAV} - Escala da Altura do Vapor de água

IBAMA/PREVFOGO - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis/Centro de Prevenção e Combate aos Incêndios Florestais

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IPCC - Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas

LBA - Experimento de Grande Escala da Biosfera e Atmosfera da Amazônia

LIs - Linhas de Instabilidade

MFRSR - Multi-filter rotating shadowband radiometer

$N(z)$ -Número de partículas por unidade de volume (m^{-3})

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

NCC - Nível de Compreensão Científica

NCN - Núcleos de Condensação de Nuvens

NG - Núcleos de Gelo

NOAA - *National Oceanographic and Atmospheric Administration*

PM10 - Partículas Inaláveis (com diâmetros aerodinâmicos menores que $10 \mu m$)

R -Espalhamento Rayleigh

SAD - Sistema de Alerta de Desmatamento

SCD - Sistema de Coleta de Dados

TMG - Tempo Médio Greenwich

TOA - Topoda Atmosfera

VAP - Vapor de Água Precipitável Integrada

VCAN - Vórtice Ciclônico de Altos Níveis

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1** - Desmatamento de agosto de 2008 a março de 2010 e degradação de setembro de 2008 a março de 2010 na Amazônia Legal..... 7
- FIGURA 2** – Mapa de desmatamento e Degradação Florestal em março de 2010 na Amazônia Legal. 8
- FIGURA 3** - Participação (%) dos Estados da Amazônia Legal no desmatamento e na degradação de março de 2010. 8
- FIGURA 4** - Climatologia da precipitação no Brasil medidas de 1960 a 1991..... 14
- FIGURA 5** - Pluma de partículas de aerossóis provenientes de emissões da queima de biomassa na Amazônia cobrindo grande área com elevada AOD para a Amazônia e uma grande área da América do Sul. 16
- FIGURA 6** - Ilustração da atmosfera da Terra como um reator químico. Exemplos de processos naturais e antropogênicos produzindo gases e partículas na atmosfera. Processos subsequentes podem transformar e envelhecer estas partículas, bem como transportá-las através da atmosfera..... 21
- FIGURA 7** – Processos de formação do aerossol fino e grosso..... 22
- FIGURA 8** - Estimativas da média global da forçante radiativa (FR) e faixas em 2005 para o dióxido de carbono (CO₂), o metano (CH₄), o óxido nitroso (N₂O) antropicos e outros agentes e mecanismos importantes, juntamente com a extensão geográfica típica (escala espacial) da forçante e o nível de compreensão científica (NCC) avaliado. 26
- FIGURA 9** - Espectros de emitância para temperaturas de um corpo negro a 6000 K e outro a 288 K. Emissões aproximadas do sol e da terra..... 30
- FIGURA 10** - Irradiância do Espectro Solar no topo da atmosfera e ao nível do mar. A linha tracejada representa a curva correspondente de corpo negro a uma temperatura média equivalente a 6.000K. As regiões sombreadas indicam as moléculas responsáveis pela absorção da radiação..... 34
- FIGURA 11** - Distribuição espectral da radiação térmica da terra e da atmosfera clara. Bandas de emissão abaixo de 8 e acima de 18 μm são principalmente de vapor de água. Faixas entre 13 e 18 μm são principalmente CO₂. A banda estreita em 9,5 μm é de ozônio..... 36
- FIGURA 12** - Representação das formas de espalhamento de um feixe de radiação incidente em uma partícula com tamanhos diferentes, ilustrando o espalhamento no limite Rayleigh para partículas menores e o espalhamento Mie para partículas maiores. 42

- FIGURA 13** – Diagrama representativo das interações entre um feixe de radiação espectral incidente e uma partícula em suspensão na atmosfera..... 45
- FIGURA 14** - Representação esquemática da atenuação de um feixe de radiação incidente atravessando um meio homogêneo..... 47
- FIGURA 15** - Localização geográfica das estações de monitoramento onde estão instalados os fotômetros da AERONET na região amazônica..... 48
- FIGURA 17** - Esquema dos posicionamentos do fotômetro para a realização do Plano Principal e Almucântar..... 51
- FIGURA 18** - Série temporal da profundidade óptica de aerossóis medidos em quatro sítios na Amazônia (Cuiabá, Rio Branco, Alta floresta e Ji-Paraná) durante o período de 2007 a 2009, para o comprimento de onda de 440 nanômetros, obtida com o fotômetro solares-celestes da rede Aeronet... 58
- FIGURA 19** - Série temporal da profundidade óptica de aerossóis medidos em Belterra na Amazônia durante o período de 1999 a 2005, para o comprimento de onda de 440 nanômetros, obtida com o fotômetro solar da rede AERONET. 59
- FIGURA 20** – Médias semanais da profundidade óptica de aerossóis (440 nm) para quatro sítios da Amazônia (Cuiabá, Alta Floresta, e Rio Branco de 2007 a 2009 e Belterra nos anos de 2000 a 2005). 60
- FIGURA 21** – Médias mensais da coluna de vapor de água para três sítios da Amazônia (Cuiabá, Alta Floresta e Rio Branco) (2007 a 2009). 62
- FIGURA 22** - Precipitação diária e umidade relativa mínima diária para uma região de cerrado (Cuiabá, dados de 2007)..... 63
- FIGURA 23** - Precipitação diária e umidade relativa mínima diária para uma região de floresta (Belterra, dados de 1999). 64
- FIGURA 24** – Série temporal e variabilidade da média diária da AOD (440 nm) para Alta Floresta (2007 a 2009)..... 65
- FIGURA 25**- Série temporal e variabilidade da média diária da AOD (440 nm) para Belterra (2000 a 2005). 65
- FIGURA 26** - Série temporal e variabilidade da média diária da AOD (440 nm) para Cuiabá (2007 a 2009). 66
- FIGURA 27** - Histogramas de frequência relativa da profundidade óptica de aerossóis (440 nm) durante a estação em que ocorrem as queimadas nos anos de 2007 a 2009 em Alta Floresta. 67

- FIGURA 28** - Histogramas de frequência relativa da profundidade óptica de aerossóis (440 nm) durante a estação em que ocorrem as queimadas nos anos de 2007 a 2009 em Rio Branco. 67
- FIGURA 29** - Histogramas de frequência relativa da profundidade óptica de aerossóis (440 nm) durante a estação em que ocorrem as queimadas de 2002 a 2004 em Belterra. 67
- FIGURA 30** - Histogramas de frequência relativa da profundidade óptica de aerossóis (440 nm) durante a estação em que ocorrem as queimadas de 2 anos em Cuiabá. 68
- FIGURA 31** - Série temporal e desvio-padrão da média diária do coeficiente de Ångström (440 e 870 nm) para Alta Floresta (2007 a 2009). 70
- FIGURA 32** - Série temporal e desvio-padrão da média diária do coeficiente de Ångström (440 e 870 nm) para Rio Branco (2007 a 2009). 70
- FIGURA 33** - Série temporal e desvio-padrão da média diária do coeficiente de Ångström (440 e 870 nm) para Cuiabá (2007 a 2009). 71
- FIGURA 34** - Histogramas de frequência relativa do coeficiente de Ångström (440/870 nm) para Alta Floresta (2007 a 2009). 72
- FIGURA 35** - Histogramas de frequência relativa do coeficiente de Ångström (440/870 nm) para Rio Branco (2007 a 2009). 73
- FIGURA 36** - Histogramas de frequência relativa do coeficiente de Ångström (440/870 nm) para Cuiabá (2007 e 2008). 73
- FIGURA 37** - Histogramas de frequência relativa do coeficiente de Ångström (440/870 nm) para Belterra (2002 a 2004). 73
- FIGURA 38** - Distribuições de tamanho de aerossóis obtidos para uma região de floresta (Alta Floresta), calculados para cada intervalo de profundidade óptica do aerossol 440 nm variando de $\leq 0,1$ para > 2 (2007 a 2009). 75
- FIGURA 39** - Distribuições de tamanho de aerossóis obtidos para uma região de floresta (Rio Branco), calculados para cada intervalo da profundidade óptica do aerossol 440 nm variando de $\leq 0,1$ para > 2 (2007 a 2009). ... 75
- FIGURA 40** - Distribuições de tamanho de aerossóis obtidos para uma região de cerrado (Cuiabá), calculados para cada intervalo de profundidade óptica do aerossol 440 nm variando de $\leq 0,1$ para > 2 (2007 a 2009). 76
- FIGURA 41** - Médias da distribuição de tamanho derivadas de observações durante a estação chuvosa (fevereiro a abril) e dos meses de estação em que ocorrem as queimadas (agosto a outubro) em Rio Branco (2007 a 2009). 78

- FIGURA 42** - Médias da distribuição de tamanho derivadas de observações durante a estação chuvosa (fevereiro a abril) e dos meses de estação em que ocorrem as queimadas (outubro a dezembro) em Belterra (199 a 2003). 79
- FIGURA 43** - Médias da distribuição de tamanho derivadas de observações durante a estação chuvosa (fevereiro a abril) e dos meses da estação em que ocorrem as queimadas (agosto a outubro) em Cuiabá (2007 a 2009). 79
- FIGURA 44** - Histogramas do albedo simples de espalhamento (550nm) para as regiões de floresta (Alta Floresta, Rio Banco e Belterra) e do Cerrado (Cuiabá)..... 83

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Evolução do desmatamento entre os Estados da Amazônia Legal no período de agosto de 2008 a março de 2009 e de agosto de 2009 a março de 2010 (km ²).	9
TABELA 2. Acumulados anuais de focos de calor detectados pelo satélite NOAA-15 (horários de observação: 10h00 e 21h00 TMG) nos estados da Amazônia Legal entre os anos de 2006 a 2010.	15
TABELA 3 - Estimativas globais de taxas de Emissões de partículas na atmosfera (10 ⁶ Tg/ano).	23
TABELA 4 - Características das partículas finas e grossas.	24
TABELA 5 - Médias mensais e desvio padrão da profundidade óptica do aerossol (440 nm) (τ_{a440}) para as regiões de floresta (Alta Floresta e Rio Branco) e de cerrado (Cuiabá) (2007 a 2009).	62
TABELA 6 - Médias mensais e desvio padrão do coeficiente de Ångström (α) para as regiões de floresta (Alta Floresta e Rio Branco) e de cerrado (Cuiabá) (2007 a 2009).	71
TABELA 7 - Comparação entre os valores médios de albedo simples (ω_0) e fator de assimetria ($g(\lambda)$) obtidos pela AERONET nos comprimentos de onda 441 e 675 nm nas localidades de Alta Floresta, Rio Branco e Cuiabá.....	83

RESUMO

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

As propriedades físicas e ópticas de aerossóis atmosféricos (principalmente pirogênicos e biogênicos) da Amazônia brasileira foram analisadas a partir de um conjunto de dados de alta qualidade da profundidade óptica espectral de aerossóis e de medidas diretas da radiância celeste obtidas através de rede de fotômetros da Aerosol Robotic Network (AERONET) CIMEL instalados em mais de 15 localidades distribuídas em toda a bacia amazônica e cerrado. Características distintas do aerossol da região amazônica são apresentadas por meio da separação da região em dois regimes de aerossóis: para a região de floresta foram analisadas as localidades de Alta Floresta, Ji-Paraná, Rio Branco e Belterra, para o cerrado a localidade de Cuiabá. O monitoramento das localidades inclui medições no intervalo de 2007 a 2009, mas uma localidade (Belterra) tem registros de medições no intervalo de 2002 a 2004. Devido à grande medida espacial de ambos os ambientes de floresta e de cerrado e da alta frequência de ocorrência anual de queimadas na estação seca, a caracterização das propriedades ópticas de aerossóis resultante da queima de biomassa é importante para o estudo de processos radiativos na atmosfera e para o sensoriamento remoto da superfície e propriedades atmosféricas nessas regiões. Série temporal sazonal da profundidade óptica de aerossóis (AOD), coeficiente de Ångström e média da coluna das propriedades microfísicas do aerossol derivadas de técnicas de inversão de radiância celeste (albedo simples, distribuição de tamanho, fração da moda fina de AOD, etc.) são descritos e contrastadas para as regiões definidas.

Palavras-chave: Aerossóis, Profundidade óptica do aerossol, queima da biomassa.

ABSTRACT

ALMEIDA FILHO, E. O. **Seasonal and Temporal Variability of Optical Properties of the Atmospheric Aerosols in Amazônia.**2011. 120p. Tese (Doutorado) – Física e Ambiental, Universidade Federal de Mato Grosso.

The physical and optical properties of atmospheric aerosols (majorly pyrogenic and biogenic) for the Brazilian Amazon were analyzed using a high-quality data set of spectral aerosol optical depth and directional sky radiance measurements from the Aerosol Robotic Network (AERONET) Cimel sun-sky radiometers installed in over 15 locations distributed across the Amazon basin and adjacent Cerrado region. Distinct characteristics of the Amazon region aerosols are presented by region separation into two aerosols regimes: for the forest region the analyzed locations were Alta Floresta, Ji-Paraná, Rio Branco and Belterra, for the Brazilian Cerrado the Cuiabá location. The locations monitoring includes the interval from 2007-2009, but one of the locations (Belterra) has measures registry from 1999-2004. Due to the great spatial measures in both of the ambient, the forest and the Cerrado and, the high occurrence frequency of annual burns in the dry season, the characterization of the optical properties from aerosols as a result of the biomass burn is important for the studies of the radiative processes in the atmosphere and the remote sensing of the surface and atmosphere properties in these regions. Seasonal temporal series of the aerosols optical depth (AOD), Ångström exponent and columnar-averaged microphysical properties of the aerosol derived from sky radiance inversion techniques (single-scattering albedo, volume size distribution, fine mode fraction of AOD, etc.) are described and contrasted for the defined regions.

Keywords: aerosols, aerosol optical depth, biomass burning.

1 INTRODUÇÃO

A floresta tropical e o cerrado, principais ecossistemas que integram a Amazônia, são mais conhecidos pela exuberância da vegetação e pela grande biodiversidade que abrigam. Estes ecossistemas têm fundamental papel no sistema climático global, e estão sob intenso processo de atividades humanas, especialmente o desmatamento generalizado pela ocupação agrícola, incêndios antrópicos e o impacto dos aerossóis da queima de biomassa nos processos microfísicos e de nucleação das nuvens. Estas atividades resultam em significativas cargas sazonais de aerossol em vastas extensões da bacia Amazônica que são difundidas e persistem durante a estação seca e, como tal, a Amazônia é considerada uma das principais fontes de emissão de gases e partículas de aerossol para a atmosfera. Isto sugere que os efeitos da queima de biomassa podem extrapolar a escala local ou regional e ser determinante no padrão de redistribuição de energia planetária dos trópicos para médias e altas latitudes através de processos de transporte convectivo. A maior parte deste processo tem-se concentrado no Sul e no Leste da Amazônia, enquanto as áreas centrais, menos acessíveis, são relativamente preservadas. O desmatamento e a queima da biomassa afetam o ecossistema de várias maneiras, por um lado há uma mudança no equilíbrio de energia e água quando a floresta é substituída por pastagens e essa mudança tem o potencial de alterar o conteúdo de água na atmosfera e os padrões de precipitação.

As partículas de aerossóis são capazes de influenciar significativamente as propriedades radiativas e químicas da atmosfera regional e global. A emissão de partículas de aerossóis na atmosfera Amazônica aumenta de forma drástica durante a estação seca, através de queimadas. Movimentos convectivos podem introduzir partículas de aerossóis biogênicas e pirogênicas na alta troposfera onde a vida média é da ordem de semanas ou meses. Desta maneira, uma significativa fração do aerossol carbonáceo na troposfera livre pode ser de origem tropical. Por outro lado, o transporte de hidrocarbonetos pela convecção profunda pode levar a produção fotoquímica de aerossol orgânico na troposfera livre.

1.1 PROBLEMÁTICA

O debate sobre as estimativas de emissões de carbono associadas à mudança no uso da terra, em especial nas áreas tropicais, vem se tornando mais intenso à medida que aumenta a pressão humana sobre os recursos naturais. As elevadas taxas de desmatamento nos trópicos e a grande quantidade de biomassa vegetal fazem com que essas regiões sejam responsáveis por significativas alterações na concentração de gases traço, de partículas de aerossóis e na composição química da atmosfera.

Devido à grande quantidade de biomassa vegetal que contém, esses ecossistemas formam a maior parcela do estoque de carbono das áreas continentais. O carbono não está acumulado apenas nas árvores e nas outras plantas, mas também nos restos vegetais caídos no chão, na matéria orgânica incorporada à camada superficial do solo e nos animais. Tanto a absorção desse elemento pelas plantas (processo fotossintético) quanto a sua liberação (desmatamento e queimadas) fazem com que as florestas e o cerrado tenham uma influência marcante na química da atmosfera regional e global e ciclos biogeoquímicos. Apesar de toda sua importância nos climas regional e global, a Amazônia vem sofrendo um processo de desflorestamento acelerado, alterando a taxa de fixação de carbono pela fotossíntese e reduzindo significativamente a biodiversidade florestal.

A queima de biomassa é um processo importante nos ecossistemas da Amazônia, com implicações significativas para a química da atmosfera regional e global e ciclos biogeoquímicos. Durante a estação seca, o clima evolui para um quadro mais complexo, uma vez que a queima de biomassa injeta uma quantidade surpreendente de aerossóis e gases que interagem fortemente com nuvens e precipitação. A magnitude desse impacto ainda não foi estimada, porém existem suficientes evidências do seu efeito. Estimativas da quantidade de biomassa queimada a cada ano em todo o mundo sugerem que os incêndios de florestas e cerrado são as maiores fontes de emissões pirogênicas. Acredita-se ser uma fonte significativa de aerossóis e gases traço para a atmosfera global. Esse registro mostra uma forte

associação entre a elevada atividade de incêndio e áreas de produção primária e intermediária, particularmente em cerrados tropicais.

Partículas de aerossóis antropogênicos, como os aerossóis de sulfato e carbono aumentaram substancialmente a carga global média de partículas de aerossóis desde os tempos pré-industriais até os dias presentes. Partículas de aerossóis – tanto naturais quanto antropogênicas – afetam o sistema climático através dos seguintes mecanismos físicos: diretamente elas se dispersam e podem absorver a radiação solar; podem espalhar absorver e emitir radiação térmica e indiretamente atuar como núcleos de condensação de nuvens (NCN) e núcleos de gelo (NG).

As medições do balanço da radiação da Terra indicam que pequenas mudanças de cobertura (macrofísica, estrutura, altitude) e as propriedades microfísicas (tamanho de gota, fase) têm efeitos significativos no clima. Por conseguinte o interesse crescente do impacto dos aerossóis no clima estimulou melhorar fisicamente o desenvolvimento de parametrizações baseadas nos modelos climáticos.

1.2 JUSTIFICATIVA

As alterações na atmosfera como o aumento da concentração de gases causadores do efeito estufa são uma consequência direta de diversas atividades realizadas pelo homem. A contribuição antropogênica de aerossóis tem um efeito fundamental no balanço radiativo terrestre. Os aerossóis e as nuvens são componentes básicos no balanço energético terrestre, embora seu papel ainda esteja longe de ser compreendido. As principais fontes de aerossóis são: poeira do solo, sal marinho, sulfato (proveniente da oxidação do SO_2), emissões de queimadas de florestas, dentre outros. Os aerossóis troposféricos afetam o balanço radiativo diretamente (absorção e espalhamento de radiação) e indiretamente (influenciando nas propriedades radiativas de nuvens). As nuvens cobrem aproximadamente 60% da superfície terrestre e essencialmente atuam no ciclo energético de duas maneiras: as nuvens mais baixas e grossas refletem radiação solar de volta ao espaço e as nuvens mais altas e finas transmitem a radiação solar e ao mesmo tempo bloqueiam a passagem de radiação infravermelha emitida pela Terra. Aerossóis e nuvens atuam

nos dois lados do balanço, podendo atuar tanto no aquecimento, quanto no resfriamento da superfície terrestre.

As florestas e os cerrados brasileiros são regiões onde historicamente ocorrem queima de biomassa em função do processo natural do uso do solo pelos agricultores e do uso da lenha como combustível, mas o número de queimadas tem aumentado significativamente nos últimos anos. Áreas de plumas de 5 a 8 milhões de quilômetros quadrados são bastante comuns durante os meses de agosto a outubro.

Os aerossóis provenientes da queima da biomassa estão entre os mais complexos dos tipos de aerossóis que afetam o clima, pois sua composição química depende de fatores como o tipo do produto queimado, a temperatura do fogo e as condições meteorológicas locais. Suas características ópticas variam muito, em parte devido à variabilidade da forma e tamanho das partículas. Estudos de sensoriamento remoto (AVHRR) derivaram valores de índice de refração imaginário entre 0,02 e 0,03, o que significa que essas partículas são pouco absorventes, resultando num alto valor de albedo simples de espalhamento, entre 0,80 e 0,85. A nova geração de satélites da NASA, tais como o Terra e o Aqua permitirão medidas quantitativas deste fluxo de aerossóis. Neste projeto de pesquisas um dos tópicos a serem abordados é o desenvolvimento de algoritmos para quantificar o transporte e as propriedades de aerossóis utilizando sensoriamento remoto.

O experimento LBA, em parceria com a NASA, está operando uma rede de fotômetros da AERONET (*Aerosol Robotic Network*) distribuídos em mais de 15 localidades da bacia amazônica e cerrado adjacente. Esta rede é o único projeto em longo prazo (com registro incluindo observações de mais de 11 anos em algumas localidades) que tem fornecido continuamente a chamada profundidade óptica de aerossóis (AOD, do termo inglês *Aerosol Optical Depth*), que expressa a quantidade total de partículas da coluna atmosférica integrada utilizando sensoriamento remoto terrestre para esta região crítica.

A forçante radiativa dos aerossóis é uma área de profundo interesse científico, pois é um parâmetro essencial na compreensão das perturbações que afetam o sistema climático. A forçante mais básica é simplesmente a alteração de fluxos líquidos por processos de espalhamento e absorção, definida como o efeito direto.

Tais forçantes podem ser definidas para a parte superior da atmosfera ou para a superfície. Efeitos indiretos resultam dos aumentos na estabilidade atmosférica devido ao aquecimento da troposfera por absorção de aerossóis e redução de fluxo solar na superfície, causando assim alteração na formação de nuvens.

Os efeitos indiretos de aerossóis têm muito maiores incertezas, e inclui outras consequências, tais como mudanças na profundidade óptica das nuvens, albedo, e eficiência da precipitação (e, portanto, na duração da nuvem), bem como alterações na estabilidade da atmosfera devido ao aquecimento da troposfera por absorção dos aerossóis. Embora a compreensão teórica, destes efeitos indiretos esteja bem fundamentada, a avaliação das magnitudes está sujeita às incertezas significativas resultante da grande variabilidade espacial e temporal dos aerossóis.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo deste estudo visou analisar os processos da variabilidade sazonal e temporal das propriedades ópticas de aerossóis que contribuem para as alterações climáticas na Amazônia, incluindo alterações no balanço radiativo, composição dos aerossóis, mecanismos de produções de nuvens e precipitação.

Os objetivos específicos deste trabalho foram:

- Caracterizar as propriedades ópticas do aerossol atmosférico presente em várias localidades da região Amazônica.
- Comparar regionalmente as sazonalidades da profundidade óptica do aerossol e da coluna de vapor de água precipitável.
- Estimar parâmetros ópticos de aerossóis que influenciam no balanço radiativo e nas propriedades microfísicas de nuvens.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 DESCRIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO AMAZÔNICA

A bacia amazônica é geralmente considerada como um dos mais importantes sistemas ecológicos do mundo, principalmente porque ela inclui a maior área remanescente de floresta tropical. A cobertura natural da Bacia Amazônica é principalmente de dossel fechado de floresta tropical, embora uma parte substancial seja de savana, conhecida no Brasil como cerrado. O cerrado é em si um bioma extenso ($2 \times 10^6 \text{ km}^2$) que se encontra principalmente fora da bacia hidrográfica da Amazônia (KELLER et al., 2004; OLIVEIRA e MARQUIS, 2002). Quase 70% da bacia amazônica situam-se dentro das fronteiras do Brasil e o país sustenta 40% do restante das florestas tropicais do mundo.

No Brasil, a região da “Amazônia Legal”¹ abrange 58% do território nacional e faz fronteira com todos os outros oito países amazônicos: Bolívia, Peru, Equador, Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa (KIRBY et al., 2006). Ela é um ecossistema fundamental no sistema climático global, e está sob um intenso processo de atividades humanas, especialmente o desmatamento, que começou a atingir níveis significativos em meados da década de 70 e ainda permanecem nos dias atuais (SCHAFER et al., 2008; FOLEY et al., 2007; ANDREAE et al., 2002). O desflorestamento² leva a alterações no funcionamento dos ecossistemas, gerando impactos sobre a estrutura e a fertilidade dos solos e sobre o ciclo hidrológico, e constitui importante fonte de gases do efeito estufa (GASH et al., 1996, <http://www.mct.gov.br/clima>, HOUGHTON et al., 2000). O desmatamento afeta o ecossistema de várias maneiras, por um lado há uma mudança no equilíbrio de energia e água quando a floresta é substituída por pastagens e essa mudança tem o potencial de alterar o conteúdo de água na atmosfera e os padrões de precipitação

¹ A "Amazônia Legal" inclui os Estados do Amapá, Amazonas, Rondônia, Roraima, Pará, Maranhão (a oeste de 44°W), Tocantins, Goiás (norte de 13°S) e Mato Grosso.

² O termo desmatamento será empregado como termo mais genérico, referindo-se à derrubada de áreas de floresta e outros tipos de vegetação, como Cerrados e matas naturais.

(SILVA DIAS et al., 2002). Embora, o desmatamento tropical seja um problema ambiental conhecido, muitos aspectos desta questão têm sido negligenciados até recentemente.

O desmatamento na Amazônia brasileira está concentrado no “arco do desmatamento”, e se estende em uma faixa, de forma decrescente, ao longo das bordas leste e sul da floresta, incluindo o Estado de Mato Grosso. Em comparação com o restante da Floresta Amazônica, alguns Estados do arco do desmatamento têm menor biomassa (árvores de menor diâmetro) e um clima mais seco. Estas características facilitam incêndios com eficiência elevada quando a queima das florestas é apurada em preparação para a agricultura e pecuária (RIGHI et al., 2009).

Em março de 2010, o Sistema de Alerta de Desmatamento (SAD) registrou 76 quilômetros quadrados de desmatamento na Amazônia Legal (Figuras 1 e 2). Isso representou um aumento de 35% no desmatamento de março de 2010 em relação ao desmatamento detectado em março de 2009 de 57 quilômetros quadrados. O desmatamento acumulado no período de agosto de 2009 a março de 2010, correspondendo aos oito primeiros meses do calendário atual de desmatamento, totalizou 1000 quilômetros quadrados.

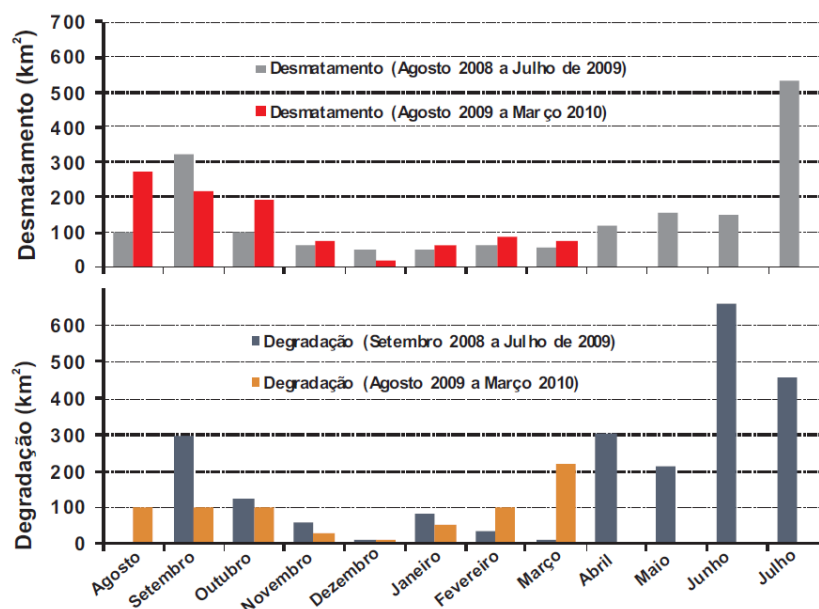


FIGURA 1 - Desmatamento de agosto de 2008 a março de 2010 e degradação de setembro de 2008 a março de 2010 na Amazônia Legal.

FONTE: Imazon/SAD.

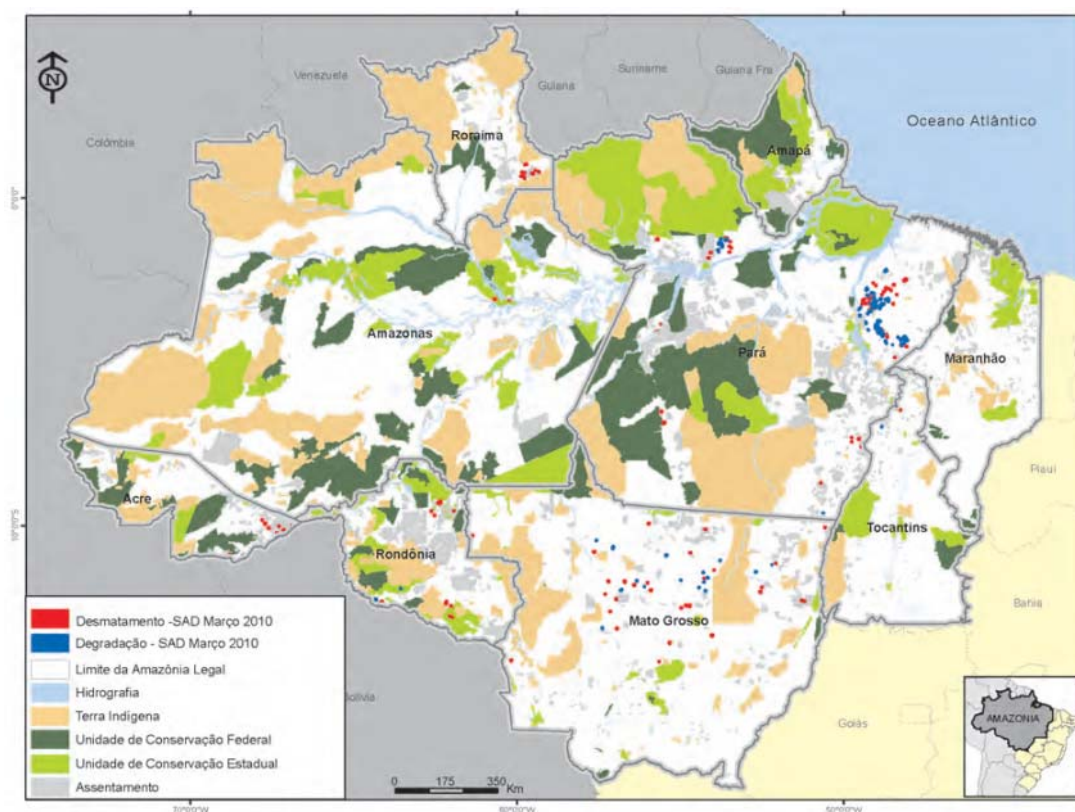


FIGURA 2–Mapa de desmatamento e Degradação Florestal em março de 2010 na Amazônia Legal.

FONTE: Imazon/ SAD.

Em março de 2010 o desmatamento ocorreu principalmente no Pará (45%) e em Mato Grosso (39%). O restante ocorreu em Rondônia (6%), Roraima (4%), Acre (4%), Amazonas (1%) e Tocantins (1%) (Figura 3).

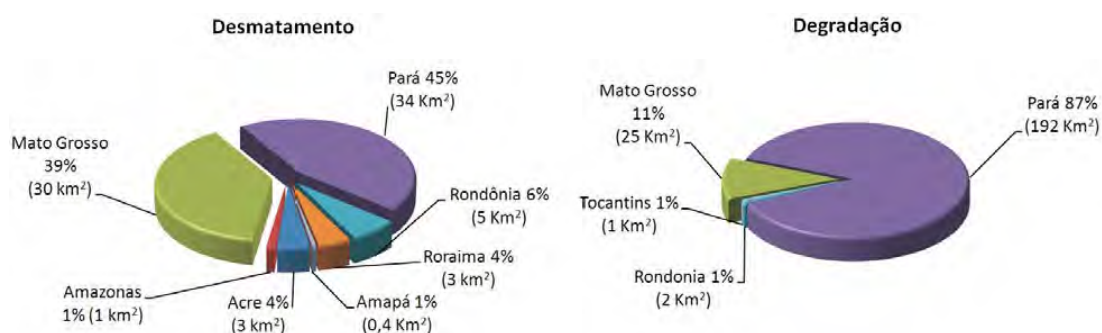


FIGURA 3- Participação (%) dos Estados da Amazônia Legal no desmatamento e na degradação de março de 2010.

FONTE: Imazon/SAD.

Considerando os oito primeiros meses do calendário atual de desmatamento (agosto de 2009 a março de 2010), o Pará continua na liderança do ranking com 48% do total desmatado, registrado no período. Em seguida aparece Mato Grosso com 23%, Rondônia com 11% e Amazonas com 9%. Esses quatro estados foram responsáveis por 90% do desmatamento ocorrido na Amazônia Legal nesse período. Em termos absolutos, o Pará lidera o ranking do desmatamento acumulado com 476 quilômetros quadrados, seguido por Mato Grosso (225 quilômetros quadrados), Rondônia (106 quilômetros quadrados) e Amazonas (91 quilômetros quadrados)(Tabela 1).As atividades humanas estão mudando a cara da Amazônia e a disposição destas funções na região como um sistema integral, na qual a biota, atmosfera e população humana interagem um com o outro.

Estas alterações deverão ter profundos efeitos sobre o balanço de carbono global, as concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis, e no poder oxidante da atmosfera global. Apresentar conhecimento científico é inadequado para avaliar essas mudanças e seus impactos sobre a mudança global, com o necessário grau de confiabilidade (ANDREAE et al.,2002;1997).

TABELA1- Evolução do desmatamento entre os Estados da Amazônia Legal no período de agosto de 2008 a março de 2009 e de agosto de 2009 a março de 2010 (km²).

Estados	Agosto 2008 a Março 2009	Agosto 2009 a Março 2010	Varição (%)
Acre	20	36	80
Amazonas	63	91	46
Mato Grosso	260	225	-13
Pará	364	476	31
Rondônia	62	106	71
Roraima	28	50	79
Tocantins	9	1	-94
Amapá	-	15	-
Total	806	1000	24

FONTE: Imazon/SAD.

Estas atividades estão liberando pequenas partículas (aerossóis) na atmosfera. Estes aerossóis feitos pelo homem realçam a dispersão e absorção da radiação

solar (LESINS et al., 2002). A maioria dos aerossóis é de natureza regional, devido à sua curta vida, a distribuição regional das fontes, bem como a variabilidade em suas propriedades. As condições meteorológicas sazonais determinam o quão longe os aerossóis são transportados a partir de suas fontes, bem como a forma como eles são distribuídos verticalmente através da atmosfera (KAUFMAN et al., 2002). A diversidade dos tipos de aerossóis resulta em uma mistura complexada de componentes do aerossol que residem na atmosfera. As diferentes composições moleculares irão influenciar na distribuição do tamanho e forma das partículas, solubilidade em água, higroscopicidade e índice de refração dos aerossóis (RAMANATHAN et al., 2001).

2.2 CLIMATOLOGIA DA REGIÃO AMAZÔNICA

O clima de uma região é determinado por fatores, denominados controles climáticos, que atuam tanto na escala global como na regional. Os mais importantes são a circulação geral da atmosfera, a topografia local, a natureza da cobertura vegetal, o ciclo hidrológico e a influência de correntes oceânicas se a região for costeira (MOLION, 1987).

O clima e a vegetação interagem bidirecionalmente em tempo e escalas espaciais. Uma manifestação clara dessa interação é o padrão global da Terra, da cobertura vegetal do clima. O clima pode ser considerado como o único fator que exerce maior influência sobre a distribuição da vegetação e as suas características em um contexto global (PRENTICE, 1990). Assim, desertos, florestas tropicais, savanas e outros tipos de vegetação estão determinados a uma primeira aproximação pelo clima. A mudança climática global tem afetado a distribuição da vegetação de um passado distante e, provavelmente, irá afetá-la no futuro. Por outro lado, as mudanças na distribuição e estrutura da vegetação podem influenciar o clima (NOBRE et al., 2006, SALAZAR et al., 2007). O clima atual da região Amazônica é uma combinação de vários fatores, sendo que o mais importante é a disponibilidade de energia solar, através do balanço de energia. A Amazônia, situada na região entre 5°N e 10°S recebe no topo da atmosfera um valor máximo de $36,7 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ em Dezembro/Janeiro e um valor mínimo de $30,7 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ em Junho/Julho (SALATI e MARQUES, 1984). Estes valores são reduzidos pela transmissão atmosférica, mas

são, em média, da ordem de $15\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$. Medidas realizadas na Amazônia Central (Manaus-AM) indicam que os maiores totais de radiação que chegam à superfície ocorrem nos meses de Setembro/Outubro, sendo que os mínimos são nos meses de Dezembro à Fevereiro (HOREL et al., 1989).

Devido aos altos valores de energia que incide na superfície, o comportamento da temperatura do ar mostra uma pequena variação ao longo do ano, com exceção da parte mais ao sul (Rondônia e Mato Grosso), que inclusive sofrem a ação de sistemas frontais (denominados localmente por Friagens). A região Amazônica possui uma precipitação média de aproximadamente 2300mm/ano, embora tenham regiões (na fronteira entre Brasil e Colômbia e Venezuela) em que o total anual atinge 3500mm. Nestas regiões não existe período de seca. Estes valores de precipitação elevada próximo à Cordilheira dos Andes devem-se à ascensão orográfica da umidade transportada pelos ventos alísios de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (FIGUEROA e NOBRE, 1990; MARENGO, 1995).

A Amazônia situa-se na região equatorial e possui um clima quente e úmido, embora este comportamento não tenha sido uma constância durante os últimos 15000 anos. Alterações da relação Terra-Sol provocaram mudanças significativas na quantidade de energia solar recebida pelo planeta Terra, modificando a composição dos sistemas atmosféricos predominantes e, conseqüentemente, o clima. A mudança climática é fortemente afetada por ambos os componentes gasosos e de partículas da atmosfera. Ambos também podem influenciar profundamente na qualidade de vida através dos seus efeitos sobre a saúde, a visibilidade, e para o ambiente. Embora o conhecimento sobre gases, incluindo gases do efeito estufa (GEE), está bastante avançado, partículas de aerossóis são muito menos compreendida.

A convecção na região Amazônica é um importante mecanismo de aquecimento da atmosfera tropical e suas variações, em termos de intensidade e posição, possui um papel importante na determinação do tempo e clima desta região. Durante a estação chuvosa na região Amazônica, as propriedades diferentes da microfísica das nuvens estão associadas à convecção em diferentes regimes de ventos. (CIFELLI et al., 2002). A liberação de calor durante a época chuvosa é tipicamente de

2,5KJ/dia (FIGUEROA e NOBRE, 1990), o equivalente a uma precipitação de 10mm/dia.

A variabilidade da precipitação sobre as regiões central do Brasil e Amazônica é dominada por um claro ciclo sazonal. Os meses com altas taxas de precipitação são chamados de estação úmida ou chuvosa. Já os períodos de forte estiagem são chamados de estação seca. A Figura 4 mostra a climatologia de precipitação para o Brasil, contendo taxas de precipitação entre 1960 e 1991 (INFOCLIMA/INPE).

As circulações de macro e mesoescala que atuam na Amazônia e os processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação naquela área foram estudadas por MOLION (1987, 1993). Segundo este autor, os mecanismos que provocam chuva na Amazônia podem ser agrupados em 3 tipos: (1) convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga-escala favoráveis; (2) linhas de instabilidade (LIs) originadas na costa Norte-Nordeste do litoral do Atlântico; (3) aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região Sul-Sudeste do Brasil e interagindo com a região Amazônica. As Linhas de Instabilidade (LIs) que ocorrem na Amazônia são responsáveis pela formação de chuvas próximo à costa litorânea dos estados do Pará e Amapá, bem como de precipitação na Amazônia Central, durante a estação seca. Estudos preliminares. COEHN et al., (1989) mostraram que estas LIs são um dos sistemas atmosféricos atuantes na área leste do Pará e que contribuem com 45% da chuva que cai durante o período chuvoso. Estas linhas são caracterizadas por possuir grandes conglomerados de nuvens cumulonimbus e são formadas devido à circulação de brisa marítima, podendo-se prolongar para o interior do continente. Devido a suas dimensões, estas LIs são facilmente observadas por imagens de satélites.

No trimestre dezembro, janeiro e fevereiro, as chuvas são mais acentuadas nos setores central e sul da Região Norte, no norte da Região Centro-Oeste, estendendo-se até o setor central da Região Sudeste, com totais acumulados que podem atingir 1000mm no sudeste do Amazonas e norte do Mato Grosso. Em janeiro, o sistema meteorológico denominado de Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) migra para posições ao sul do Equador, trazendo chuva para a porção oriental da Amazônia. Assim, em janeiro aparece uma área contendo máximo de chuva no sul do Amapá,

leste do Pará e norte do Maranhão. Nos meses seguintes, de fevereiro a abril, esses máximos aumentam sua área espacial e se juntam ao máximo de chuva do Amazonas, Mato Grosso e Tocantins, formando uma grande área chuvosa sobre a Amazônia Legal. Em geral, março e abril são os meses em que se observa o pico da estação chuvosa, associados à atuação em conjunto da ZCIT e de Frentes Frias posicionadas no Brasil central. Em maio, os máximos começam a se deslocar para a porção norte da Amazônia. Em junho ocorre a transição da estação chuvosa para a estação seca, com os máximos de chuva se restringindo na porção noroeste do Amazonas e em Roraima. Nos meses de Julho e Agosto, os maiores totais de chuva ainda ocorrem sobre o extremo norte do Amazonas e norte de Roraima, associados principalmente à atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e à formação de Linhas de Instabilidade (LIs). A escassez das chuvas se acentua no semi-árido nordestino, com expansão das áreas de estiagem para o Tocantins, norte de Goiás e leste do Mato Grosso, onde a precipitação acumulada no trimestre costuma ser inferior a 25mm. No trimestre agosto, setembro e outubro, observa-se um aumento gradual das chuvas, na região Centro-Oeste especialmente no norte do Mato Grosso. Ressalta-se que, no final deste trimestre, a atuação dos sistemas frontais pode caracterizar o início do período chuvoso em áreas do Brasil Central. Nos meses de novembro e dezembro, os totais acumulados aumentam para valores entre 700mm e 1000mm no Brasil Central. Neste período, aumenta também a frequência de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) sobre o Atlântico Sul, que, associado à configuração da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), pode favorecer o aumento das chuvas nos setores oeste e sul da Região Nordeste e no norte da Região Sudeste (INFOCLIMA/INPE).

O desmatamento associado com as queimadas constitui uma das grandes questões ambientais que o Brasil vem defrontando há décadas. O fogo é um fenômeno mundial que aparece no registro geológico logo após o aparecimento das plantas terrestres. O fogo influencia os padrões dos ecossistemas e processos globais, incluindo a distribuição e estrutura da vegetação, o ciclo do carbono e do clima (BOWMAN et al., 2009).

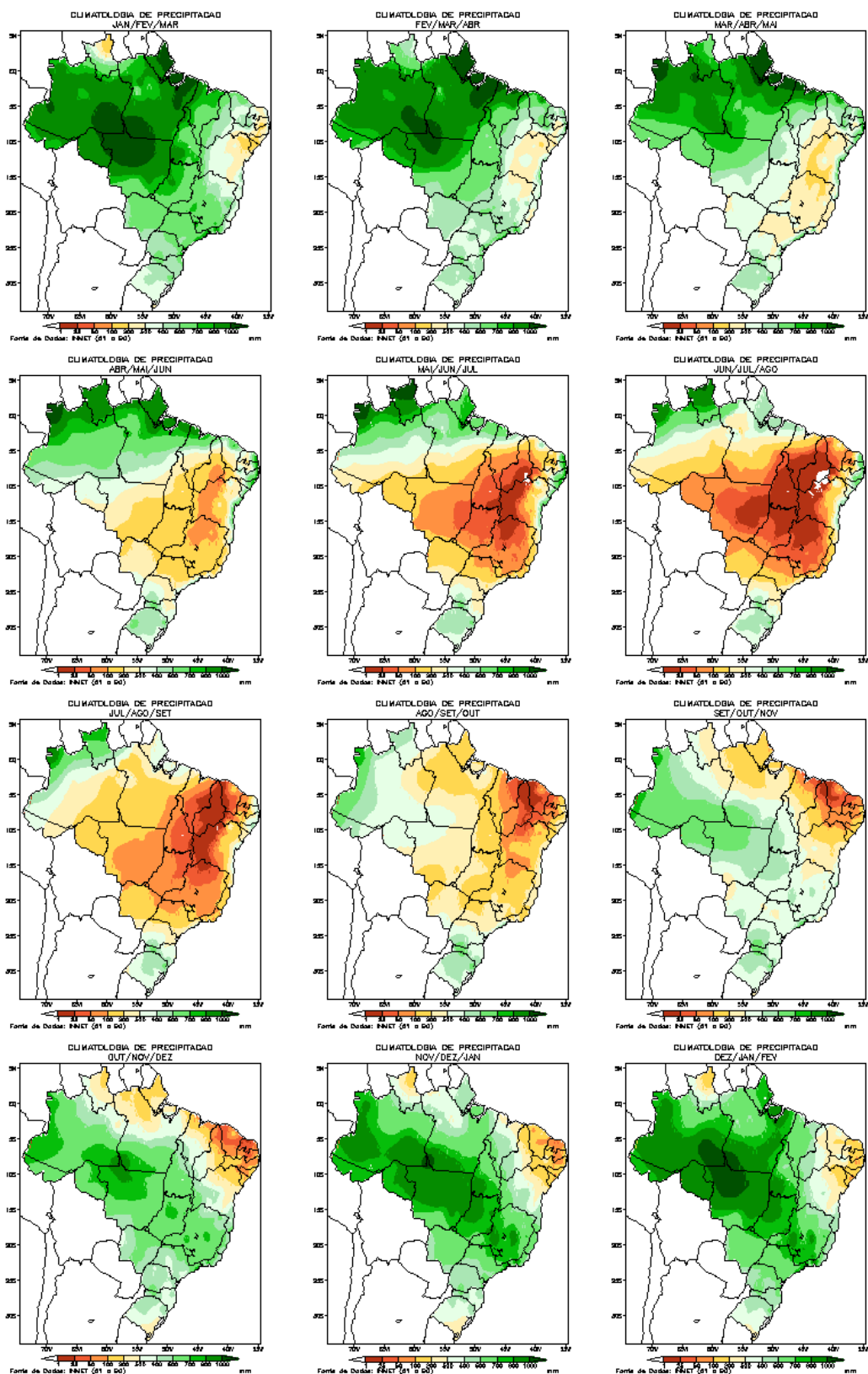


FIGURA4- Climatologia da precipitação no Brasil medidas de 1960 a 1991.
FONTE: (Climanálise, INPE).

Durante a estação seca nas regiões Amazônica e Brasil Central, compreendida entre os meses de julho a outubro ocorrem, em grande quantidade, queimadas antropogênicas em áreas de cerrado e de Floresta Tropical (COUTINHO et al.,2002).O fogo é utilizado pelos agricultores da Amazônia para converter florestas em áreas de plantio ou pastagens. Além disso, as queimadas são utilizadas no combate às plantas invasoras de pastagens e atua como ferramenta no controle de pragas, insetos e ervas daninhas.

O início da atividade de queimadas na Amazônia está, naturalmente, vinculado ao ciclo meteorológico local, embora esse início seja relativamente consistente de ano para ano, geralmente variando apenas por algumas semanas. As distribuições espaciais e temporais de focos de calor detectados por satélite na Região Amazônica entre 2006 e 2010 são mostradas na tabela 2.

TABELA 2. Acumulados anuais de focos de calor detectados pelo satélite NOAA-15 (horários de observação: 10h00 e 21h00TMG) nos estados da Amazônia Legal entre os anos de 2006 a 2010.

Estados	2005	2006	2007	2008	2009	2010
Acre	4746	655	508	404	43	159
Amazonas	4927	2596	1232	1833	816	657
Amapá	301	204	357	351	160	8
Maranhão	22300	9092	19685	13574	5182	7821
Mato Grosso	49024	23718	34147	18111	7909	36552
Pará	40021	24988	24898	20385	10081	17000
Rondônia	17797	9383	5381	4672	1251	4086
Roraima	873	791	2570	678	312	423
Tocantins	12847	5391	10600	8773	3912	19407
Total	152836	76818	99378	68781	29666	86113

FONTE: PROARCO/INPE.

Durante a estação em que ocorrem as queimadas, é possível observar uma camada de aerossol proveniente das queimadas cobrindo grande parte do continente sul-americano. Dependendo da circulação regional e da quantidade e intensidade das queimadas, a pluma originada na Amazônia pode cobrir uma área de 2 a 6 milhões de km², correspondentes a quase a metade do continente Sul-americano (PRINSETAL.,

1998). A figura 5, captada pelo sensor MODIS a bordo do satélite TERRA/NASA, mostra um padrão típico de transporte de plumas de aerossóis de queimadas originadas na Amazônia. A distribuição espacial da pluma que se vê na figura 5 é muito comum nessa época do ano: durante os meses de agosto/setembro/outubro se estabelece no Brasil Central uma circulação de ventos no sentido anti-horário (PAULIQUEVIS et al., 2007).

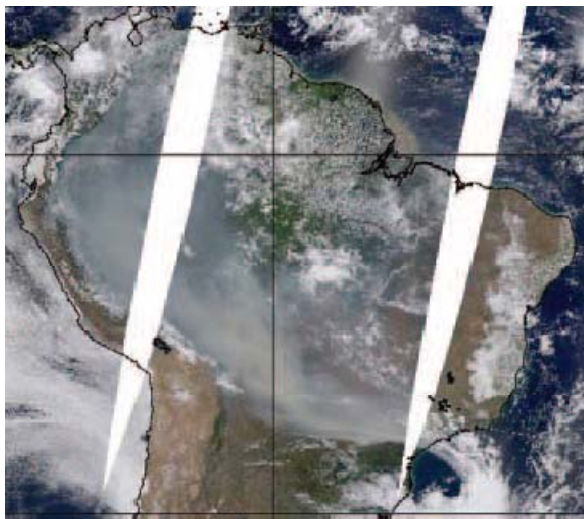


FIGURA 5- Pluma de partículas de aerossóis provenientes de emissões da queima de biomassa na Amazônia cobrindo grande área com elevada AOD para a Amazônia e uma grande área da América do Sul.

As emissões de queimadas possuem vários efeitos importantes no equilíbrio climático / biogeoquímico do planeta. Além do CO_2 , ocorrem emissões de metano (CH_4) e óxido nitroso (N_2O), que são gases que podem produzir o efeito estufa na atmosfera. No caso do CO_2 , a emissão durante a queimada pode ser reincorporada a vegetação no seu estabelecimento, porém em situação de desflorestamento, isto pode não ocorrer, provocando uma emissão líquida de CO_2 à atmosfera. Na presença de radiação solar e altas concentrações de NO_x , a oxidação de CO e hidrocarbonetos é acompanhada de formação de ozônio (O_3), outro gás do efeito estufa. Grandes quantidades de gases precursores de ozônio são emitidas, fazendo com que a concentração de ozônio atinja níveis danosos à floresta não queimada, uma vez que se trata de um gás fitotóxico (ANDREAE et al., 2002).

2.3 EMISSÕES BIOGÊNICAS E PIROGÊNICAS DA AMAZÔNIA

A Amazônia representa a maior floresta tropical contínua no mundo, uma especial atenção tem sido dedicada ao estudo do desmatamento generalizado pela ocupação agrícola, incêndios antrópicos e o impacto dos aerossóis, da queima de biomassa, sobre processos de nucleação e nuvens (ANDREAE et al., 2004). Os eventos anuais da queima de biomassa resultam em significativas cargas sazonais de aerossol em vastas extensões da bacia amazônica que são difundidos e persistem durante a estação seca (HOLBEN et al., 1996), e, como tal, a Amazônia é considerada uma das principais fontes de partículas de aerossol (SCHAFER et al., 2008). As emissões biogênicas e pirogênicas têm um forte impacto em nível regional e global, na química atmosférica, particularmente sobre os processos de fotooxidação e do ozônio troposférico. Concentrações do número de partículas que são muito baixas na estação chuvosa, com média em torno de 300 partículas por centímetros cúbicos, podendo atingir concentrações muito elevadas de cerca de 30000 partículas por centímetros cúbicos na estação seca (ANDREAE et al., 2002; ARTAXO et al., 2002; PROCÓPIO et al., 2004).

A composição química da atmosfera 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., 2002, 2006). A região também é uma das principais fontes naturais de compostos orgânicos voláteis para a atmosfera global (GUENTHER et al., 1995), com significativas emissões de hidrocarbonetos como isopreno e terpeno, além de uma grande variedade de compostos oxigenados (ARTAXO et al., 2006). Movimentos convectivos podem introduzir partículas de aerossol biogênico e pirogênico na alta troposfera onde a vida média é da ordem de semanas ou meses. Desta maneira, uma significativa fração do aerossol carbonáceo na troposfera livre pode ser de origem tropical. Por outro lado, o transporte de hidrocarbonetos pela convecção profunda pode levar a produção fotoquímica de aerossol orgânico na troposfera livre (ANDREAE e CRUTZEN, 1997).

Durante a estação chuvosa (que varia de região para região, mas que, de maneira geral, vai de dezembro a maio) e em condições naturais na Amazônia, os aerossóis são dominados pelas chamadas partículas biogênicas. Experimentos realizados em condições controladas em câmaras de reação mostram que uma fração das partículas biogênicas na moda fina ($d_p < 2\mu\text{m}$) pode resultar da conversão gás-partícula de compostos orgânicos voláteis emitidos naturalmente pela vegetação (HOFFMAN et al., 1997; CLAYES et al., 2004). Na moda grossa, o processo dominante é a emissão direta e primária de partículas grossas ($2,0 < d_p < 10\mu\text{m}$).

A emissão de partículas de aerossóis na atmosfera Amazônica aumenta de forma dramática durante a estação seca, quando se intensificam as queimadas. O início das atividades de queimadas na Amazônia 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). As regiões mais afetadas por emissões de queimadas estão concentradas na região do arco do desmatamento, mas o alcance das plumas dessas emissões abrange a bacia amazônica quase inteira.

As partículas pirogênicas oriundas da queima de biomassa na região Amazônica são provenientes da combinação de diferentes processos: queima da vegetação de cerrado, de pastagem e de florestas primárias e secundárias (ARTAXO et al., 1998). A conversão promovida pelo fogo, de floresta para pastagem, também pode promover a seca por incremento do albedo na superfície e a diminuição dos fluxos de vapor de água na atmosfera, auxiliando desta maneira a inibição da precipitação. Um albedo simples na ordem de 0,82 foi estimado para estas partículas. (REID et al., 1998a). Partículas de aerossóis provenientes de queimadas são compostas basicamente de matéria orgânica oxidada parcialmente misturada com o carbono grafítico (*blackcarbon*), sendo altamente eficientes na dispersão e absorção de radiação solar. Estudos sobre a composição elementar das partículas de aerossol na região têm mostrado que, durante a estação seca, a emissão de carbono grafítico, o qual se sabe ser majoritariamente fuligem proveniente da combustão, está associado a elementos conhecidos como traçadores de emissões de queimadas como,

por exemplo, S, K, Cl, Ca e Zn (ARTAXO et al., 1993, 2002; ECHALAR et al., 1998). O carbono grafítico desempenha papel importante no aumento ou diminuição da nebulosidade durante a estação seca. Gotículas de nuvens ricas em fuligem absorvem radiação muito eficientemente, evaporando-se antes de precipitarem, intensificando a supressão da precipitação. Com as altas concentrações de carbono grafítico durante a estação seca (de 5 a $40\mu\text{g m}^{-3}$), este fenômeno é particularmente importante na Amazônia, comparada com outras regiões do globo (ARTAXO et al., 2005).

Vários autores têm mostrado que as emissões de gases traço e partículas de aerossóis pelas queimadas ocorrem de forma significativa e podem afetar o inventário das emissões globais, modificar o funcionamento natural do ecossistema amazônico sob diversos aspectos: alteração da composição química atmosférica, do balanço de energia, do clima regional, do ciclo hidrológico e dos ciclos biogeoquímicos (ECK et al., 1998; GUENTHER et al., 1995; ANDREAE et al., 2002; ANDREAE e CRUTZEN, 1997, KAUFMAN et al., 1998; KOREN et al., 2004). A alteração da composição química da atmosfera dá-se principalmente pela emissão de gases precursores de ozônio (O_3), formado por reações fotoquímicas envolvendo óxidos de nitrogênio (NO_x) e compostos orgânicos voláteis (COV).

As queimadas são uma significativa fonte global de vários gases de “efeito estufa” como CO_2 (dióxido de carbono), CH_4 e N_2O (óxido nitroso) (LIOUSSE et al., 2004; ARTAXO et al., 2005). As emissões de metano são da ordem de 1% da quantidade de CO_2 , porém o efeito radiativo da molécula de CH_4 é 25 vezes maior que a de CO_2 (HOUGHTON, 1990).

Para entender os efeitos das queimadas na atmosfera, é imperativo que parametrizações fornecidas com incertezas de confiança sejam consistentes com os modelos. Na última década, estudos de queima de biomassa têm gerado centenas de manuscritos sobre a física, química e termodinâmica das propriedades das partículas da queima de biomassa. Qualitativamente, as propriedades das partículas de fumaça são bem compreendidas. Por exemplo, aproximadamente 80-90% do seu volume está na moda de acumulação ($dp < 1\ \mu\text{m}$). As partículas de fumaça são compostas de 50 - 60% de carbono orgânico e entre 5 - 10% de carbono grafítico (*black carbon*).

Partículas de fumaça da biomassa espalham e absorvem a radiação solar. Dada à velocidade *updraft* suficiente, as partículas de fumaça são bons núcleos de condensação de nuvens (REID et al., 2005)

2.3.1 Aerossóis atmosféricos

Aerossóis são partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera e desempenham importantes papéis, ainda mal compreendidos, que afetam a saúde humana, visibilidade, qualidade do ar, e o clima global. Aerossóis atmosféricos desempenham papéis importantes no clima e na química da atmosfera: eles dispersam a luz solar, fornecem núcleos de condensação de gotículas de nuvem, e participam de reações químicas heterogêneas (ANDREAE e CRUTZEN, 1997).

Os aerossóis são formados, evoluem e eventualmente são removidos na circulação atmosférica. Em micro escala é necessário descrever os processos microfísicos de formação dos aerossóis enquanto que em escala maior são os processos de dinâmica dos aerossóis que são responsáveis pelas conexões entre os vários compartimentos que sofrem troca de substâncias, caracterizando o balanço de massa entre os vários reservatórios.

A Figura 6 mostra um esquema dos principais processos que contribuem para os aerossóis atmosféricos. Partículas primárias podem ser emitidas diretamente na atmosfera por fontes de combustão (por exemplo, a combustão do carvão, queima de biomassa e as emissões de veículos) ou outros processos pelo vento, como a ressuspensão de poeira e sal marinho. Partículas secundárias são formadas a partir de reações fotoquímicas de conversão gás-partícula que são emitidas diretamente na atmosfera, produzindo espécies altamente oxidadas, menos voláteis, que podem formar novas partículas ou condensar as partículas existentes na superfície.

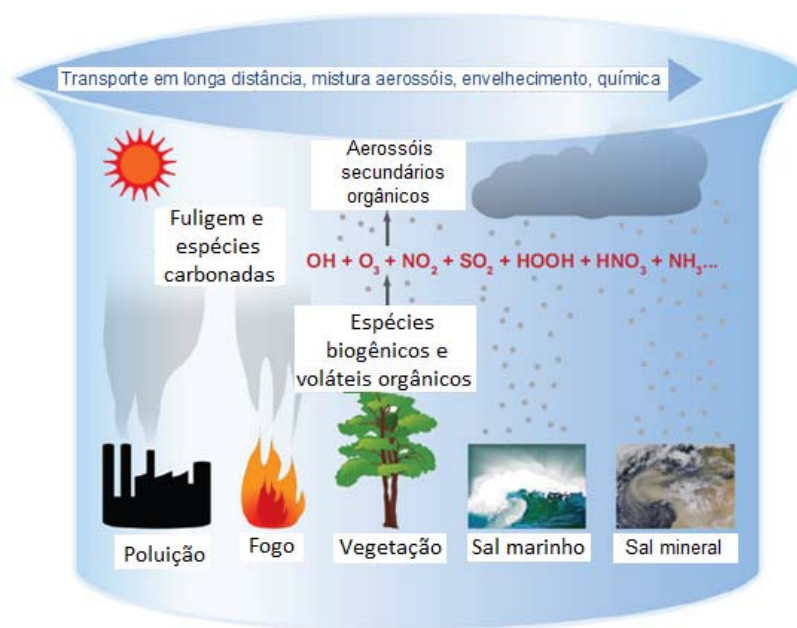


FIGURA6 - Ilustração da atmosfera da Terra como um reator químico. Exemplos de processos naturais e antropogênicos produzindo gases e partículas na atmosfera. Processos subsequentes podem transformar e envelhecer estas partículas, bem como transportá-las através da atmosfera.

FONTE: (Adaptado de PRATHER et al., 2008).

Os aerossóis representam a maior incerteza na compreensão de como os seres humanos estão mudando nosso clima. Assim, mais estudos são direcionados para o desenvolvimento de técnicas analíticas que podem ser usadas em estudos de laboratório e de campo ao nível necessário para melhor, compreender e quantificar o seu papel para mostrar como eles podem estar afetando o clima. As partículas podem afetar o clima por meio de vários mecanismos: (a) espalhamento e absorção da radiação solar, (b) dispersão, absorção e emissão de radiação térmica e (c) agir como núcleos de condensação de nuvens. Os dois primeiros mecanismos são os chamados efeitos climáticos diretos e se relacionam com as propriedades ópticas de partículas com base no seu tamanho, forma e química. O terceiro mecanismo é chamado de efeito indireto do clima (PRATHER et al., 2008).

Os processos físicos e químicos que determinam a forma da distribuição do tamanho do aerossol (distribuição de massa, superfície e número em função do diâmetro da partícula) podem ser resumidos em processos ocorrendo dentro do elemento de volume em estudo: nucleação, condensação e coagulação; e

os processos de transporte para dentro e fora do elemento de volume como a difusão e sedimentação. Existem diversos modelos de distribuições de tamanho e de diferentes nomenclaturas. Partículas entre 50nm e 1 μm têm o maior tempo de vida, sendo aproximadamente de uma semana. Eles são emitidos diretamente ou podem ser formados por aglomeração de partículas menores. Durante a vida, essas partículas podem sofrer transformações por incorporação nas nuvens, condensação de vapores ou coagulação com partículas menores. Existem inúmeros instrumentos para medir e classificar partículas. Os instrumentos usam vários princípios para caracterizar as partículas, tais como deposição por inércia, condensação, espalhamento de luz ou mobilidade elétrica. Como a maioria das partículas não é esférica, o diâmetro equivalente é utilizado para caracterizar as propriedades das partículas (HORVATH, 2000). A dimensão do particulado do ar, uma das características mais relevantes, é geralmente expressa pelo diâmetro aerodinâmico (d_p), e que pode variar, desde as menores dimensões moleculares (cerca de 2 Ångstrons), até 150 ou 200 micra.

A Figura 7 ilustra de forma simplificada os processos microfísicos de formação, crescimento e remoção dos aerossóis, segundo JACOB, 1999.

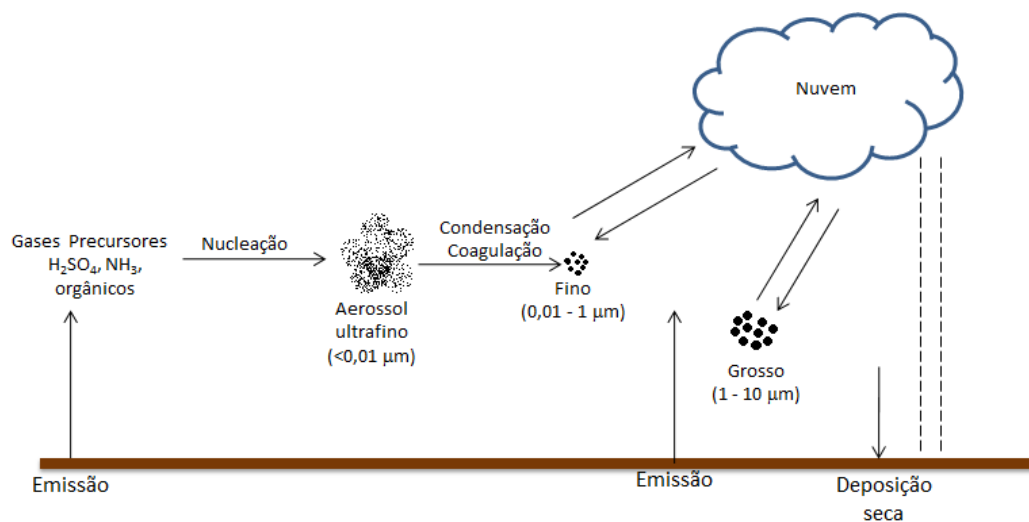


FIGURA 7 – Processos de formação do aerossol fino e grosso.
FONTE:(adaptado de JACOB, 1999).

Recorda-se, também, que se adota com relação a essa propriedade, a classificação de partículas finas (tamanho $< 2,0\mu\text{m}$) e partículas grossas (tamanho $> 2,0\mu\text{m}$), e mais recentemente as partículas com $d_p < 10\mu\text{m}$ passaram a ser chamadas de partículas inaláveis, MP10.

Os aerossóis são importantes no ciclo hidrológico e no sistema climático. Para a descrição dos processos é necessário o conhecimento dos aspectos microfísicos de sua formação e evolução e o contexto de circulação de grande escala.

A Tabela 3 fornece estimativas para emissões globais de origem natural e antropogênica. De forma geral as estimativas para emissões naturais apresentam valores superiores às antropogênicas. Contudo, devemos nos lembrar de que as emissões geradas por ações humanas localizam-se especialmente nos centros urbanos, o que injeta concentrações elevadas de poluentes nestas regiões.

TABELA 3 - Estimativas globais de taxas de Emissões de partículas na atmosfera (10^6 Tg/ano).

Emissões	(Tg/ano)	Referência
Aerossol marinho	Total	5900 TEGEN et al., (1997)
	0-2 μm	82,1 GONG et al., (1997)
	2-20 μm	2460
Poeira do solo	<1 μm	250 TEGEN and FUNG (1995)
	1-10 μm	1000
	0,2-2 μm	250 PENNER, personal comm.
	2-20 μm	4875
Carbono Orgânico	Total	69 LIOUSSE et al., (1996)
	Queima de biomassa	54,3
	Combustíveis Fósseis	28,8 PENNER, personal comm.
	Oxidação de terpenos	18,5 GRIFFIN et al., (1999)
Carbono elementar (<i>Black Carbon</i>³)	Total	12
	Queima de biomassa	5,6
	Combustíveis Fósseis	6,6 LIOUSSE et al., (1996)
Sulfato (como H_2SO_4)	Total	150 CHIN and JACOB (1996)
	Natural	32
	Antropogênico	111 KOCH et al., (1999)
Nitrato	11,3	
Amônio	33,6	ADAMS et al., (1999)

FONTE: (extraído de RAES et al., 2000).

³O termo *Black Carbon* (BC) é usado para designar os compostos que são medidos através da sua capacidade de absorver radiação visível. Nessa condição o termo BC é em geral aplicado para designar vários produtos da combustão incompleta e inclui cinzas e carvão, tendo na sua composição carbono na forma elementar.

Na Tabela 4 são apresentados os processos de formação do aerossol atmosférico e outras características relacionadas com sua distribuição de tamanho, de acordo com um resumo apresentado em SEINFELD & PANDIS, 1998.

TABELA 4 - Características das partículas finas e grossas.

	Partículas Finas	Partículas Grossas
Formação	Reações químicas Nucleação Condensação Coagulação Processos nuvem/fog	Quebra mecânica Suspensão de poeiras
Composição	Sulfato Nitrato Amônio Íon hidrogênio Carbono Elementar Compostos Orgânicos Água Metais	Ressuspensão de poeira Cinza de óleo e carvão Elementos do solo CaCO ₃ , NaCl Pólen, esporos, fungos Pneus
Solubilidade	Higroscópico, solúvel	Insolúvel e não higroscópico Ressuspensão de poeira industrial e solo
Fontes	Combustão Conversão gás-partícula	Construção/demolição, Aerossol marinho
Tempo de vida	Dias a semanas	Minutos
Alcance	100 a 1000 km	<10 km

FONTE: (adaptado de SEINFELD & PANDIS, 1998).

2.3.2 Aforçante radiativa dos aerossóis e o balanço de energia no clima

Os aerossóis são uma das maiores fontes de incerteza na modelagem climática. Aerossóis variam no tempo, no espaço e podem causar variações na microfísica das nuvens, o que poderia impactar as propriedades radiativas das nuvens e do clima.

Os aerossóis atmosféricos afetam o clima diretamente, através da absorção e espalhamento da radiação solar, e indiretamente, alterando os mecanismos de formação de nuvens. O balanço de radiação é um componente crítico do sistema climático da Terra, e um aumento na concentração de aerossóis atmosféricos provoca

uma alteração líquida no balanço de radiação, chamada radiação dos aerossóis (RAMANATHAN et al., 2001a; KAUFMAN et al., 2002; PROCÓPIO et al., 2004). Alterações importantes no balanço de radiação na superfície ocorrem como consequência da grande quantidade de partículas lançadas na atmosfera durante as queimadas (ARTAXO et al., 2006).

O relatório especial do Painel Intergovernamental sobre Mudança Climática (IPCC -2007) observa que as mudanças na quantidade de gases de efeito estufa e aerossóis da atmosfera, na radiação solar e nas propriedades da superfície terrestre alteram o equilíbrio energético do sistema climático. Essas mudanças são expressas em termos de forçante radiativa⁴ (FR), que é usada para comparar a forma como os fatores humanos e naturais provocam o aquecimento ou o esfriamento do clima global. A forçante radiativa é expressa em Watts por metro quadrado (Wm^{-2}) e é utilizada na estimativa dos impactos climáticos causados pelo desequilíbrio do balanço de energia radiativa. As forçantes radiativas dos aerossóis dependem de vários parâmetros, e as incertezas existentes na determinação dessas forçantes, inclusive de seus sinais, levam muitas vezes à omissão do importante papel dos aerossóis nos modelos climáticos (ARTAXO et al., 2006). A forçante positiva tende a aquecer a superfície, enquanto a forçante negativa tende a esfriá-la. A forçante mais básica é simplesmente a alteração de fluxos líquidos por processos de espalhamento e absorção, definida como o efeito direto. Tais forçantes podem ser definidas para a parte superior da atmosfera ou para a superfície, e são calculadas como a diferença entre os fluxos líquidos avaliados com e sem carga de aerossóis na atmosfera. Efeitos indiretos resultam dos aumentos na estabilidade atmosférica devido ao aquecimento da troposfera por absorção pelos aerossóis e redução do fluxo solar na superfície, causando assim alteração na formação de nuvens (KOREN et al., 2004).

A Figura 8 mostra as estimativas de forçantes para uma série de fatores de mudanças climáticas globais (IPCC, 2007). Os valores da forçante radiativa são para

⁴ A forçante radiativa (FR) é a mudança no valor do fluxo de radiação líquida (ou seja, o fluxo de entrada menos o fluxo de saída) na parte superior da atmosfera, em resposta a alguma perturbação. Os fatores perturbadores podem incluir alterações na radiação solar ou albedo planetário, bem como as concentrações de gases radiativamente ativos, aerossóis ou nuvens.

2005, relativos às condições pré-industriais definidas em 1750, e são expressas em watts por metro quadrado (Wm^{-2}). A força radiativa antropica líquida e sua faixa também são mostradas. Isso requer a soma das estimativas assimétricas da incerteza dos termos componentes e não pode ser obtido por simples adição. Considera-se que outros fatores da força radiativa não apresentados aqui tenham um nível de compreensão científica (NCC) muito baixo. Os aerossóis vulcânicos contribuem com uma força radiativa natural adicional, mas não são incluídos nesta figura em razão da sua natureza episódica. A faixa para as trilhas de condensações lineares não incluem outros efeitos possíveis da aviação ou da nebulosidade.

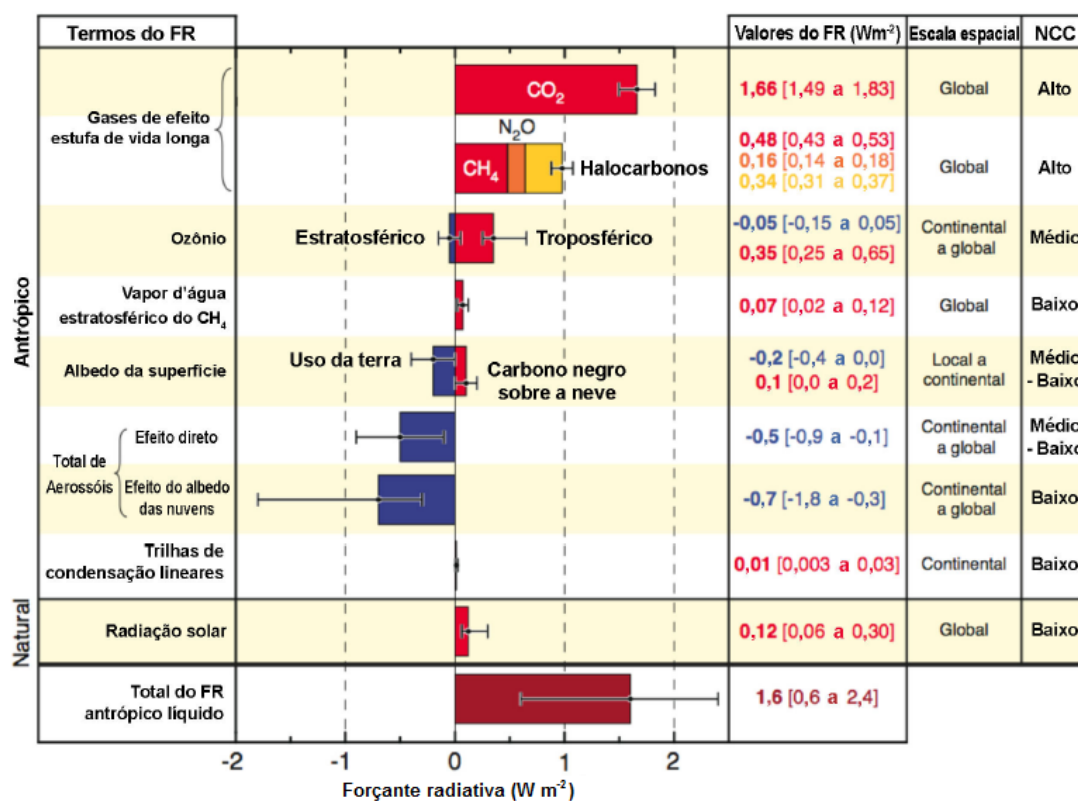


FIGURA 8 - Estimativas da média global da força radiativa (FR) e faixas em 2005 para o dióxido de carbono (CO_2), o metano (CH_4), o óxido nitroso (N_2O) antropicos e outros agentes e mecanismos importantes, juntamente com a extensão geográfica típica (escala espacial) da força radiativa e o nível de compreensão científica (NCC) avaliado.

FONTE: Adaptado (IPCC, 2007).

Os aerossóis antropogênicos afetam a força radiativa diferentemente dos gases de efeito estufa em vários aspectos importantes. Ao contrário dos principais

gases antropogênicos de efeito de estufa, as partículas de aerossóis têm relativamente curta duração na troposfera, resultando em não uniformidade de forçante espacial e temporal. O aerossol tem maior forçante durante o dia e no verão, enquanto que o gás de efeito estufa atua 24 horas e em ciclos sazonais (CHARLSON et al., 1992).

2.3.3 Propriedades Relevantes do Aerossol para a Forçante Radiativa

As propriedades radiativas importantes dos aerossóis atmosféricos (diretos e indiretos) são determinadas basicamente pela composição, distribuição de tamanho dos aerossóis, forma das partículas e dependência espectral das propriedades ópticas (profundidade óptica, albedo simples de espalhamento, função de fase, etc.). A forçante radiativa direta (FRD) do aerossol é definida como a perturbação dos fluxos de radiação causada pelos aerossóis antropogênicos (aerossóis naturais não estão incluídos). Para obter uma estimativa da FRD, uma medida da concentração de aerossóis antropogênicos, é necessária para o conhecimento das distribuições do seu tamanho e os índices de refração (BELLOUIN et al., 2005).

Para fins de cálculos e avaliação de incertezas da forçante radiativa direta, essas propriedades podem ser incluídas em um pequeno conjunto de parâmetros. O conjunto básico de parâmetros das partículas requerido para descrever a interação direta das partículas de aerossóis com a radiação solar pode ser expresso pela espessura óptica de aerossóis ($\tau_a(\lambda)$), pelo albedo simples ($\omega_o(\lambda)$), parâmetro de assimetria ($g(\lambda)$), pela função de fase ($P(\Theta; \lambda)$), uma vez que a fração de retroespalhamento (β) é simplesmente a integral de $P(\Theta; \lambda)$ no hemisfério superior. Todos estes parâmetros ópticos das partículas de aerossol variam em função do comprimento de onda da radiação incidente e são, em geral, função da umidade relativa do ar (UR), uma vez que o próprio índice de refração e outras propriedades físicas das partículas variam com a UR (ARTAXO et al., 2006).

As altas concentrações de material particulado na atmosfera sobre extensas áreas na região tropical exercerão os efeitos sobre a composição atmosférica (gases e partículas de aerossol), fração de cobertura de nuvens, albedo de superfície, perfil vertical de variáveis termodinâmicas, entre outros fatores, alterando o balanço radiativo local, (PROCÓPIO et al., 2004), absorção de CO₂ pela floresta (OLIVEIRA,

2005), e propriedades microfísicas de nuvens (ANDREAE et al., 2004; KOREN et al., 2004).

As partículas de aerossol são ubíquas. Eles dispersam a luz solar, reduzindo assim o fluxo de energia para a superfície da Terra. O resultado é um efeito de resfriamento. Algumas partículas também absorvem a radiação solar, resultando em um aquecimento da atmosfera e, num resfriamento da superfície da Terra. As interações das partículas de aerossol com a luz solar resultam num efeito direto sobre o clima (YU et al., 2006). Além disso, vários tipos de efeitos indiretos resultam das interações das partículas com as nuvens e exercem um efeito de resfriamento.

Um resumo abrangente dos conhecimentos atuais sobre os efeitos do aerossol sobre o clima está no relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) (FORSTER et al., 2007). Ele utiliza a forçante radiativa (FR), expressa em W m^{-2} , para descrever as mudanças na radiação líquida na tropopausa em relação aos valores assumidos na fase pré-industrial. A FR positiva esquenta o sistema da atmosfera da Terra, e um negativo FR esfria. O IPCC estima que a FR atribuível a alterações induzidas pelo homem da carga de aerossóis está entre 0 e -3 W m^{-2} .

A forçante radiativa dos aerossóis é uma área de profundo interesse científico, pois é um parâmetro essencial na compreensão das perturbações que afetam o sistema climático. A forçante mais básica é simplesmente a alteração de fluxos líquidos de radiação por processos de espalhamento e absorção, definida como o efeito direto. Tais forçantes podem ser definidas para a parte superior da atmosfera ou para a superfície. Efeitos indiretos resultam dos aumentos na estabilidade atmosférica devido ao aquecimento da troposfera devido a absorção pelos aerossóis e redução de fluxo solar na superfície, causando assim alteração na formação de nuvens (KOREN et al., 2004). Os efeitos indiretos de aerossóis têm incertezas muito maiores (ANDERSON et al., 2003), e inclui outras consequências, tais como mudanças na profundidade óptica das nuvens, albedo, e eficiência da precipitação (e, portanto, na duração da nuvem), bem como alterações na estabilidade da atmosfera devidas o aquecimento da troposfera por absorção pelos aerossóis.

2.4 A ATMOSFERA TERRESTRE

2.4.1 Radiação atmosférica

Radiação atmosférica é um campo em que a interação da radiação solar e terrestre com as moléculas, aerossóis e nuvens na atmosfera, bem como com o solo, são estudados através da teoria de transferência de radiação e por meio de observações radiométricas da terra e do espaço. Estes processos são complexos e críticos para a compreensão da radiação atmosférica em muitas aplicações.

2.4.2 As leis básicas da radiação

O conjunto de radiações emitidas por fontes naturais e artificiais terrestres é o mecanismo pelo qual a energia é transferida entre regiões de diferentes temperaturas. A radiação térmica é definida como a energia radiante emitida por um meio em virtude de sua temperatura. As intensidades e comprimentos de onda dominante da radiação são uma função da temperatura absoluta do meio de radiação.

O intervalo dos comprimentos de onda normalmente associados com a radiação térmica fica entre $0,1 \mu\text{m}$ e $100 \mu\text{m}$. Esse intervalo é subdividido em três subintervalos, o ultravioleta, o visível e o infravermelho. A radiação térmica de superfícies naturais e da atmosfera cai dentro da faixa do infravermelho. Comprimentos de onda associados com esta porção do espectro estão entre $3 \mu\text{m}$ e $100 \mu\text{m}$.

Um corpo negro⁵ é um corpo, que emite e absorve, em qualquer temperatura, a máxima quantidade possível de radiação em qualquer comprimento de onda. O corpo negro é um conceito teórico, que estabelece um limite máximo para a emissão de radiação, de acordo com a segunda lei da termodinâmica. É também um padrão pelo qual as características de radiação de outros meios são comparadas.

O poder de emissão de um corpo negro é a quantidade de energia irradiada por unidade de área por unidade de tempo. Em um comprimento de onda λ no intervalo de

⁵O corpo negro 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.

comprimento de onda $d\lambda$, o poder de emissão de um corpo negro pode ser representado por $B_\lambda d\lambda$. B_λ é chamado de espectro ou poder de emissão monocromático do corpo negro. Uma 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):

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/k_B T} - 1)} \quad (1)$$

onde $B_\lambda(T)$ é a radiância espectral emitida por um corpo negro ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$), para a temperatura $T(\text{K})$ para um comprimento de onda $\lambda(\mu\text{m})$ ou um número de onda (cm^{-1}), onde h é a constante de Planck, k_B ; a constante de Boltzmann e c a velocidade da luz. Através desta equação verifica-se que quaisquer corpos negros a uma mesma temperatura emitem exatamente a mesma radiação e apresentam a mesma curva espectral.

A partir de lei de Planck o poder de emissão monocromático para um corpo negro a uma temperatura específica pode ser representada como uma função do comprimento de onda. Isso é mostrado na Figura 9 em duas temperaturas diferentes; 6000 K e 288 K, a temperatura aproximada do Sol e da Terra, respectivamente.

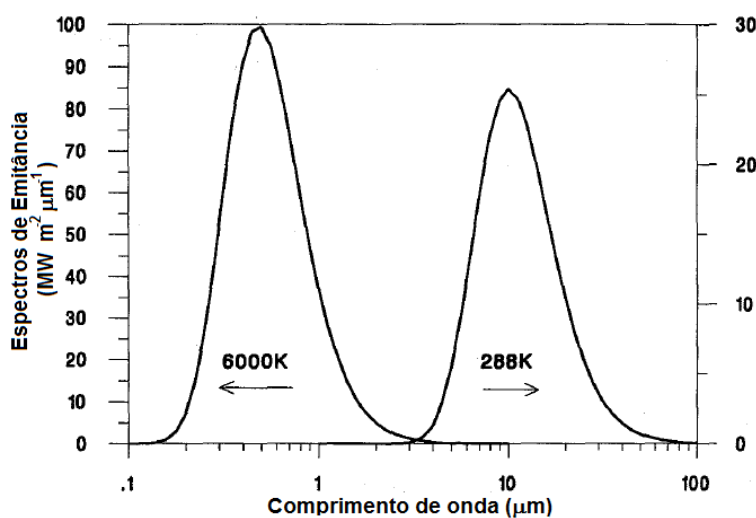


FIGURA9- Espectros de emitância para temperaturas de um corpo negro a 6000 K e outro a 288 K. Emissões aproximadas do sol e da terra.

FONTE: (Adaptado de CAMPBELL e NORMAN, 1998).

A lei de Planck fornece valores de zero para $\lambda = 0$ e $\lambda = \infty$ e atinge um máximo em algum valor finito de λ . O máximo é maior para valores de temperatura mais elevados. Para uma dada temperatura, o comprimento de onda em que B_λ é um máximo é dado pela lei de deslocamento de Wien:

$$\lambda_{m\acute{a}x}T = 2897 \text{ } (\mu\text{m K}) \quad (2)$$

A lei de Wien mostra que o comprimento de onda $\lambda_{m\acute{a}x}$ (em μm) na qual a densidade de energia máxima diminui à medida que a temperatura aumenta. Para as duas temperaturas consideradas anteriormente, os comprimentos de onda em que a radiação de corpo negro é máxima são:

$$\lambda_{m\acute{a}x}(6000\text{K}) = 0,48 \mu\text{m} \quad \text{e} \quad \lambda_{m\acute{a}x}(288\text{K}) = 10 \mu\text{m} \quad (3)$$

A energia total irradiada por um corpo negro é a integração da Equação 1 em todos os comprimentos de onda, $\lambda = 0 \rightarrow \infty$, o que dá a conhecida equação de Stefan-Boltzman para a radiação do corpo negro como:

$$B(T) = \sigma T^4 \quad (4)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$). Para radiações de superfícies não negras, o poder de emissão monocromático está representado por R_λ . Esta quantidade pode ser expressa em termos do poder de emissão monocromático de um corpo negro por:

$$R_\lambda = \varepsilon_\lambda B_\lambda \quad (5)$$

onde ε_λ é a emitância monocromática hemisférica de uma superfície.

O poder de emissão de uma superfície não negra à temperatura T , irradiando para a região hemisférica acima é:

$$R = \varepsilon B = \varepsilon \sigma T^4 \quad (6)$$

onde ε é a emissividade hemisférica.

ε_λ é a emissividade para o comprimento de onda λ , ε e ε_λ podem estar relacionadas por:

$$\varepsilon = \frac{1}{\sigma T^4} \int_0^\infty \varepsilon_\lambda \frac{C_1}{\lambda^5 (e^{C_2/\lambda T} - 1)} d\lambda \quad (7)$$

Se ε_λ não é uma função de λ , então $\varepsilon_\lambda = \varepsilon$. As superfícies que têm essa característica são chamadas de superfícies cinzentas. Como um corpo cinza emite uma proporção fixa da radiação de corpo negro em todos os comprimentos, superfícies cinzentas são frequentemente incluídas nos cálculos ou para simplificar o problema.

Se a_λ , r_λ e τ_λ representam a fração de absorvância, reflectância e transmitância respectivamente, e I_λ é a energia da radiação monocromática incidente por unidade de tempo por unidade de área por μm , então, a parte da radiação absorvida deve ser igual ao total de radiação menos as perdas devido às reflexões de distância da superfície e transmissão através dela. Assim:

$$a_\lambda I_\lambda = I_\lambda - r_\lambda I_\lambda - \tau_\lambda I_\lambda \quad (8)$$

ou

$$a_\lambda + r_\lambda + \tau_\lambda = 1 \quad (9)$$

Isto indica que os processos de absorção, reflexão e transmissão respondem por todas as radiações incidentes em qualquer situação particular. Para um corpo negro $a_\lambda = 1$, assim segue que, $r_\lambda = 0$ e $\tau_\lambda = 0$. A radiação incidente sobre qualquer superfície opaca ou é absorvida ou refletida, de modo que $a_\lambda + r_\lambda = 1$. Além disso, para qualquer comprimento de onda, fortes refletores são fracos absorvedores, e os fracos refletores são fortes absorvedores.

Existe uma importante relação entre ε_λ e a_λ que pode ser obtida a partir de lei da radiação de Kirchhoff. A lei de Kirchhoff estabelece que um corpo em equilíbrio termodinâmico, caracterizado por temperatura uniforme e radiação isotrópica, possui a taxa de emissão (emissividade), ε_λ , igual à taxa de absorção (absortância), a_λ . Se a fonte de radiação está em equilíbrio térmico com o meio que absorve, assim:

$$I_{\lambda} = R_{\lambda} \quad (10)$$

então:

$$a_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda} \quad (11)$$

Consequentemente, da lei de Kirchhoff, a equação 9 pode ser escrita como:

$$\varepsilon_{\lambda} + r_{\lambda} + \tau_{\lambda} = 1 \quad (12)$$

2.4.3 Descrição geral da radiação atmosférica

A Terra recebe energia do Sol 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 μ m até 50 μ m, devido à temperatura absoluta da Terra. A superfície da terra é geralmente tomada como emissora e absorvedora assim como um corpo cinza na região do infravermelho com emissividades variando entre 0,85-0,99, dependendo das condições de superfície. Da radiação da Terra, cerca de 90% é absorvida na atmosfera e o restante é perdido para o espaço. A radiação absorvida pela atmosfera é então reemitida, de volta para a Terra ou para o espaço. A radiação infravermelha líquida recebida na superfície terrestre é a diferença entre o que irradia a partir da Terra e o que é reemitida de volta para a atmosfera. A última é chamada *emissões atmosféricas* (HOUGHTON, TAYLOR e RODGERS, 1984). A radiação atmosférica é devido àqueles gases na atmosfera que absorvem e emitem energia no infravermelho. Absorção gasosa (e emissão) de radiação na atmosfera é principalmente devido ao vapor de água, dióxido de carbono, ozônio e outros componentes menores como metano e monóxido de carbono. A característica de transmissão da atmosfera terrestre em função do comprimento de onda é mostrada na Figura 10.

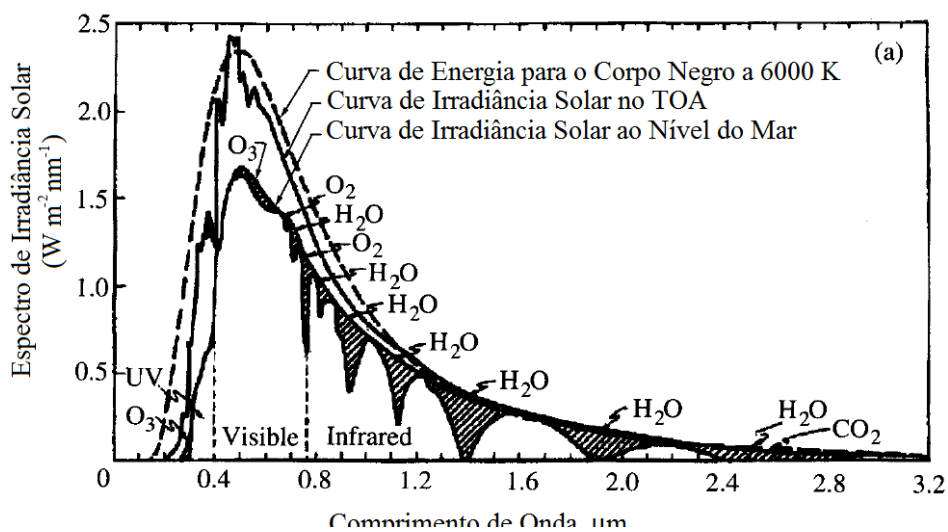


FIGURA10 -Irradiância do Espectro Solar no topo da atmosfera e ao nível do mar. A linha tracejada representa a curva correspondente de corpo negro a uma temperaturamédia equivalente a 6.000K. As regiõessombreadas indicam as moléculas responsáveis pela absorção da radiação.

FONTE:(adaptado de SEINFELD e PANDIS, 1998).

2.4.4 Nuvens

As nuvens são compostas de minúsculas gotas de água ou cristais de gelo, que se formam nos núcleos de condensação de nuvens. Apenas uma pequena fração de partículas de aerossóis são núcleos de condensação de nuvens. Concentrações típicas de gotículas de nuvens são da ordem de $100 \text{ gotículas/cm}^3$. As nuvens são caracterizadas por seu tipo, cobertura, quantidade de água líquida, concentração e tamanhos das gotas. Em média, as gotas de nuvens continentais têm raios normais, que variam $2 \text{ a } 10 \mu\text{m}$, enquanto gotículas de nuvens marítimas podem ser maiores com raios entre $3 \text{ a } 20 \mu\text{m}$ (HARTMANN, 1993). Núcleos de condensação gigantes são relativamente raros e podem produzir gotas com raios de $20 \mu\text{m}$ a $30 \mu\text{m}$ ou maiores. As nuvens dispersam a radiação visível consideravelmente e, portanto, refletem parte da radiação solar incidente. Elas emitem radiações de infravermelho e de microondas.

2.4.5 Vapor de água

O vapor de água é o componente mais abundante e altamente variável dos gases relativamente importantes na atmosfera, e tem importantes bandas de absorção em ambos os comprimentos de onda solar do corpo negro terrestre (Figura 11). Ela contribui mais do que qualquer outro gás de efeito estufa. Ela desempenha um importante papel no ciclo hidrológico, e tem efeitos sobre o nosso clima e sistemas meteorológicos (CZAJKOWSKI et al., 2002). O vapor de água altera a atenuação da radiação eletromagnética pela atmosfera, que é de importância nos campos da astronomia, radar, comunicações e sensoriamento remoto. Ela tem um efeito sobre a temperatura da atmosfera em qualquer nível que ocorre, tendo um grande impacto sobre a formação de inversões térmicas. A concentração de vapor de água varia de acordo com o espaço e o tempo. Mais de 50% dela está concentrada abaixo de 1 km e 90% abaixo de 4 km.

A concentração do vapor de água é relativamente pequena na estratosfera. O conteúdo de vapor de água do ar é uma forte função da temperatura do ar. Por exemplo, o ar a 40°C pode conter até 49,8 gramas de água por kg de ar seco, enquanto que a 5°C reduz a 5,5 gramas por kg de ar seco (ANDREWS, 1998).

As principais fontes de vapor de água são a evaporação e transpiração das plantas. Relativamente pequenas quantidades de vapor de água podem produzir grandes variações no clima. Isto se deve, principalmente, às alterações na sua concentração e na liberação de calor latente, especialmente abaixo de cerca de 6 km. Várias unidades são usadas para quantificar o vapor de água na atmosfera, entre elas incluem-se, o ponto de orvalho, pressão de saturação, pressão de vapor, umidade absoluta, a densidade de vapor d'água e umidade relativa.

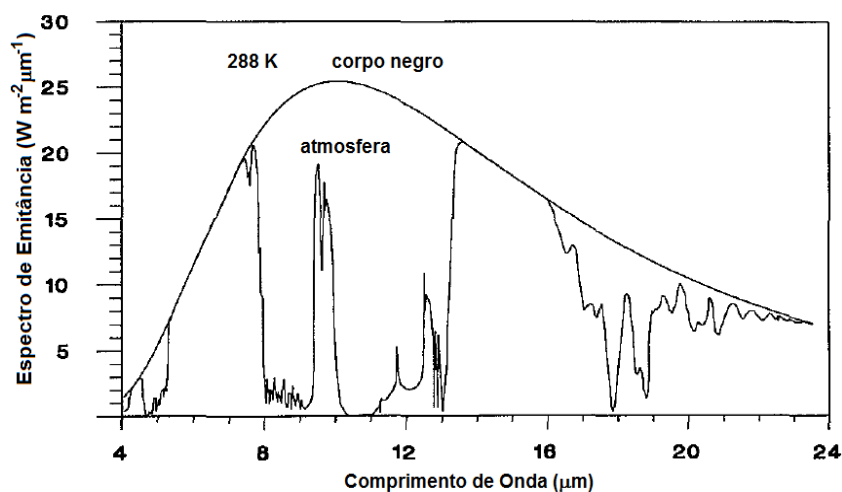


FIGURA11 - Distribuição espectral da radiação térmica da terra e da atmosfera clara. Bandas de emissão abaixo de 8 e acima de 18 μm são principalmente de vapor de água. Faixas entre 13 e 18 μm são principalmente CO_2 . A banda estreita em 9,5 μm é de ozônio.

FONTE: (Adaptado de CAMPBELL e NORMAN, 1998).

É comum representar o conteúdo de vapor de água na atmosfera pelo vapor de água precipitável integrada ou (VAP). O vapor de água precipitável é a quantidade de água obtida como se todo o vapor de água na atmosfera pudesse ser comprimido para o ponto em que se condensa em líquido. Isso pode ser obtido pela soma da distribuição da densidade de vapor de água ou o conhecimento da altura de escala do vapor de água (H_{EAV} , (km)):

$$VAP = \sum_i (z_{i+1} - z_i) \rho_i \quad (13)$$

Também,

$$VAP = \rho_0 \times H_{VA} \quad (14)$$

onde z_i é a altitude em km para a i -ésima camada da atmosfera, ρ_i é a densidade de vapor de água para a i -ésima camada (g/m^3) e ρ_0 é a densidade de vapor de água da superfície (g/m^3).

A altura de escala é definida como a altitude em que o vapor de água cai para $1/e$ do total de vapor de água precipitável. Quase 99% do vapor de água encontra-se abaixo da altitude correspondente a 2,7 vezes a altura de escala.

2.4.6 Ozônio

A molécula de ozônio é do tipo triatômica não linear com um espectro de rotação relativamente forte. As três bandas vibracionais fundamentais são ν_1 , ν_2 , ν_3 e ocorrem em comprimentos de onda de 9,066 μm , 14,2 μm e 9,597 μm , respectivamente. A mais forte ν_3 e moderadamente forte ν_1 se combinam para formar a conhecida banda de ozônio de 9,6 μm . Esta banda tem uma influência muito significativa no balanço da radiação infravermelha da atmosfera, especialmente em grandes altitudes. Isso é porque ele ocorre na janela atmosférica de outros gases e está localizado próximo do máximo da curva do corpo negro de Planck para as temperaturas da atmosfera.

2.5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.5.1 Profundidade óptica de extinção (δ_λ):

A profundidade óptica de extinção para um determinado comprimento de onda λ 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 :

$$\delta_\lambda = \int_{S_1}^{S_2} b_{ext,\lambda} ds \quad (15)$$

A profundidade óptica ao longo do caminho ds é composta pela existência dos fenômenos distintos de espalhamento e absorção, logo:

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

2.5.2 Albedo simples ($\omega_o(\lambda)$)

O albedo simples ($\omega_o(\lambda)$) é definido com a razão entre o coeficiente de espalhamento ($b_{esp,\lambda}$) e o coeficiente de extinção ($b_{ext,\lambda}$), e é interpretado como a

fração com que um feixe incidente é espalhado pela matéria numa parcela de ar, num dado evento de extinção, com o restante sendo absorvido pela matéria:

$$\omega_0 = \frac{b_{esp,\lambda}}{b_{ext,\lambda}} = \frac{b_{esp,\lambda}}{b_{esp,\lambda} + b_{abs,\lambda}} \quad (17)$$

O albedo simples ($\omega_0(\lambda)$) dos aerossóis da queima de biomassa tem uma grande influência na atenuação da radiação solar e, conseqüentemente, diminui a irradiância na superfície da Terra como resultado da absorção da radiação solar no interior da camada de aerossóis (ECK et al., 1998; CHRISTOPHER et al., 2001).

2.5.3 Coeficiente de Ångström(α) e a dependência do comprimento de onda

A relação entre o tamanho de partículas de aerossóis atmosféricos e a dependência de comprimento de onda com o coeficiente de extinção foi sugerida por Ångström (1929). Ångström sugeriu uma fórmula empírica para descrever a dependência espectral da profundidade óptica do aerossol, (MCARTHUR et al., 2003):

$$\tau_a = \beta \cdot (\lambda)^{-\alpha} \quad (18)$$

onde, λ é o comprimento de onda, τ_a é a profundidade óptica do aerossol (AOD), β é o coeficiente de turbidez que representa a quantidade de aerossóis presentes na coluna integrada da atmosfera e α é o coeficiente de Ångström.

O valor do α pode variar entre 1 e 3 para partículas muito pequenas (partículas da moda fina) em relação ao comprimento de onda da luz incidente, para partículas muito grandes (partículas da moda grossa), 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). Portanto, o coeficiente de Ångström é um parâmetro que nos possibilita ter uma noção a respeito do tamanho das partículas em suspensão na atmosfera.

2.5.4 Fator de assimetria ($g(\lambda)$):

O fator ou parâmetro de assimetria é a média ponderada dos cossenos dos ângulos de espalhamento pelas radiâncias e pode ser derivado da função de fase (SEINFELD e PANDIS, 1998):

$$g = \frac{1}{2} \int_0^\pi \cos \theta P_\lambda(\theta', \phi', \theta, \phi) \sin \theta d\theta \quad (19)$$

Se o espalhamento da luz é isotrópico, ou seja, simétrico, g desaparece ($g=0$). Se a partícula espalha mais luz na direção de pró-espalhamento, g é positivo; se o maior espalhamento ocorre na direção de retroespalhamento, g é negativo. Se $g = 1$, o feixe é completamente pró-espalhado ($\Theta = 0^\circ$); e se $g = -1$, o feixe é completamente retroespalhado ($\Theta = 180^\circ$). O fator de assimetria é importante na avaliação da contribuição das partículas de aerossol na transferência radiativa ao longo da atmosfera.

2.5.5 Função de fase de espalhamento ($P(\Theta; \lambda)$)

A distribuição angular da luz espalhada pela matéria em um determinado comprimento de onda λ é denominada função de fase espectral de espalhamento, $P(\Theta; \lambda)$ (Ω', Ω). A função de fase representa o redirecionamento da radiância incidente na direção Ω' para a direção Ω , incluindo todos os possíveis eventos de espalhamento no ângulo sólido 4π . Numa atmosfera plano-paralela⁶ as direções Ω' e Ω podem ser substituídas por pares ordenados, $(\pm\mu', \phi')$ e $(\pm\mu, \phi)$, onde μ' e μ são os cossenos dos ângulos zenitais θ' e θ , respectivamente, e ϕ' e ϕ são os ângulos azimutais (por convenção + indica feixes ascendentes e - feixes descendentes) (SEINFELD e PANDIS, 1998):

⁶Muitos cálculos de transferência radiativa atmosférica podem ser simplificados através da utilização da aproximação plano-paralela em que a temperatura e as densidades dos diversos constituintes atmosféricos são assumidas como funções de altura (ou pressão).

$$P_{\lambda}(\theta', \phi'; \theta, \phi) = \frac{L_{\lambda}(\theta', \phi'; \theta, \phi)}{\int_0^{\pi} L_{\lambda}(\theta', \phi'; \theta, \phi) \sin \theta d\theta} \quad (20)$$

onde os parâmetros com os índices superescritos (') referem-se à radiação incidente, e os parâmetros sem estes índices, à radiação emergente (direção do observador). A função de fase de espalhamento depende do ângulo formado entre a direção do feixe incidente e do feixe espalhado (ângulo de espalhamento, Θ), e não da direção de cada feixe separadamente. O termo 'radiação pró-espalhada' refere-se a direções de observação em que $\Theta < \pi/2$ e o termo 'radiação retroespalhada' a direções de observação em que $\Theta > \pi/2$. Da lei dos cossenos da trigonometria esférica tem-se:

$$\cos \Theta = \mu' \mu + \sqrt{(1 - \mu'^2)(1 - \mu^2)} \cos(\phi' - \phi) \quad (21)$$

Para partículas extremamente pequenas, a $P(\Theta; \lambda)$ é simétrica. À medida que se aumenta o tamanho da partícula, observa-se a existência de uma assimetria de $P(\Theta; \lambda)$, comum pico na direção de pró-espalhamento. Quanto maior o tamanho da partícula, mais pronunciada se torna a assimetria direcional de $P(\Theta; \lambda)$ (PROCÓPIO, 2005).

2.5.6 O espalhamento molecular – Lei de Rayleigh

O espalhamento Rayleigh é utilizado para estudar o espalhamento provocado pelas moléculas dos gases majoritários presentes na atmosfera. Ele ocorre devido à interação da radiação incidente com partículas muito menores do que o seu comprimento de onda. Este fenômeno óptico é causado majoritariamente por átomos e moléculas de gases presentes na atmosfera (nitrogênio e oxigênio) as quais apresentam diâmetro muito menor que o comprimento de onda da radiação incidente com a qual interagem. Para partículas maiores, o coeficiente de atenuação de aerossóis deve ser computado a partir da teoria de espalhamento Mie (Figura 12).

Rayleigh determinou uma solução particular para o caso no qual a partícula é muito menor que o comprimento de onda da radiação eletromagnética incidente (IQBAL, 1983).

Para radiação não polarizada, a intensidade de espalhamento Rayleigh $I(\Theta, r)$ pode ser escrita em função da intensidade de radiação incidente I_0 como (LIOU, 1980):

$$I(\Theta, r) = I_0 \frac{\alpha^2}{r^2} \frac{32\pi^4}{3\lambda^4} P(\Theta) \quad (22)$$

onde

$$P(\Theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2\Theta) \quad (23)$$

é a função de fase ou função que descreve a distribuição angular do espalhamento, Θ é o ângulo de espalhamento (formado entre a direção incidente e a direção para a qual a radiação é espalhada), α é a polarizabilidade do espalhador e r é a distância com relação ao espalhador.

A solução particular para o espalhamento Rayleigh admite que o campo magnético da radiação espectral incidente interage com uma molécula que funciona como um dipolo oscilante. Com esta hipótese obtém-se pela expressão 24 a seção de choque de espalhamento ($\sigma_{esp,\lambda}$) para uma molécula (LIOU, 2002):

$$\sigma_{esp,\lambda} = \alpha^2 \frac{128\pi^5}{3\lambda^4} \quad (24)$$

O espalhamento Rayleigh resulta na profundidade óptica espectral molecular que está fundamentada no fato da eficiência de espalhamento espectral ser diretamente proporcional a λ^{-4} (WALLACE & HOBBS, 2006).

A espessura óptica para a atmosfera resultante do espalhamento Rayleigh é o resultado da integral:

$$\tau_{R,\lambda} = \sigma_{esp,\lambda} \int_0^\infty N(z) dz \quad (25)$$

onde o índice R denota espalhamento Rayleigh e $N(z)$ é o número de partículas por unidade de volume (m^{-3}).

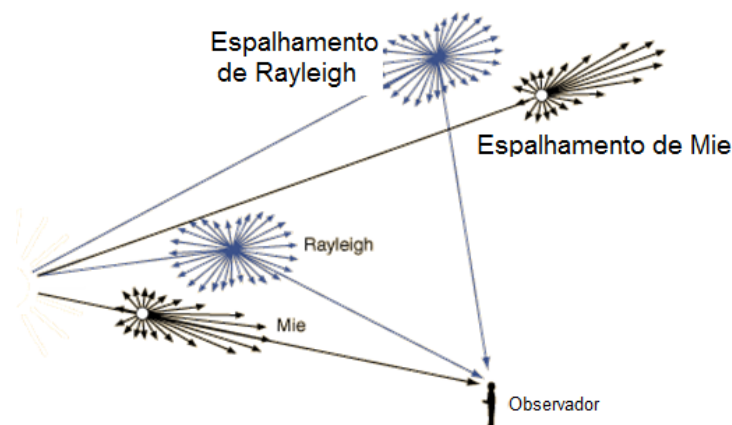


FIGURA 12 - Representação das formas de espalhamento de um feixe de radiação incidente em uma partícula com tamanhos diferentes, ilustrando o espalhamento no limite Rayleigh para partículas menores e o espalhamento Mie para partículas maiores.

2.5.7 Teoria de espalhamento Mie

Outro tipo de espalhamento, o de Mie, ocorre quando as partículas existentes na atmosfera possuem diâmetros essencialmente de mesmo tamanho dos comprimentos de onda da radiação incidente. Os maiores causadores do espalhamento Mie são o vapor d'água e a poeira em suspensão na atmosfera. Esse tipo de espalhamento tende a influenciar comprimentos de onda maiores, se comparado ao espalhamento Rayleigh. Ao contrário deste, que é associado a um céu "limpo", o espalhamento Mie ocorre quando há tênues coberturas de nuvens. Um fenômeno mais problemático é o espalhamento não-seletivo, que tem lugar sempre que o diâmetro das partículas em suspensão é bem maior que a radiação considerada. Gotas d'água, por exemplo, provocam esse tipo de espalhamento. Como elas normalmente possuem diâmetros que variam entre 5 e 100 μm , espalham radiação de todos os comprimentos de onda desde o visível até o infravermelho médio quase que indistintamente. Conseqüentemente, o espalhamento é não-seletivo no que diz respeito ao comprimento de onda. Na faixa do visível, o espalhamento não seletivo afeta igualmente o azul, o verde e o vermelho, razão pela qual nuvens e nevoeiros apresentam a cor branca.

A teoria geral do espalhamento da luz pelos aerossóis foi desenvolvida em 1908 por Gustav Mie e fornece a equação da intensidade de luz espalhada por

uma partícula em qualquer ângulo θ , mas precisa-se conhecer o índice de refração (m) e o parâmetro de tamanho (α). A consideração de que todas as partículas são esféricas pode parecer muito grosseira a princípio, já que a grande maioria das partículas encontradas na atmosfera não são perfeitamente esféricas, o que invalidaria a solução de Mie. Entretanto, fazendo-se a média sobre as orientações de espalhamento de todas as partículas quase esféricas presentes na atmosfera, percebe-se que elas espalham como se fossem “esferas equivalentes”, o que amplia a possibilidade de utilização da Teoria de Mie. A derivação da solução é uma aplicação direta da teoria eletromagnética clássica e pode ser obtida a partir das equações de Maxwell (VAN de HULST, 1981).

A consideração de que os aerossóis são esféricos possibilita uma simplificação importante das análises; as soluções são expressas em séries infinitas e as taxas de convergência dessas séries dependem apenas do valor do parâmetro de tamanho.

A função de fase de espalhamento é dada por:

$$P(\Theta; \lambda) = \frac{1}{2}(|S_1|^2 + |S_2|^2), \quad (26)$$

S_1 e S_2 são as amplitudes de espalhamento, tal que:

$$S_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n) \quad (27)$$

$$S_2 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \pi_n) \quad (28)$$

sendo:

$$\pi_n(\Theta) = \frac{P_n^1(\Theta)}{\sin \Theta}, \quad (29)$$

$$\tau_n(\Theta) = \frac{dP_n^1(\Theta)}{d\Theta}, \quad (30)$$

$P_n^1(\Theta)$ é o polinômio de Legendre associado. Os coeficientes a_n e b_n , chamados de coeficientes de espalhamento de Mie, são derivados de:

$$a_n = \frac{m \psi_n(mx) \psi_n'(x) - \psi_n(x) \psi_n'(mx)}{m \psi_n(mx) \xi_n'(x) - \xi_n(x) \psi_n'(mx)} \quad (31)$$

$$b_n = \frac{\psi_n(mx)\psi_n'(x) - \psi_n(x)\psi_n'(mx)}{\psi_n(mx)\xi_n'(x) - m\xi_n(x)\psi_n'(mx)} \quad (32)$$

onde m é o índice de refração complexo da partícula ($m = n - k_i$), x é o parâmetro de tamanho ($x = 2\pi r / \lambda$), e ψ_n e ξ_n são as funções de Riccati-Bessel, relacionadas com as funções de Bessel esféricas. As funções de Bessel possuem zeros que aumentam em número com o tamanho do argumento, o que resulta que S_1 e S_2 podem mudar rapidamente para variações muito pequenas de x .

As eficiências de extinção e de espalhamento são escritas como:

$$Q_{ext} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}(a_n + b_n), \quad (33)$$

$$Q_{esp} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2), \quad (34)$$

$$g = \frac{4}{x^2 Q_{esp}} \left[\sum_{n=1}^{\infty} \frac{n(n+2)}{n+1} \operatorname{Re}(a_n a_{n+1}^* + b_n b_{n+1}^*) + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} \operatorname{Re}(a_n b_n^*) \right] \quad (35)$$

onde Re indica a parte real da expressão e o índice estrela (*) representa a relação $f(-y) = f^*(y)$, sendo f uma função qualquer de y .

O coeficiente linear de extinção ($b_{ext,\lambda}$) representa uma medida da extinção da radiação incidente pelas partículas presentes em um determinado ponto (s') de um caminho óptico. Analogamente aos parâmetros obtidos para uma partícula, também é possível estimar os coeficientes lineares espectrais de espalhamento ($b_{esp,\lambda}$) e o de absorção ($b_{abs,\lambda}$) a partir das respectivas eficiências de extinção (Q_{esp}, Q_{abs}) e da concentração de partículas [$N(r, s')$] neste mesmo nível do caminho óptico.

$$b_{ext,\lambda} = \int_0^{\infty} Q_{ext}(x, m) \pi r^2 n(r) dr, \quad (36)$$

onde se nota que o impacto das partículas sobre a extinção é avaliado pela seção geométrica πr^2 , ou seja, é representada pela distribuição de tamanho em área ($dS / dr = 4\pi r^2 n(r)$). Esta equação também é válida para o espalhamento e para absorção, através da substituição dos devidos fatores de eficiência de espalhamento e absorção.

2.5.8 A atenuação pelos aerossóis

A interação de um feixe de radiação espectral incidente sobre uma partícula em suspensão na atmosfera pode causar uma série de fenômenos distintos, simultaneamente. Dentre estes fenômenos destacam-se a absorção e o espalhamento elástico (reflexão, difração e refração) da radiação monocromática incidente, que são significativos no estudo da interação entre radiação solar e os aerossóis apresentados na Figura 13. Os outros fenômenos, como o espalhamento Raman (λ_r) e a fluorescência (λ_f) (exemplos típicos de espalhamento inelástico no qual a radiação emitida possui um comprimento de onda diferente da radiação incidente) não são significativos neste estudo, já que não têm influência relevante sobre as interações atmosféricas (CORRÊA, 2003; ROSÁRIO, 2006).

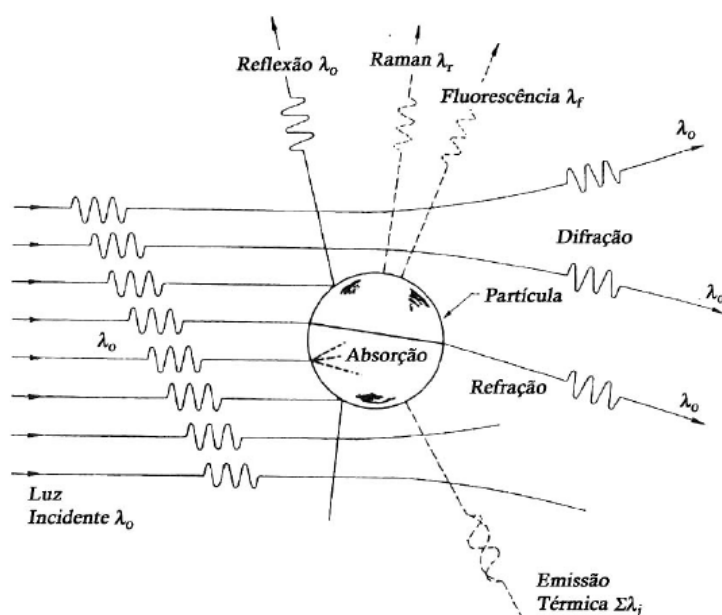


FIGURA 13—Diagrama representativo das interações entre um feixe de radiação espectral incidente e uma partícula em suspensão na atmosfera.

FONTE: (adaptado de SEINFELD e PANDIS, 1998).

A absorção é um processo físico que ocorre na atmosfera no qual a energia eletromagnética incidente é absorvida por gases ou partículas e convertida em outras formas de energia (térmica, por exemplo). 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 fundamenta-se em determinar a probabilidade da radiação incidente ser desviada para uma orientação qualquer. O padrão de espalhamento varia em função de um termo físico denominado parâmetro de tamanho (x), que é a razão entre o tamanho da partícula e o comprimento de onda incidente. Este parâmetro é definido, para partículas esféricas, como:

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (37)$$

onde, r corresponde ao raio da partícula, λ o comprimento de onda da radiação incidente. Se ($x \ll 1$) o fenômeno de espalhamento Rayleigh é dominante (espalhamento por moléculas ou partículas atmosféricas pequenas em relação ao λ incidente), para ($x \sim 1$) o espalhamento é determinado pela teoria de Mie (espalhamento por partículas esféricas homogêneas de tamanho próximo ao λ incidente); e finalmente, se $x \gg 1$, o espalhamento é regido pelas leis da ótica geométrica (espalhamento por partículas atmosféricas grandes em relação ao λ incidente) (LIU, 2002; WALLACE & HOBBS, 2006).

2.5.9 A atenuação exponencial da radiação espectral – Lei de Beer, Bouguer e Lambert

Quando as partículas do aerossol são iluminadas por um feixe de luz, ocorre o espalhamento e absorção desta luz pelas partículas de aerossóis, ocorrendo uma atenuação na intensidade do feixe de luz. Este processo é chamado extinção. Apesar de que todas as partículas de aerossóis espalhem luz, nem todas absorvem luz. Só as partículas de materiais absorventes têm esta capacidade (HINDS, 1982).

A lei de Beer, Bouguer e Lambert descreve a lei de atenuação da radiação eletromagnética ao atravessar um meio homogêneo. Considere um feixe colimado de luz incidindo perpendicularmente à área dA de uma parcela de ar de espessura ds , conforme ilustrado no diagrama abaixo (Figura 14).

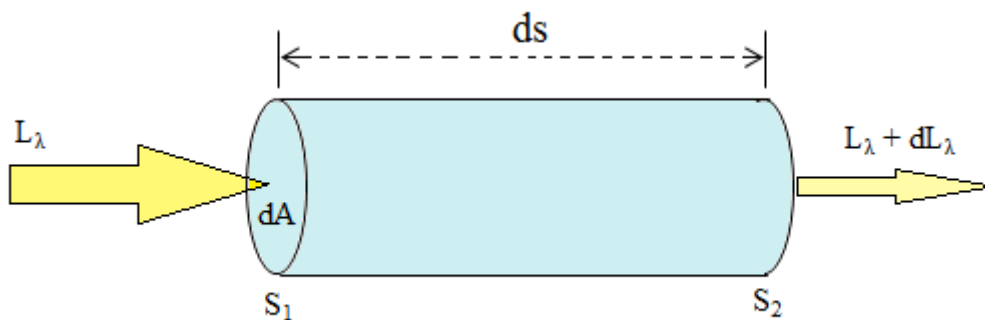


FIGURA 14 - Representação esquemática da atenuação de um feixe de radiação incidente atravessando um meio homogêneo.

A intensidade da radiação (radiância espectral L_λ , [$\text{Wm}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$]) que emerge em S_2 sofre uma redução (dL_λ) em relação ao que entra em S_1 (Figura 14), devido às interações do feixe com a matéria contida neste volume de ar:

$$dL_\lambda = -b_{ext,\lambda} L_\lambda ds \quad (38)$$

Integrando-se a equação 38, obtém-se:

$$\int_{S_1}^{S_2} L_\lambda = \int_{S_1}^{S_2} -b_{ext,\lambda} L_\lambda ds \quad (39)$$

$$L_\lambda(S_2) = L_\lambda(S_1) e^{-\int_{S_1}^{S_2} b_{ext,\lambda} ds} \quad (40)$$

Substituindo a equação 15 na equação 40, obtém-se:

$$L_\lambda(S_2) = L_\lambda(S_1) e^{-\delta_\lambda} = L_\lambda(S_1) e^{-\tau_\lambda/\mu_0} \quad (41)$$

A equação acima mostra que a intensidade da radiação decai exponencialmente ao longo do caminho óptico percorrido. Ela é conhecida como a Lei de extinção de Beer, Bouguer e Lambert.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDO

A Figura 15 mostra a localização de todos os sítios brasileiros que têm contribuído para os dados desde 1993. Estes fotômetros estão localizados nos sítios de Balbina - AM (01°S , 59°O), Belterra - PA (02°S , 54°O), Santarém PA (02°S , 54°O), Tucuruí- PA (3°S , 49°O) aonorte da floresta amazônica; Rio Branco- AC (09°S , 67°O), Jamari - RO (08°S , 62°O), Abracos Hill - RO (10°S , 62°O), Porto Nacional - TO (10°S , 48°O), Alta Floresta - MT (09°S , 56°O), ao sul da floresta amazônica e Cuiabá - MT (15°S , 56°O) ao sul do cerrado (floresta/cerrado).

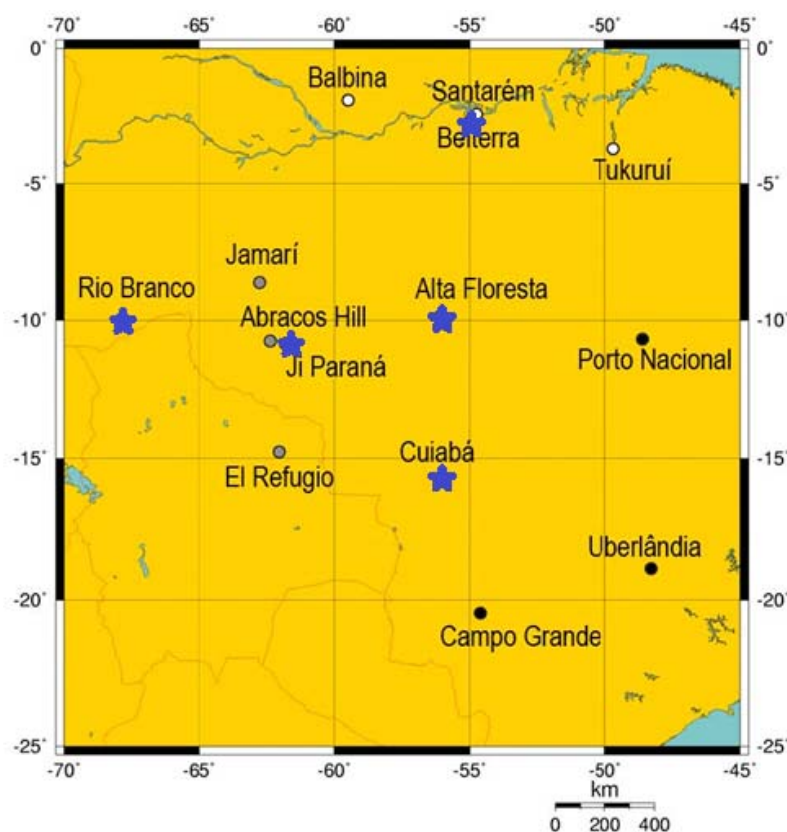


FIGURA 15 - Localização geográfica das estações de monitoramento onde estão instalados os fotômetros da AERONET na região amazônica.

FONTE:(Adaptado de SCHAFER et al., 2008).

As medidas da radiação direta pelos fotômetros fornecem informações para calcular a profundidade óptica da coluna do aerossol (AOD). A AOD pode ser usada

para calcular a coluna do vapor de água (água precipitável) e estimar o tamanho dos aerossóis utilizando a relação de coeficientes de Ångström. Duas versões de dados (versões 1 e 2) e três níveis de qualidade (níveis 1,0; 1,5; 2,0) existem para cada produto. Embora os níveis de 1,0 e 1,5 sejam fornecidos em tempo quase real, em 12 meses ou mais de atraso (devido a calibração final e inspeção manual) garante que os dados da mais alta qualidade possam ser encontrados na versão 2. Neste trabalho foram utilizados dados com nível de qualidade 2,0.

Análises detalhadas de alta qualidade das propriedades microfísicas e ópticas de aerossóis, nas observações obtidas através do monitoramento de uma determinada localidade em longo prazo, pela AERONET, proporcionam uma caracterização dos efeitos ópticos de aerossóis para uma variedade de aplicações (SCHAFER et al., 2008).

3.2 DESCRIÇÃO E CALIBRAÇÃO DO FOTÔMETRO SOLAR

Todas as medidas experimentais dos fotômetros espectrais (modelo ElectronicCE-318A), fabricados pela CIMEL relatadas neste trabalho foram realizadas com o auxílio dos instrumentos que fazem parte da rede global AERONET (Figura 16). Esses instrumentos são descritos em detalhe por HOLBEN et al., 1998. A partir de observações diretas do Sol é possível determinar a profundidade óptica das partículas de aerossol (AOD) e a quantidade de vapor de água precipitável presente na coluna, em centímetros. Parâmetros físicos das partículas (tais como distribuição de tamanho, função de fase, parte real do índice de refração) podem ser derivados a partir de medidas da radiação difusa (ou celeste) e com o auxílio de modelos de inversão. Cada um está equipado com filtros de banda estreita no visível e infravermelho próximo, com comprimentos de onda centrados em 340, 380, 440, 500, 675, 870, e 1020nm. Os fotômetros espectrais medem a profundidade óptica do aerossol (AOD) em cada um desses comprimentos de onda, com exceção para o canal 940nm que é utilizado para obter a coluna total de vapor de água. A incerteza na medida da AOD, devido principalmente à incerteza de calibração, que é de aproximadamente 0,010 a 0,021 para instrumentos de campo (que é espectralmente dependente, com erros maiores no ultravioleta (UV)) (ECK et al., 1999). Os dados

espectrais da AOD foram selecionados para as nuvens, seguindo a metodologia de SMIRNOV et al.,(2000), que conta com a maior variabilidade temporal da profundidade óptica da nuvem versus profundidade óptica de aerossóis.



FIGURA 16 - Foto do fotômetro CIMEL da rede AERONET em operação na localidade de Cuiabá na Fazenda Miranda.

As medições de radiação solar direta, que são feitas com um campo de visão de $1,2^\circ$ e são realizadas em quatro bandas espectrais (340, 440, 670, 870 e 1020nm) ao longo do plano solar principal (ou seja, com ângulo azimutal constante e variadas visões dos ângulos zenitais) até nove vezes por dia e ao longo do almucântar celeste⁷ (ou seja, para ângulo zênite solar constante com variadas visões dos ângulos azimutais) até oito vezes por dia (para o ângulo zenital solar superior a 45°). Uma sequência pré-programada de medidas é tomada por estes instrumentos a partir de uma massa de ar das sete da manhã e terminando em uma massa de ar às sete da

⁷Um almucântar celeste constitui uma série de medidas realizadas num cone cujo ângulo zenital de observação é igual ao ângulo zenital solar, variando-se o ângulo azimutal relativo à posição do Sol, desde 0° até 360° .

noite. Durante os períodos de grande massa de ar as medições diretas do Sol são feitas em intervalos de 0,25 multiplicado pelo valor da massa de ar⁸, enquanto para massa de ar menor o intervalo entre as medidas é tipicamente de 15min. As medidas do almucântar são obtidas em intervalos de 0,5° de ângulo azimutal próximo ao Sol (distante 6°) e aumenta em intervalos de 2 a 10° de distância a partir da posição solar (Figura 17). Essas medidas celestes são usadas para se obter as propriedades da coluna de aerossóis, incluindo a distribuição de tamanho, função de fase, as componentes real e imaginária do índice de refração, o raio efetivo e albedo simples de espalhamento que são rotineiramente calculadas com os algoritmos de inversão da AERONET (DUBOVIK e KING, 2000; DUBOVIK et al., 2006).

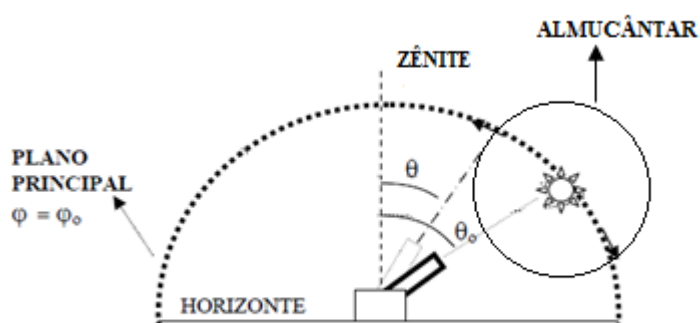


FIGURA 17 - Esquema dos posicionamentos do fotômetro para a realização do Plano Principal do Almucântar.

A técnica de inversão de radiância do almucântar para determinar tanto os índices de refração reais quanto os imaginários é mais precisa quando a AOD em 440 nm é maior do que 0,4 (DUBOVIK et al., 2000), o ângulo zenital solar é maior do que 50°, e o erro da radiância celeste é menor que 5 a 8%, dependendo da AOD (HOLBEN et al., 2006).

Os dados são transmitidos de hora em hora ou hora e meia da memória do microprocessador do fotômetro solar através do Sistema de Coleta de Dados (SCD) para qualquer um dos três satélites GOES, METEOSAT, ou GMS e depois

⁸A massa de ar corresponde ao inverso do cosseno do ângulo solar zenital.

retransmitido para a estação de recepção apropriada da Terra. Os dados podem ser obtidos pelo processamento pela Internet, resultando em aquisição quase em tempo real a partir de praticamente qualquer localidade do globo excluindo os polos de 80 graus de latitude. O SCD é um sistema governamental operada com o propósito de transmitir dados ambientais de baixo volume de localidades remotas para várias instituições e agências governamentais.

As calibrações específicas dos instrumentos e os algoritmos de inversão são aplicados sobre os valores medidos, que são convertidos em propriedades dos aerossóis e vapor d'água, sendo então disponibilizadas para todo o globo em tempo quase real através da internet (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

3.3 METODOLOGIA DE ANÁLISE

As medidas do albedo celeste para 440, 675, 870 e 1020nm em conjunto com as medidas diretas do sol e da profundidade óptica do aerossol (τ_a) nestes comprimentos de onda foram utilizados para obter distribuições de tamanho de aerossóis seguindo a metodologia do DUBOVIK et al.,(2000). Medidas de radiância no Albedo celeste foram feitas nas massas de ar óptico de 4, 3 e 2 na manhã e a tarde, e uma vez por hora entre as duas. A forma de partículas esféricas é considerada uma suposição razoável para aerossóis de fumaça. As medidas de MARTINS et al.,(1998) mostraram que as partículas de névoa de fumaça nas diferentes regiões da Amazônia foram em grande parte esféricas. Estudos de sensibilidade realizados por DUBOVIK et al., (2000) foram utilizadas para analisar as perturbações de inversões resultantes de erros aleatórios, tais como possíveis deslocamentos do instrumento e incertezas conhecidas no modelo de radiação atmosférica. Testes obtidos com as distribuições de tamanho conhecidas demonstraram ser bem sucedidas nas obtenções da moda dos raios e a relativa grandeza das modas para vários tipos de distribuições de tamanho, como moda de acumulação bimodal predominante de aerossóis e a moda grossa bimodal predominante de aerossóis. Obtenções simultâneas do albedo simples e de espalhamento de aerossóis também são feitas com esse algoritmo, e a análise de sensibilidade demonstra que essas obtenções têm um grau de incerteza

aproximadamente 0,03-0,05 dependendo do tipo de aerossol e profundidade óptica de aerossóis (DUBOVİK et al., 2000).

3.3.1 Método para obtenção da distribuição de tamanho do aerossol

Para determinar a distribuição de tamanho do aerossol a partir da radiância monocromática difusa, alguns requisitos são necessários durante a aquisição dos dados. A distribuição de tamanho volumétrica de partículas $dV(r) / d\ln r (\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$ é obtida em 22 escalas logarítmicas equidistantes na gama de tamanhos $0.05\mu\text{m} \leq r \leq 15\mu\text{m}$. O $n(\lambda)$ real ($1,33 \leq n(\lambda) \leq 1,6$) e $k(\lambda)$ imaginário das partes do índice de refração complexo ($0,0005 \leq k(\lambda) \leq 0,5$) são obtidos para os comprimentos de onda correspondentes às medições celestes. A distribuição horizontal das partículas de aerossol deve ser homogênea e sem contaminação por nuvens. A inversão da distribuição de tamanho é realizada utilizando-se o algoritmo de DUBOVİK et al., (2000), que utilizaram medidas da τ_a espectral, e distribuições de radiância do almucântar celeste (para observações do ângulo zenital solar $> 54^\circ$) do fotômetro solar-celeste CIMEL. Basicamente, os dados de radiância monocromática difusa $I(\lambda)$ são normalizados pela irradiância monocromática direta incidente no topo da atmosfera $F_0(\lambda)$, obtendo-se, dessa forma, radiâncias em unidade de refletância $L(\lambda)$

$$L(\lambda) = \frac{\pi I(\lambda)}{F_0(\lambda)} \quad (42)$$

Mais de quatro sequências de almucântar são realizadas diariamente em massas ópticas de 4, 3, 2 e 1,7, tanto pela manhã quanto à tarde e um almucântar é realizado a cada hora entre 09h00 e 15h00, horário solar local para o instrumento padrão. Uma medida direta do sol é feita a cada sequência espectral do almucântar.

3.3.2 Limpeza ou exclusão das medidas contaminadas pela presença de nuvens(*Cloud screening*)e controle de qualidade dos algoritmos para a AERONET

3.3.2.1 Banco De Dados

a) Controle de qualidade de dados

Quando a profundidade óptica do aerossol (τ_a) é inferior a -0,01 em qualquer comprimento de onda a τ_a correspondente é eliminada. São eliminadas as medições somente nesse canal específico onde a $\tau_a < -0,01$, preservando τ_a em todos os canais que geraram a profundidade óptica superior a -0,01. Como as medições são feitas em pequenos ângulos de elevação do sol, elas têm uma maior chance de contaminação de nuvens (devido a uma diminuição nos intervalos verticais entre as nuvens) a fim de não influenciar indevidamente nas médias diárias com os dados de maior frequência adquiridas durante a sequência de Langley, $\tau_a(\lambda)$ para a massa de ar $m > 5$ não são considerados na seleção da base de dados. Os dados analisados referem-se aos locais de Alta Floresta, Rio Branco, Ji-Paraná e Cuiabá e foram obtidos no período 2007 a 2009 e o período de 1999 a 2005 para a localidade de Belterra.

b) Critério de Estabilidade dos Tripletos

Três medidas (denominadas de tripletos) são tomadas com o fotômetro solar-celeste CIMEL, são feitas a cada 30 segundos de diferença sobre um total de um período de 1 minuto. Presume-se que a profundidade óptica do aerossol na coluna atmosférica total deve variar de um valor inferior a 0,02 dentro de um tripleto para todos os comprimentos de onda, considerando-se a atmosfera estável e sem nuvens. Em outras palavras, $(\tau_{\max} - \tau_{\min}) < 0,02$ para tripletos define τ_{igood} (elimina a instabilidade de alta frequência temporal). Quando a profundidade óptica é elevada (queima de biomassa, condições extremamente nebulosas, etc.) permite-se a variabilidade dos tripletos a um máximo de $0,03\tau_a$. Assim, assumem-se as medições com um trio de variabilidade de 0,02 ou $0,03\tau_a$ (o que for maior).

c) Verificação da Estabilidade Diária

Se o desvio padrão da média de profundidade óptica de aerossóis para 500 nm (ou 440 nm, se 500 nm não estiver disponível) para um dia inteiro for inferior a 0,015 (após a variabilidade da seleção dos tripletos), então se interrompe a seleção e assumem-se todas as demais medidas.

d) Critérios de Atenuação

O critério de atenuação (de uma série temporal) é baseado na limitação da raiz quadrada da derivada segunda da profundidade óptica do aerossol com o tempo. A primeira derivada fornece a taxa de variação temporal (negativas e positivas). A segunda derivada define a variabilidade da tendência e, conseqüentemente, é muito sensível às oscilações locais da profundidade óptica causadas por nuvens: a média da segunda derivada aumenta substancialmente na presença de tais oscilações.

$$(D_2)^2 = \int_{t_1}^{t_2} \left(\frac{\partial^2 \tau(t)}{\partial t^2} \right)^2 dt \leq D_{\text{crítico}}^2 \quad (43)$$

onde $D_{\text{crítico}}^2$ é definida a priori e corresponde à variação máxima esperada da profundidade óptica do aerossol.

e) Critérios de Desvio Padrão

Nesta etapa, são verificadas se quaisquer medidas estão fora do intervalo de 3σ em torno da média de τ_a (500 nm), bem como para o coeficiente de Ångström (α) (estimado pela regressão dos mínimos quadrados no intervalo de 440-870 nm), tomadas ao longo do dia inteiro (ou seja, τ_a (500 nm) $\pm 3\sigma$ e $\alpha \pm 3\sigma$).

3.3.3 Avaliações da precisão das propriedades ópticas de aerossóis obtidas pela AERONET

Estudos de sensibilidades são realizados, a respeito da obtenção das propriedades ópticas do aerossol, nas medidas de radiâncias dos fotômetros CIMEL. Estes estudos têm como foco testar um novo conceito de inversão para simultaneamente obter distribuição de tamanho de aerossóis, o índice de

refração complexo, albedo simples de espalhamento espectral a partir de medições de radiação direta e difusa.

As perturbações da inversão resultam de erros aleatórios, as compensações instrumentais, e incertezas conhecidas são analisadas no modelo de radiação atmosférica. Os canais de medição solar ou celeste descalibrados, a imprecisão do ângulo azimutal durante as medidas de radiação celeste, e imprecisão na contabilização de refletância de superfícies são consideradas como fontes de erro. Os efeitos destes erros são considerados na caracterização de três tipos de aerossóis opticamente distintos e nas distribuições de tamanho (absorção de aerossóis solúveis em água, absorção de aerossóis da queimada de biomassa, pó do deserto).

As partículas de aerossóis são consideradas como esferas homogêneas com o índice de refração complexo. A consideração de que todas as partículas são esféricas pode parecer muito grosseira a princípio, já que a grande maioria das partículas encontrada na atmosfera não é perfeitamente esférica. Porém, fazendo-se a média sobre as orientações de espalhamento de todas as partículas quase esféricas presentes na atmosfera, percebe-se que elas espalham como se fossem “esferas equivalentes”.

A análise mostra que o sucesso na obtenção das características do aerossol (granulometria, índice de refração complexo, e albedo simples de espalhamento), com a aplicação das técnicas de inversão inclui a combinação de dados de profundidade óptica espectral, juntamente com radiancias difusa no almucântar e solar (com cobertura de ângulos de espalhamento até 100° ou mais). A precisão de obtenção é aceitável para a maioria das aplicações de sensoriamento remoto, mesmo na presença de algumas fortes incertezas sistemáticas ou aleatórias nas medições. Limitações para a caracterização de pouca profundidade óptica para todos os tipos de aerossóis, onde elevados erros relativos podem ocorrer nas medidas da radiação direta da profundidade óptica do aerossol. Além disso, os resultados das análises indicam que a diminuição na cobertura angular do espalhamento (ângulos de espalhamento de 75° ou menos) nos valores de radiação solar, influencia na perda de informações práticas sobre o índice de refração.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 VARIABILIDADE TEMPORAL E ESPACIAL DA PROFUNDIDADE ÓPTICA DE AEROSSÓIS

O conjunto das partículas de aerossol presentes na atmosfera da bacia amazônica é decorrente da contribuição de emissões da floresta, de emissões de queimada e de partículas de poeira do solo resultantes da interação entre ventos e superfície (ARTAXO et al., 1990, 1998). A intensidade com que cada uma dessas fontes atua na formação de novas partículas é algo que varia espacial e temporalmente, devido à heterogeneidade geográfica e sazonal de cada fonte. Em regiões mais sujeitas a atividades antropogênicas, ocorrem grandes emissões de queimada na estação seca. Além disso, estas regiões também têm maiores áreas de solo exposto, o que diminui a participação das emissões naturais da floresta e aumenta a de poeira de solo. O contrário ocorre em regiões remotas, com pouco ou nenhuma influência antropogênica.

A AERONET (AEROSOL ROBOTIC NETWORK) realizou a sua primeira grande escala de implantações de fotômetros CIMEL fora do continente dos Estados Unidos no início do ano de 1993 com uma campanha baseada em oito localidades de monitoramento na Amazônia (HOLBEN et al., 1998). Estas, e posteriores implantações no Brasil se seguiram em 1994 e 1995, foram em grande parte campanhas sazonais centradas na caracterização de elevadas concentrações de aerossóis associadas com incêndios florestais durante a estação seca (HOLBEN et al., 1996; ECK et al., 1998). A partir dessas origens, o projeto foi expandido para incluir centenas de localidades ao redor do mundo, e após um período de ausência no Brasil foi retomada a partir do ano 1999 em localidades múltiplas em conjugação com uma componente do projeto em Larga Escala da Biosfera Atmosfera (LBA).

A coleta das medidas experimentais analisadas neste trabalho foi realizada com o auxílio de fotômetros espectrais solares-celestes, os quais medem continuamente a profundidade óptica das partículas de aerossóis (AOD), que

expressa a quantidade total de partículas da coluna atmosférica integrada e a quantidade de vapor de água precipitável presente na coluna, em centímetros.

A Figura 18 apresenta uma série temporal da profundidade óptica de aerossóis medidos em quatro sítios na Amazônia os quais estão sujeitos a intensas atividades antropogênicas (Rio Branco – AC, Ji-Paraná – RO, Alta Floresta e Cuiabá – MT) para o comprimento de onda de 440 nanômetros, mostrando valores extremamente elevados de profundidade óptica de aerossóis.

Durante a estação em que ocorrem as queimadas os valores da AOD_{440nm} na região de cerrado (Cuiabá), estiveram acima de 2,5, e que mesmo os valores mais elevados (até 6,0) foram observados, também em região de floresta (Alta Floresta, Rio Branco e Ji-Paraná). Em ambas as regiões os valores da AOD na estação seca foram muito maiores do que os valores obtidos para o primeiro semestre do ano com consistentes condições de background (AOD = 0,1).

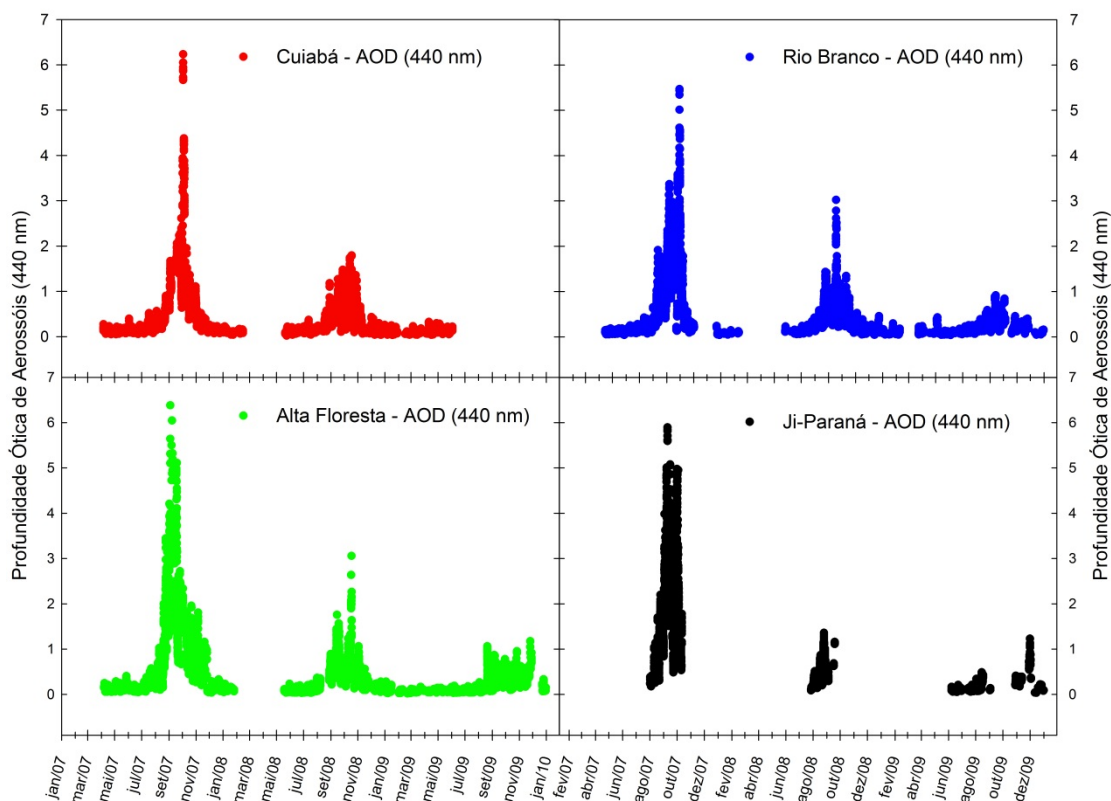


FIGURA 18 - Série temporal da profundidade óptica de aerossóis medidos em quatro sítios na Amazônia (Cuiabá, Rio Branco, Alta floresta e Ji-Paraná) durante o período de 2007 a 2009, para o comprimento de onda de 440 nanômetros, obtida com o fotômetro solares-celestes da rede Aeronet.

Os valores de profundidade óptica medidos no Brasil estão entre os mais elevados de toda a rede de fotômetros da AERONET, operada pela NASA (HOLBEN et al., 1998; PROCÓPIO et al., 2003; 2004). A Figura 19 mostra a série temporal da $\tau_{440\text{nm}}$ para Belterra – PA localizada em região da Amazônia central com pouca ou nenhuma atividade antropogênica, evidenciando valores máximos da AOD inferiores a 2 durante a estação seca em que ocorrem as queimadas.

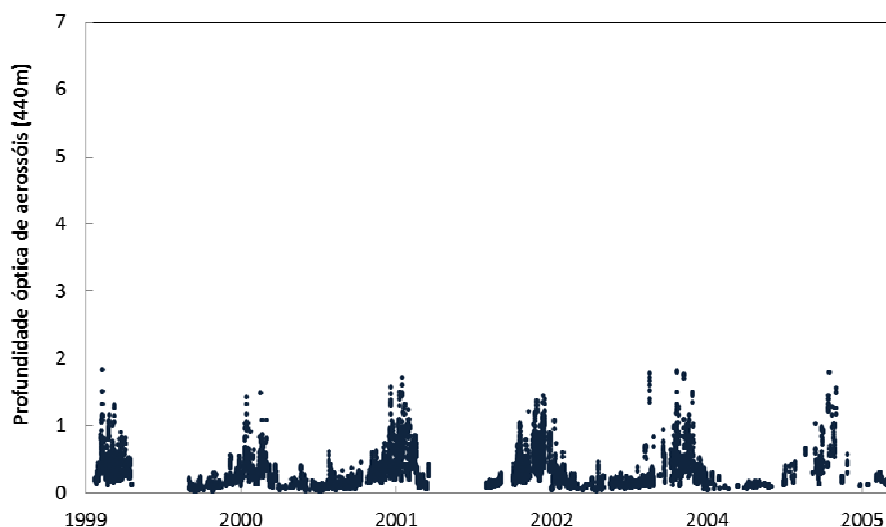


FIGURA 19 - Série temporal da profundidade óptica de aerossóis medidos em Belterra na Amazônia durante o período de 1999 a 2005, para o comprimento de onda de 440 nanômetros, obtida com o fotômetro solar da rede AERONET.

4.2 SAZONALIDADE DA PROFUNDIDADE ÓPTICA DE AEROSSÓIS E DA COLUNA DE VAPOR DE ÁGUA PRECIPITÁVEL

4.2.1 Comparação Regional de Aerossóis

O conhecimento da variabilidade espacial e temporal da profundidade óptica de aerossóis é importante para se alcançar uma melhor compreensão da produção e transporte de aerossóis oriundos da queima de biomassa em uma região. A partir de observações diretas do sol é possível determinar a profundidade óptica das partículas de aerossóis (AOD) e a quantidade de vapor de água precipitável presente na coluna, em centímetros.

A Figura 20 mostra médias semanais da AOD para os conjuntos de dados das observações de quatro sítios que evidenciam as regiões de floresta (Alta Floresta, Rio

Branco e Belterra) e do cerrado (Cuiabá). Estes valores semanais são uma média de todas as médias diárias de determinada semana.

Comparando-se os resultados obtidos neste trabalho nas quatro localidades estudadas, é possível observar na Figura 20 que em média, todos os sítios exibem um ciclo sazonal bastante semelhante nas condições atmosféricas, com uma concentração relativamente baixa de aerossóis durante a estação chuvosa (janeiro a junho) no hemisfério sul. À medida que o ano avança, acentua-se a estação seca (agosto a outubro) que se manifesta com um aumento elevado na profundidade óptica do aerossol quando predominam as atividades da queima de biomassa.

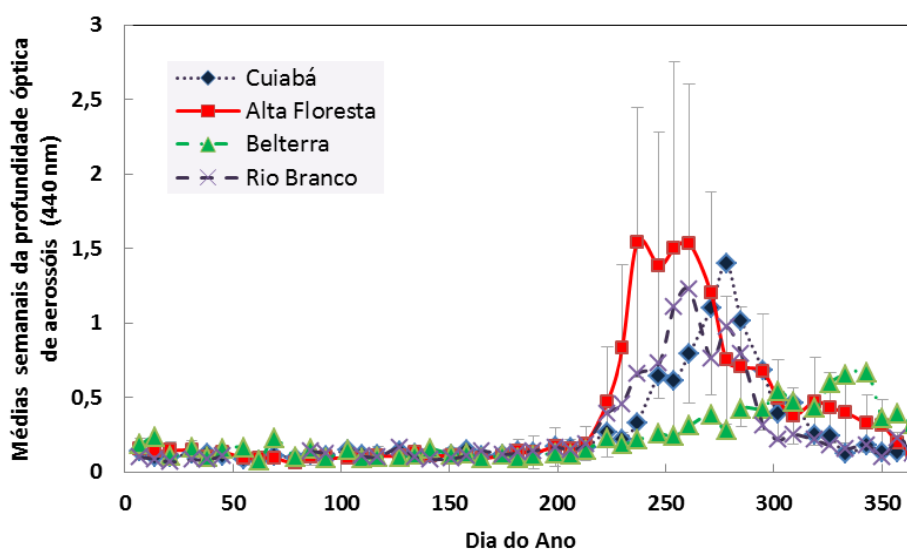


FIGURA 20 – Médias semanais da profundidade óptica de aerossóis (440 nm) para quatro sítios da Amazônia (Cuiabá, Alta Floresta, e Rio Branco de 2007 a 2009 e Belterra nos anos de 2000 a 2005).

A região de Belterra, ao norte da Amazônia os níveis da AOD são significativamente menores e apresentam picos no final do ano (outubro-novembro) relativamente àqueles observados nas regiões de Alta Floresta e Cuiabá (agosto a setembro), devido ao pico da estação seca ser mais tarde. Os maiores valores da AOD obtidos para Alta Floresta e são similares aos obtidos para Cuiabá. Esse resultado pode ser consequência do fato de, em ambas as localidades, durante o período analisado, haver o predomínio da influência de partículas de aerossol

provenientes da queima de vegetação tanto de floresta para Alta Floresta quanto de vegetação de cerrado e contribuição de partículas de ressuspensão do solo para Cuiabá.

A magnitude da variação sazonal do vapor de água precipitável ou coluna de vapor de água é mais acentuada na região de Alta Floresta, sul da Amazônia, onde a intensidade e extensão da queima de biomassa são significativamente maiores.

Na tabela 5 observa-se que os valores da média mensal da AOD (440 nm) são muitosemelhantes em ambas as regiões (floresta e cerrado) para os primeiros seis meses do ano com condições consistentes de baixas concentrações de aerossóis (aproximadamente de 0,10 a 0,12). O início das queimadas provoca um aumento drástico na AOD, particularmente na região de Alta Floresta, com a AOD média de setembro (1,25) que é aproximadamente 25% maior do que a média comparável na região de cerrado em Cuiabá no mês de outubro (1,06), como mostra a tabela 5.

As médias mensais da coluna de vapor de água para três sítios (Cuiabá, Alta Floresta e Rio Branco) são apresentados na Figura 21 e são consistentes com o que se poderia esperar da sazonalidade observada da AOD, uma vez que as chuvas são um tanto associadas ao ciclo sazonal de vapor de água.

Na figura 21 observa-se que tanto a região do cerrado (Cuiabá) quanto a região de floresta primária (Alta Floresta) apresentam os menores valores de coluna de vapor de água e maiores variabilidades sazonais com intervalos anuais de aproximadamente 2,53 cm e 1,65 cm e desvio-padrão de 0,06 - 0,91 e 0,10 - 0,66 cm respectivamente. As duas regiões predominantemente de floresta têm quantidades comparáveis de vapor de água durante a estação chuvosa, enquanto que a região de floresta de Rio Branco apresenta menor variabilidade nos valores de coluna de vapor de água, com pequena diminuição ao longo do ano (aproximadamente de 1,29 cm), com desvios-padrão que são mais consistentes de mês a mês (0,01 - 0,48 cm).

TABELA 5 - Médias mensais e desvio padrão da profundidade óptica do aerossol (440 nm) (τ_{a440}) para as regiões de floresta (Alta Floresta e Rio Branco) e de cerrado (Cuiabá) (2007 a 2009).

	τ_{a440} Rio Branco	τ_{a440} Alta Floresta	τ_{a440} Cuiabá
Jan	0,10±0,02	-	0,11±0,01
Fev	-	-	0,09±0,03
Mar	-	-	-
Abr	-	0,09±0,02	0,13±0,02
Mai	0,12±0,03	0,10±0,03	0,12±0,01
Jun	0,11±0,02	0,08±0,02	0,14±0,03
Jul	0,16±0,02	0,12±0,06	0,15±0,05
Ago	0,47±0,24	0,50±0,33	0,31±0,07
Set	1,01±0,81	1,28±1,36	1,01±0,60
Out	0,46±0,22	0,65±0,29	1,06±0,64
Nov	0,20±0,03	0,45±0,15	0,25±0,06
Dez	0,12±0,04	0,15±0,01	0,14±0,01

Estes dados foram rastreados para as nuvens, seguindo a metodologia de SMIRNOV et al., (2000a). Os valores de coluna de vapor de água para a região do cerrado (Cuiabá) são notadamente mais baixos do que a região de floresta (Alta Floresta e Rio Branco) e permanecem assim durante a estação seca.

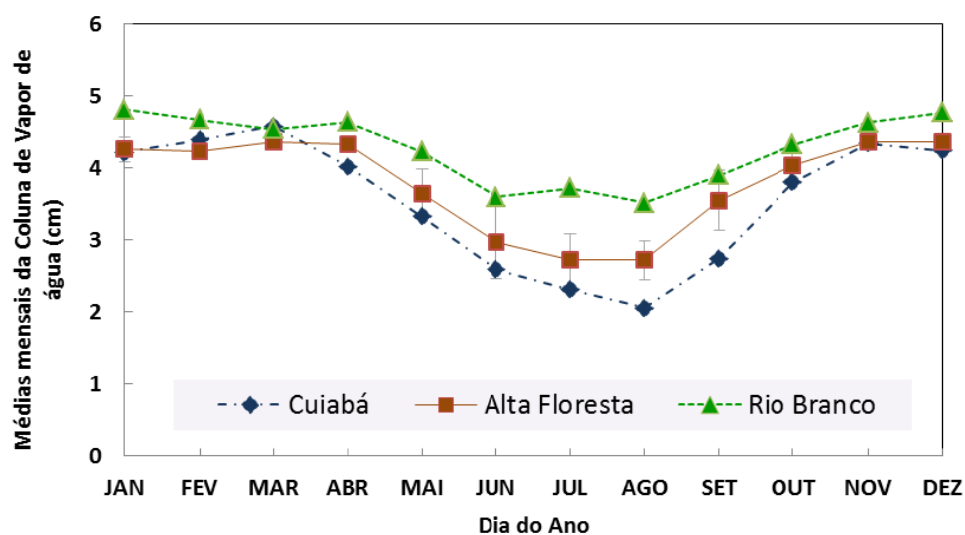


FIGURA 21 – Médias mensais da coluna de vapor de água para três sítios da Amazônia (Cuiabá, Alta Floresta e Rio Branco) (2007 a 2009).

Segundo SCHMID et al., (2001) as medidas da coluna de vapor de água dos fotômetros solares-celestes CIMEL foram comparadas com várias fontes diferentes

para avaliar a precisão, incluindo radiossondas (HALTHORE et al., 1997) e vários outros radiômetros, como o fotômetro solar *Airborne Ames Tracking* (AATS-6), *Multifilter Rotating Shadowband Radiometer*, e um radiômetro de microondas de medidas de Radiação Atmosférica em sítios de Grandes Planícies. HALTHORE et al., (1997) relataram uma concordância de $\pm 10\%$ entre medidas do CIMEL e de radiossonda, enquanto SCHMID et al., (2001) encontraram diferenças em RMS nas medições da coluna de vapor de água do AATS-6 e do CIMEL de 0,08 centímetros (3,2%) quando utilizado o mesmo perfil de vapor de água espectral. Recentemente, após o refino do algoritmo CIMEL usando exatamente as funções de filtragem para cada instrumento de registro de medições de vapor de água precipitável CIMEL foi observada uma boa concordância (diferença RMS é de 0,15 cm (7,0%)) com medidas da coluna de vapor de água derivadas de receptores GPS durante uma comparação de vários anos no Goddard Space Flight Center (GSFC) (SMIRNOV et al., 2004).

A precipitação mínima na estação seca também se reflete na umidade relativa do ar e produz as condições ambientais favoráveis para o início das queimadas. A estação seca é destacada por ser mais acentuada para região de cerrado (Cuiabá, dados de 2007 (Figura 22)) do que para a região de floresta (dados de Belterra a partir de 1999 (Figura 23)), embora a associação consistente de chuva e AOD sejam evidentes.

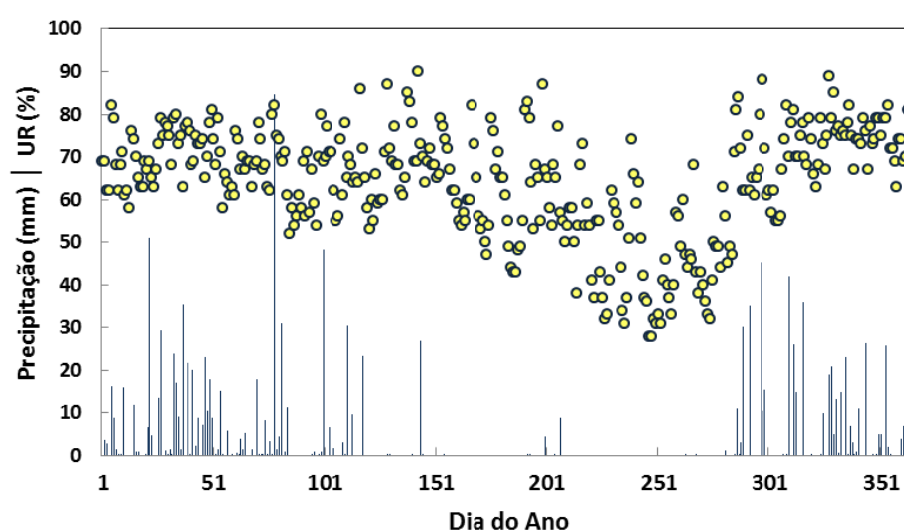


FIGURA 22 - Precipitação diária e umidade relativa mínima diária para uma região de cerrado (Cuiabá, dados de 2007).

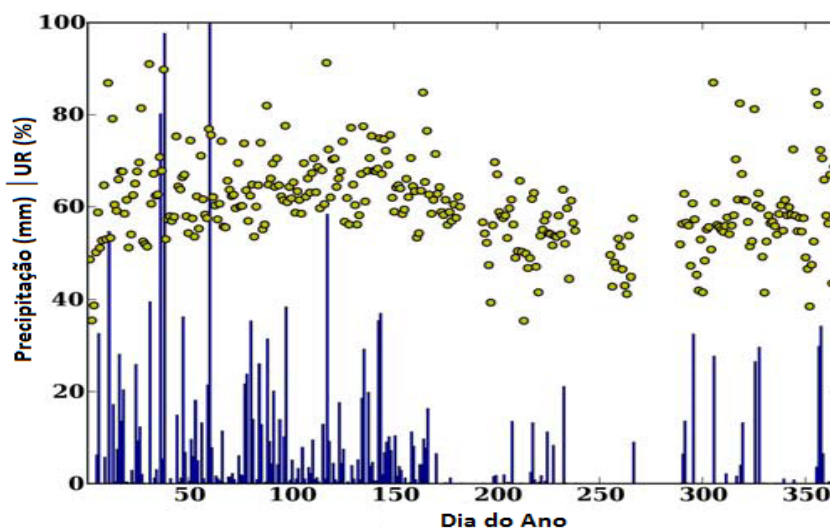


FIGURA 23 - Precipitação diária e umidade relativa mínima diária para uma região de floresta (Belterra, dados de 1999).

FONTE:(Adaptado de SCHAFER et al., 2008).

As Figuras 24, 25 e 26 mostram a variabilidade da média diária da AOD típica de floresta (Alta Floresta e Belterra) e de cerrado (Cuiabá) e ilustram o efeito da variação de ano para ano dos fatores que influenciam na emissão de aerossóis gerada pela queima de biomassa. A variabilidade é maior, obviamente, durante a estação de queimada em cada local respectivo com a região de Alta Floresta exibindo maior variação relativa (valor médio de $AOD_{padrão(dia)} / AOD_{média(dia)}$ para a estação de queimada é 0,55) do que a região de Belterra (0,43). Os valores médios correspondentes para as localidades de Alta Floresta e de Belterra, durante o resto do ano (sem queima da biomassa) são 0,42 e 0,31, respectivamente. A queima de biomassa na região de Belterra começa mais gradualmente do que na região de Alta Floresta por causa da estação seca que é menos severa nessa região.

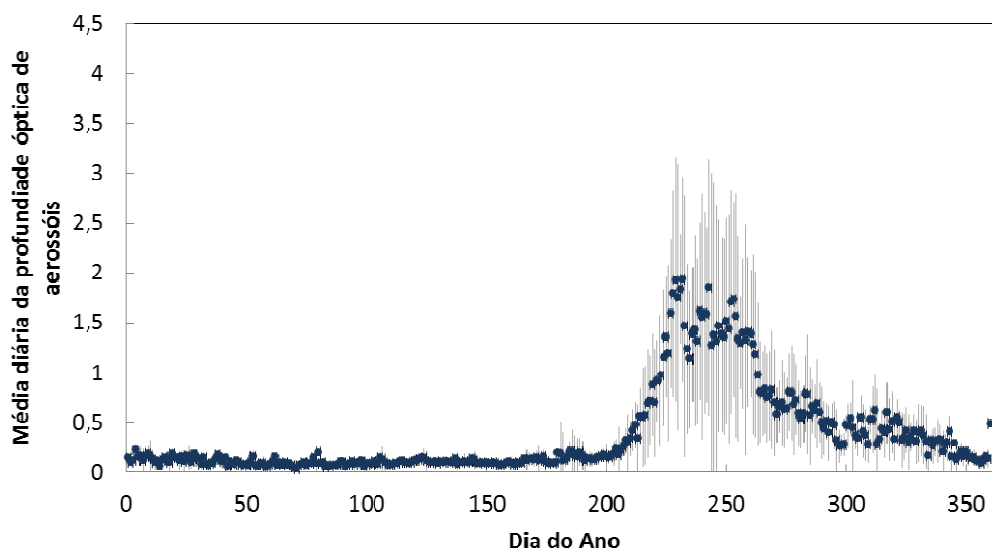


FIGURA 24 – Série temporal e variabilidade da média diária da AOD (440 nm) para Alta Floresta (2007 a 2009).

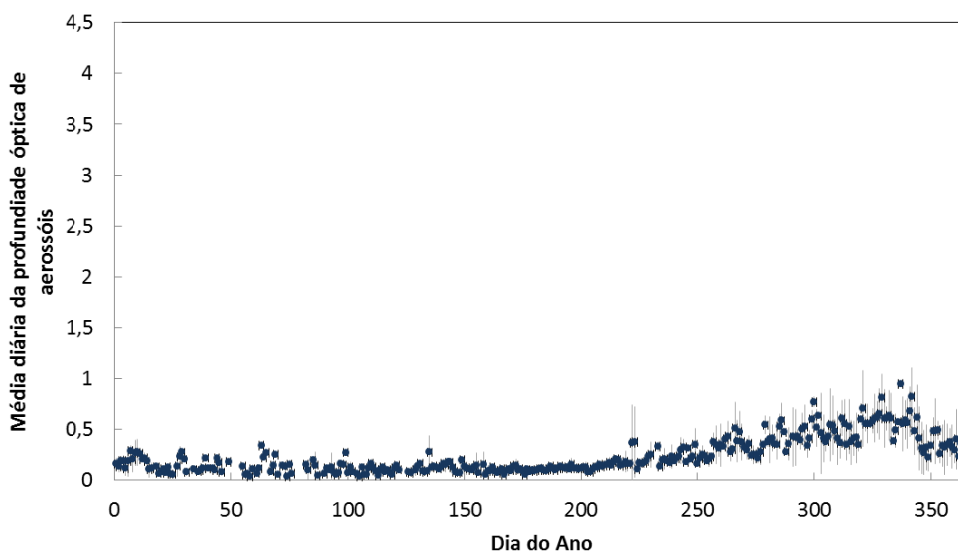


FIGURA 25- Série temporal e variabilidade da média diária da AOD (440 nm) para Belterra (2000 a 2005).

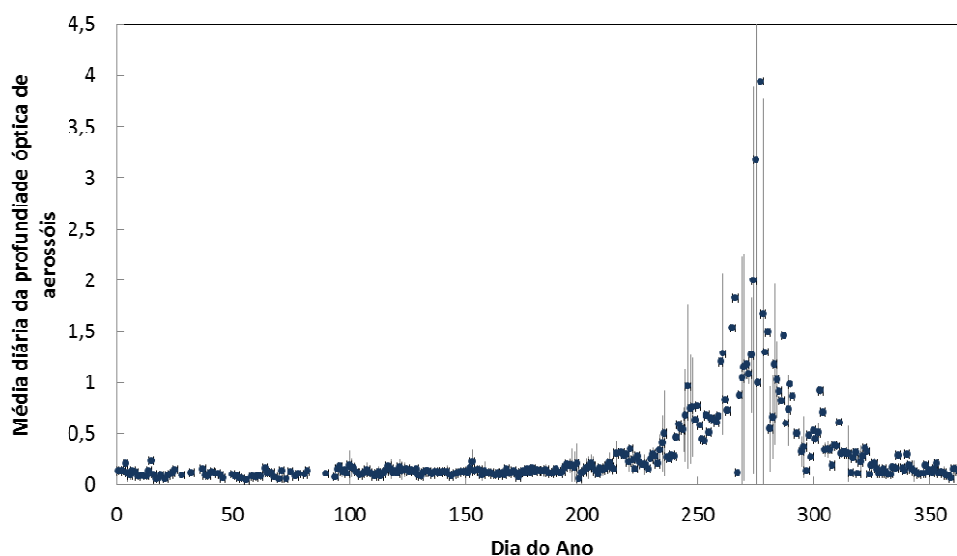


FIGURA 26 - Série temporal e variabilidade da média diária da AOD (440 nm) para Cuiabá (2007 a 2009).

A concentração de aerossóis em um determinado dia durante uma estação particular é resultado de algumas contingências, como a severidade da estação seca, data do início das queimadas, as políticas de gestão, locais de incêndios e queimadas, a meteorologia regional, tendências de transporte, bem como outros fatores que são difíceis ou impossíveis de se prever (SCHAFER et al., 2008).

4.2.2 Histogramas da Profundidade Óptica de Aerossóis

Histogramas da frequência relativa da τ_{a440} durante a estação em que ocorrem as queimadas em três localidades de floresta (agosto a outubro para Alta Floresta e Rio Branco (Figuras 27 e 28) e outubro a dezembro para Belterra (Figura 29) mostraram maior variabilidade para as localidades de Alta Floresta e Rio Branco). As médias da τ_{a440} durante a estação das queimadas, para estas duas localidades, variaram nestes três anos de medidas de um fator de 3,7 (1,1 a 0,3). Em contrapartida, os histogramas da região de Belterra são bastante uniformes, com relativamente pouca diferença nas médias da AOD e as distribuições de frequência semelhante para todos os três anos de registro. Isso pode em parte ser devido à menor variação na intensidade da seca e menor atividade de queimadas na região.

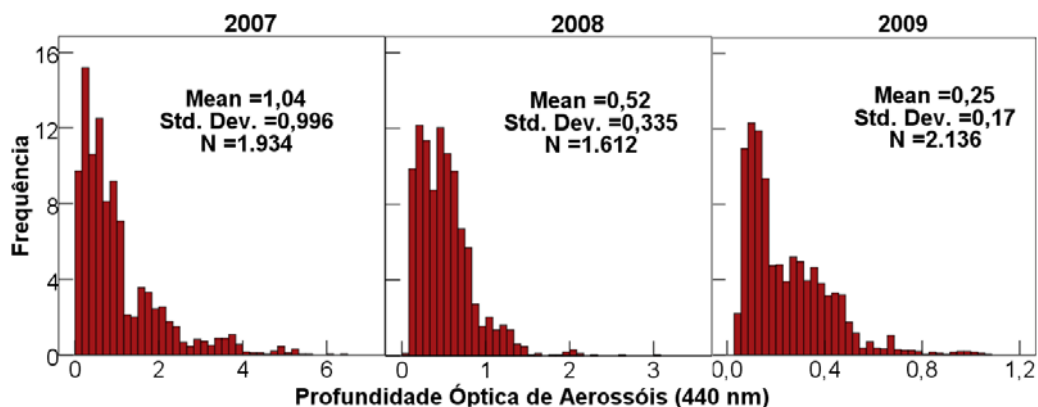


FIGURA 27 - Histogramas de frequência relativa da profundidade óptica de aerossóis (440 nm) durante a estação em que ocorrem as queimadas nos anos de 2007 a 2009 em Alta Floresta.

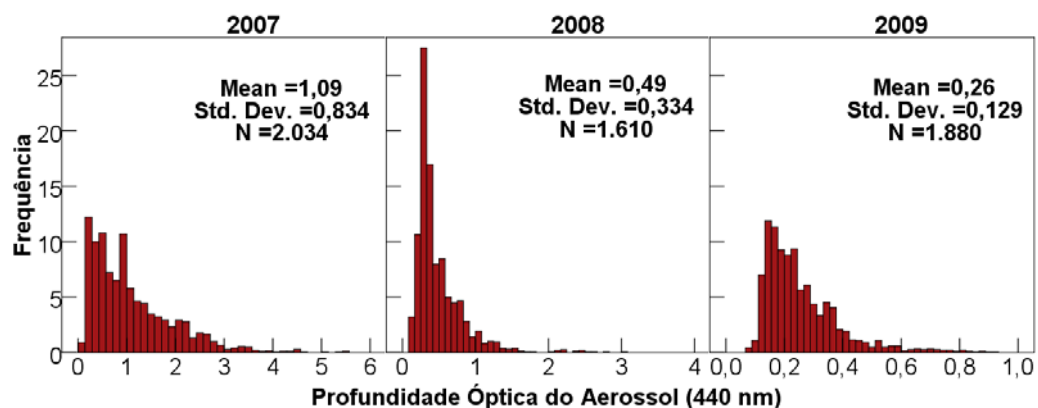


FIGURA 28 - Histogramas de frequência relativa da profundidade óptica de aerossóis (440 nm) durante a estação em que ocorrem as queimadas nos anos de 2007 a 2009 em Rio Branco.

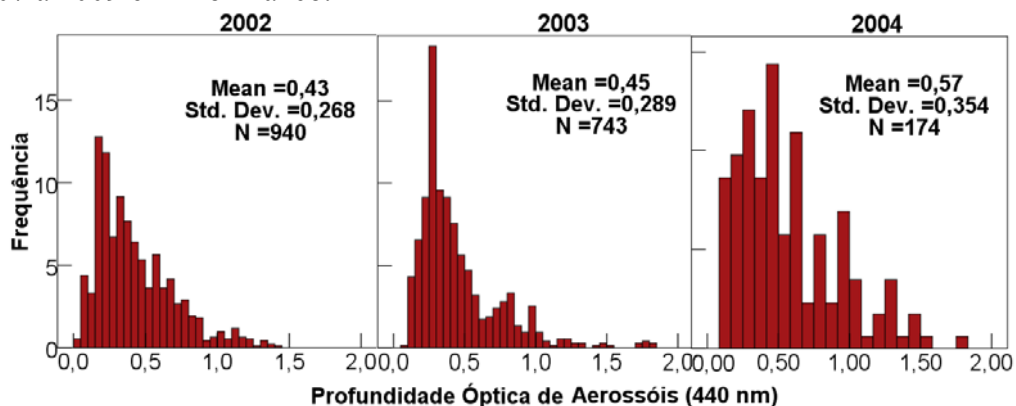


FIGURA 29 - Histogramas de frequência relativa da profundidade óptica de aerossóis (440 nm) durante a estação em que ocorrem as queimadas de 2002 a 2004 em Belterra.

A frequência relativa ilustrada na figura 30 da τ_{a440} para região de cerrado (agosto a outubro para Cuiabá) apresenta variabilidade semelhante às de região de

floresta (Alta Floresta e Rio Branco), que tem impacto das queimadas. Em Cuiabá, o registro de dados para 2009 não foi completo durante os meses da estação em que ocorrem as queimadas e, portanto, não foi incluída.

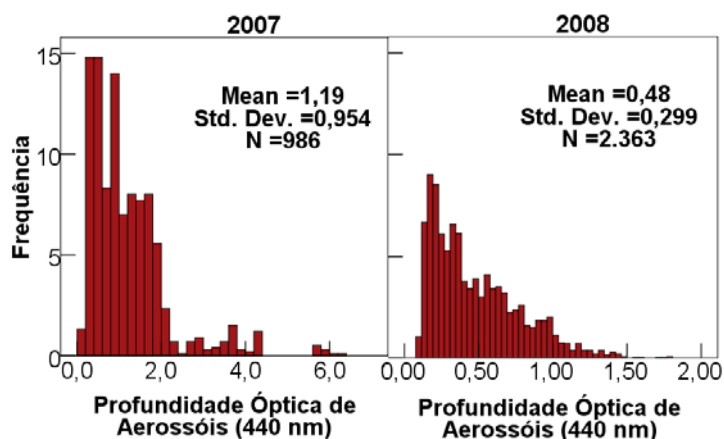


FIGURA 30 - Histogramas de frequência relativa da profundidade óptica de aerossóis (440 nm) durante a estação em que ocorrem as queimadas de 2 anos em Cuiabá.

4.2.3 O Coeficiente de Ångström e dependência do comprimento de onda

A grande importância do coeficiente de Ångström, considerado um parâmetro intensivo do aerossol tanto quanto outros parâmetros ópticos, é que ele representa uma propriedade intrínseca das partículas de aerossol permitindo que a mesma possa ser comparada diretamente com resultados de outros tipos de aerossol, independentemente da concentração de massa dos mesmos (MARTINS, 1999).

As figuras 31, 32 e 33 ilustram o coeficiente de Ångström⁹ (α) (baseadas em dois comprimentos de onda, ou seja, 440 e 870nm) em função da AOD em 440 nm. Estas Figuras sugerem que existe uma dependência entre o valor do α e o da AOD nas regiões para os dados analisados.

A característica destacada da parcela para regiões de floresta das localidades de Alta Floresta e Rio Branco é o pico do α durante uma semana em meados de agosto

⁹O coeficiente de Ångström representa a dependência espectral da interação da radiação solar com as partículas de aerossol. Variações no coeficiente de Ångström indicam variações no tamanho das partículas, isto é, valores menores indicam que as partículas têm tamanho maior e vice-versa.

(aproximadamente aos 235 dias). O coeficiente de Ångström é altamente sensível à distribuição de tamanho com valores maiores encontrados quando o aerossol da moda fina tem uma grande contribuição em relação à suspensão total. Este pico aparece perto do início da estação em que ocorrem as queimadas quando há uma combinação de mínima presença de nuvens, baixa umidade relativa do ar e elevação da temperatura. Durante esta estação pode-se considerar um predomínio de aerossóis de fumaça, com talvez mais fumaça recém-emitida e menos participação da fumaça envelhecida (com mais tempo de residência na atmosfera) como seria de esperar posteriormente na estação em que ocorrem as queimadas. Enquanto que para a região de cerrado (Cuiabá) o pico do α se destaca em meados do mês de setembro (aproximadamente aos 285 dias). O coeficiente de Ångström pode variar de acordo com um fator de quase 2 para os casos de fumaça envelhecida versus fumaça recém-emitida, e também por causa do tipo de combustível e do estágio de combustão (ECK et al., 2003).

O padrão é semelhante para a região de cerrado (Cuiabá, Figura 33), embora esta região seja tipicamente mais seca e ensolarada e também pode ter mais consistência no tipo de combustível queimado e na relação das fases de combustão (*smoldering* / *flaming*) (fase *flaming* – “com chama” – ou *smoldering* – “sem chama”). O coeficiente de Ångström permanece elevado mais do que em Alta Floresta, comumente média maior que 1,6 para o mês de setembro. Adicionalmente são apresentadas médias mensais do coeficiente de Ångström na tabela 6.

Durante a estação chuvosa (primeiros meses do ano) os dados são mais escassos por causa da cobertura consistente de nuvens e das chuvas que limitam as medições de aerossóis e podem causar falhas no instrumento durante este intervalo. Contudo, os dados registrados exibem em média valores elevados do coeficiente de Ångström, alcançando valores maiores do que 1,0 para ambas as regiões de floresta em Alta Floresta (1,14) e de cerrado em Cuiabá (1,27) como mostra a tabela 6, apontando para a presença marcante de aerossóis da moda fina.

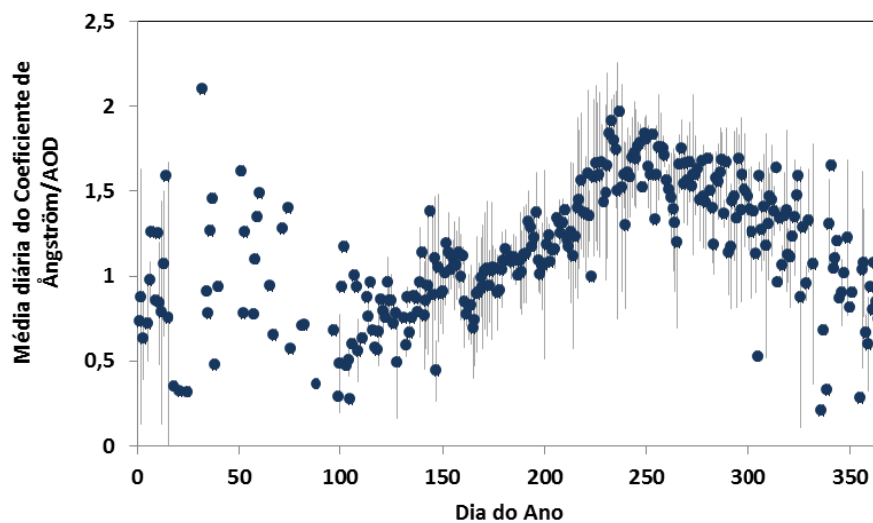


FIGURA 31 - Série temporal e desvio-padrão da média diária do coeficiente de Ångström (440 e 870 nm) para Alta Floresta (2007 a 2009).

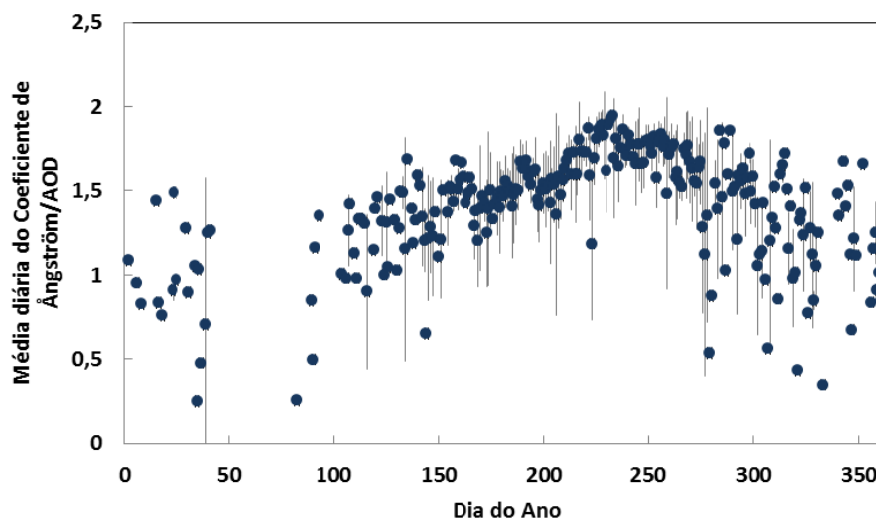


FIGURA 32 - Série temporal e desvio-padrão da média diária do coeficiente de Ångström (440 e 870 nm) para Rio Branco (2007 a 2009).

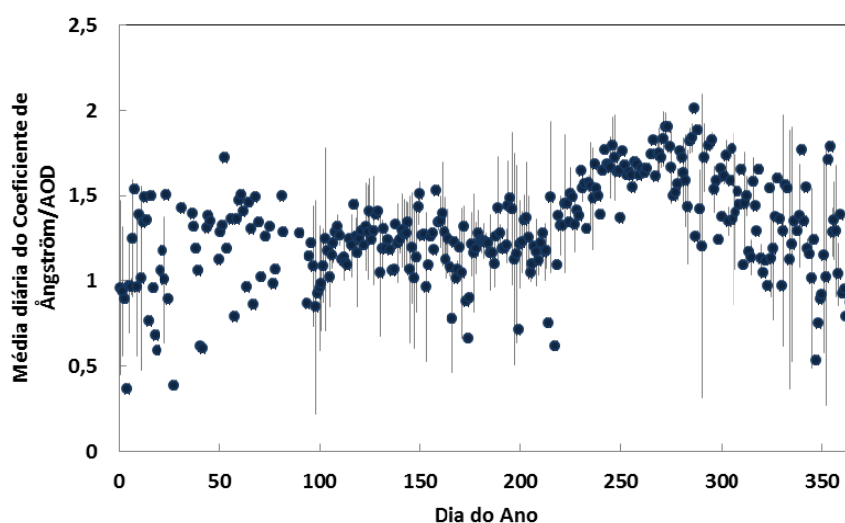


FIGURA 33 - Série temporal e desvio-padrão da média diária do coeficiente de Ångström (440 e 870nm) para Cuiabá (2007 a 2009).

TABELA 6 - Médias mensais e desvio padrão do coeficiente de Ångström(α) para as regiões de floresta (Alta Floresta e Rio Branco) e de cerrado (Cuiabá) (2007 a 2009).

	α	α	α
	Rio Branco	Alta Floresta	Cuiabá
Jan	0,99±0,16	0,84±0,47	0,96±0,32
Fev	0,93±0,49	-	1,21±0,09
Mar	-	-	-
Abr	1,19±0,03	0,67±0,09	1,14±0,05
Mai	1,34±0,12	0,92±0,27	1,29±0,15
Jun	1,43±0,13	0,99±0,09	0,96±0,41
Jul	1,55±0,02	1,18±0,04	1,23±0,10
Ago	1,73±0,07	1,58±0,22	1,41±0,13
Set	1,69±0,09	1,63±0,12	1,73±0,08
Out	1,43±0,10	1,46±0,10	1,60±0,05
Nov	1,26±0,21	1,27±0,08	1,32±0,21
Dez	1,18±0,07	0,87±0,18	1,15±0,37

Histogramas de frequência dos coeficientes de Ångström foram construídos com medidas para cada localidade (Alta Floresta, Rio Branco e Cuiabá) para os anos de 2007 a 2009 e são mostrados nas Figuras 34, 35 e 36. Os valores médios de α em Alta Floresta e em Rio Branco apresentaram valores similares e variaram entre 1,39 e 1,74 na maioria dos casos observados. Em Cuiabá, o Coeficiente de Ångström teve um valor médio de 1,61 no ano de 2007 e 1,62 no ano de 2008. Em Cuiabá, o registro

de dados para 2009 não foi tão completa durante os meses da estação em que ocorrem as queimadas e não foi incluída na análise. De acordo com REID et al., (1999), essa diferença pode estar associada, em parte, ao tipo de combustível queimado, ao tipo de combustão (se acontece na fase *flaming* ou *smoldering*) ou ainda aos processos de envelhecimento das partículas à medida que são transportadas. Outra hipótese é a contribuição mais significativa de poeira do solo. Como a vegetação é menos densa nessa região (vegetação de cerrado e gramínea) durante a queimada, a turbulência gerada pode causar ressuspensão de poeira do solo. Os histogramas de frequência de ocorrência de α (Figura 37) para Belterra mostram uma distribuição com menor concentração entre 1,19 e 1,35. Esses valores apontam para menor concentração de aerossóis da moda fina que são predominantes na queima de biomassa, uma vez que nessa região há pouca ou nenhuma atividade antropogênica.

A variabilidade natural do coeficiente de Ångström, oscilando entre 0,2 e 0,3, foi muito similar em todas as localidades. Essas flutuações refletem as variações nas distribuições de tamanho das partículas de aerossóis. E nesse sentido, as partículas detectadas pelos fotômetros apresentaram pouca variação quanto ao seu raio médio. Pelos motivos já expostos anteriormente (SMIRNOV et al., 2000), foi dada especial atenção à moda correspondente aos valores mais baixos, geralmente centrada em valores próximos de zero, possivelmente relacionada à contaminação das medidas pela presença de nuvens.

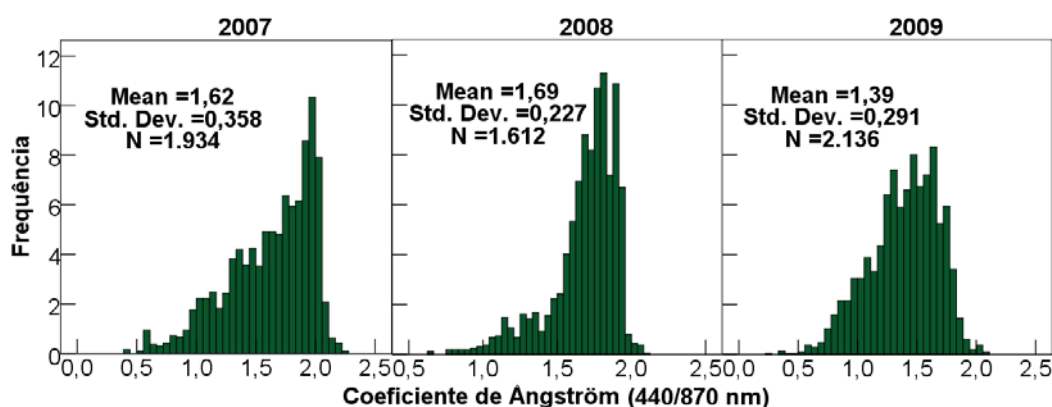


FIGURA 34 - Histogramas de frequência relativa do coeficiente de Ångström (440/870nm) para Alta Floresta (2007 a 2009).

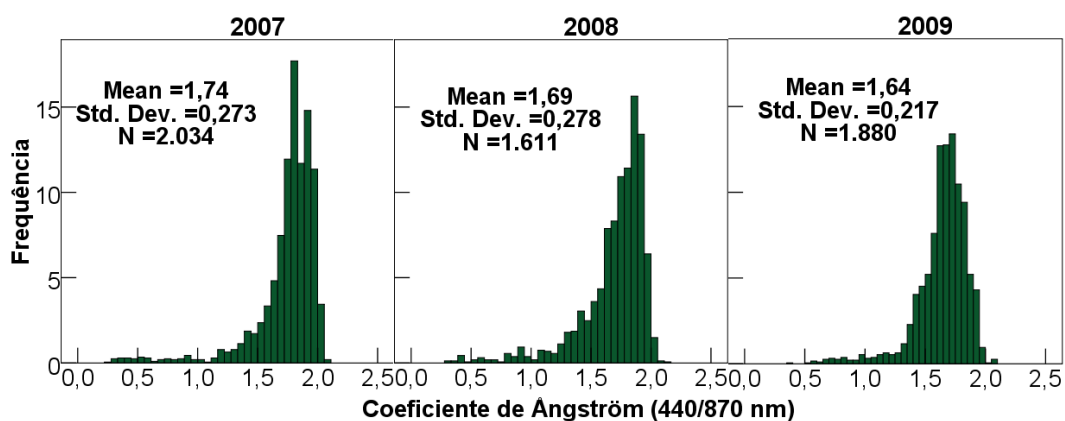


FIGURA 35 - Histogramas de frequência relativa do coeficiente de Ångström (440/870nm) para Rio Branco (2007 a 2009).

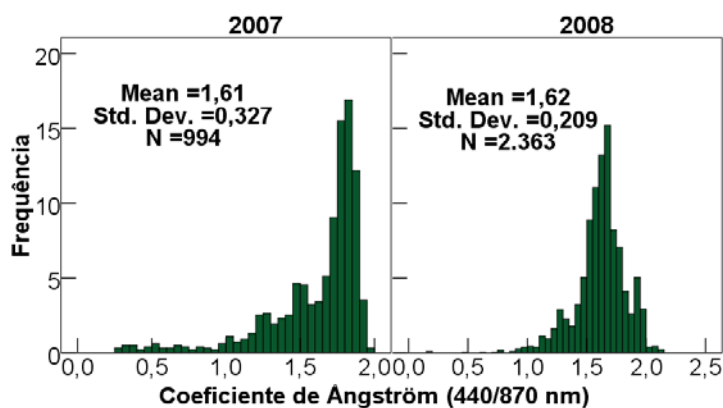


FIGURA 36 - Histogramas de frequência relativa do coeficiente de Ångström (440/870nm) para Cuiabá (2007 e 2008).

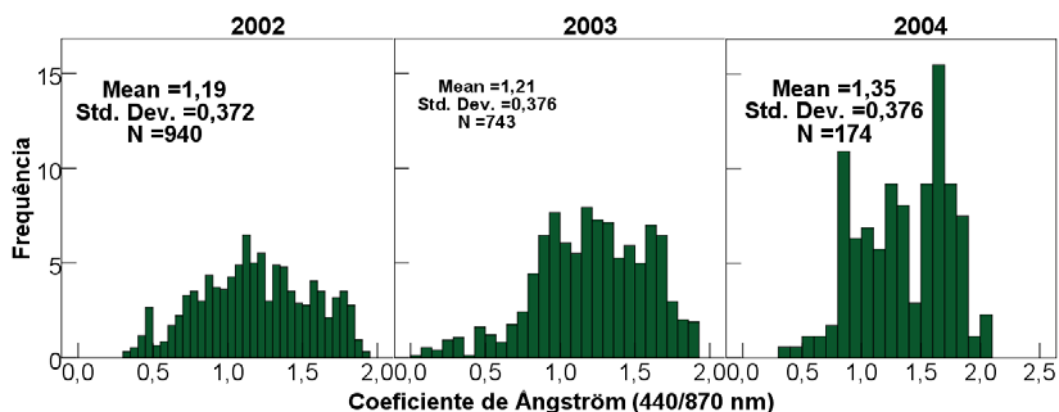


FIGURA 37 - Histogramas de frequência relativa do coeficiente de Ångström (440/870nm) para Belterra (2002a 2004).

4.3 PROPRIEDADES FÍSICAS E RADIATIVAS DE AEROSSÓIS

4.3.1 Distribuição de Tamanho de Aerossóis

Além da variação de amplitude espectral da τ_a , duas outras propriedades físico-radiativa de aerossóis, são de primordial importância na sua caracterização, a distribuição de tamanho de aerossóis e o albedo simples de espalhamento. Estes parâmetros são fundamentais para o cálculo preciso sobre os efeitos radiativos dos aerossóis no clima, uma vez que estes determinam como a radiação é retroespalhada para o espaço (refrigeração da superfície e da atmosfera) e quanto é absorvida pela camada de aerossóis (Aquecimento da coluna atmosférica).

As distribuições de tamanho de aerossóis de três localidades que foram agrupadas com dados da região de floresta (Alta Floresta e Rio Branco) e do cerrado (Cuiabá) são mostradas nas Figuras 38, 39 e 40 respectivamente para designarem intervalos, médias da AOD e dados das distribuições de tamanho dentro de cada tipo de aerossol. Estas distribuições de tamanho foram derivadas do algoritmo de DUBOVIK et al., (2000), que utilizaram medidas da profundidade óptica do aerossol espectral, e distribuições de radiância no almucântar celeste (para observações do ângulo zenital solar $> 54^\circ$) do fotômetro solar-celeste CIMEL. As técnicas de inversão numérica aplicadas às medidas de radiâncias celestes no almucântar do fotômetro solar-celeste CIMEL fornecem um meio para obter a coluna média das distribuições de tamanho de aerossóis em condições favoráveis (relativamente livre de nuvens e céu espacialmente homogêneo).

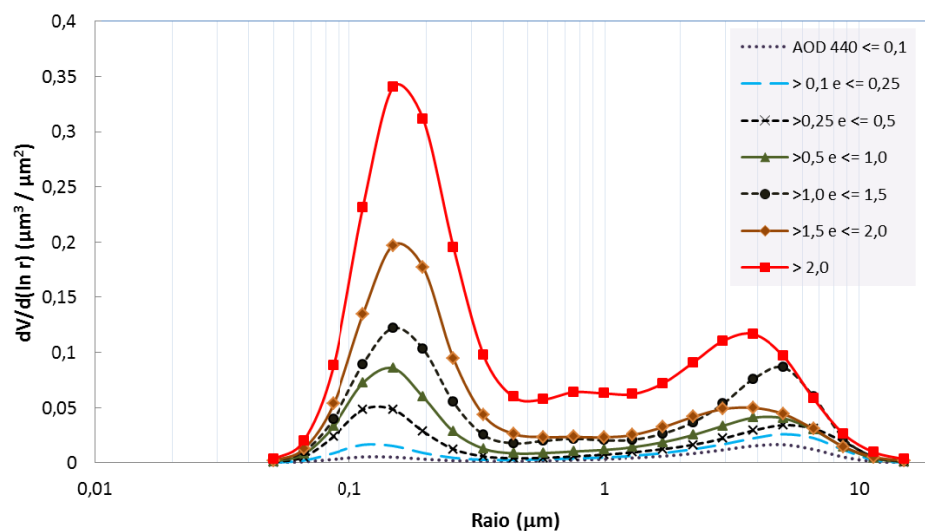


FIGURA 38 - Distribuições de tamanho de aerossóis obtidos para uma região de floresta (Alta Floresta), calculados para cada intervalo de profundidade óptica do aerossol 440 nm variando de $\leq 0,1$ para > 2 (2007 a 2009).

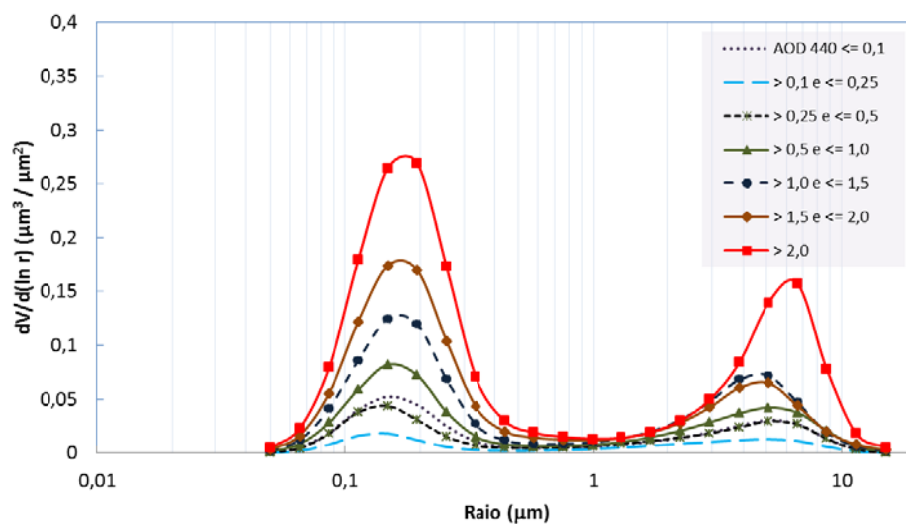


FIGURA 39 - Distribuições de tamanho de aerossóis obtidos para uma região de floresta (Rio Branco), calculados para cada intervalo da profundidade óptica do aerossol 440 nm variando de $\leq 0,1$ para > 2 (2007 a 2009).

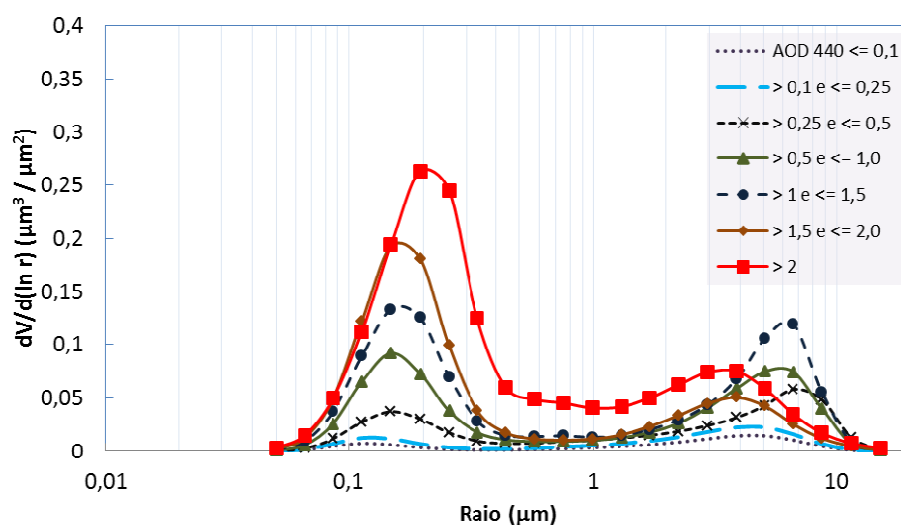


FIGURA 40- Distribuições de tamanho de aerossóis obtidos para uma região de cerrado (Cuiabá), calculados para cada intervalo de profundidade óptica do aerossol 440nm variando de $\leq 0,1$ para > 2 (2007 a 2009).

A emissão de aerossóis, que possuem um tempo de residência na atmosfera da ordem de uma semana (KAUFMAN, 1995), durante a estação seca, impõe uma espessa camada de fumaça sobre as regiões Norte e Centro Oeste do Brasil. Estudos anteriores do aerossol de fumaça observaram que cada região apresenta um aumento das partículas da moda fina (submicrométricas) e uma mudança geral no maior raio médio para a moda de acumulação com o aumento da profundidade óptica do aerossol. Isto tem sido atribuído ao fato de que em condições de grandes quantidades de fumaça, há maiores concentrações dos aerossóis que são mais favoráveis para os processos de coagulação associados com o "envelhecimento" da fumaça (REID et al., 1998a, 1999). As partículas de fumaça que permanecem na atmosfera por diversos dias após a emissão, têm uma tendência de aumentarem seu diâmetro (REID et al., 1998) de aproximadamente, duas vezes em relação ao que REID e HOBBS, (1998) encontraram para partículas de fumaça recém-emitidas. Na região de Cuiabá, os raios maiores encontrados na moda fina para a menor AOD_{440nm} da legenda ($AOD < 0,1$), podem ser, provavelmente devido à influência de emissões urbanas de aerossóis, mais representativa do que os aerossóis predominantemente da queima de biomassa.

As distribuições de tamanho de aerossóis são eficazes nas distribuições de tamanho da coluna integrada total da atmosfera que são consistentes com os efeitos radiativos da coluna integrada de aerossóis. Como mostramos Figuras 38, 39 e 40, as

partículas da modade acumulação (0,5 μm), que estão próximos da distribuição da log-normalidade dominados pela distribuição de tamanho, especialmente para elevados valores da profundidade óptica de aerossóis. Distribuições log-normal são frequentemente utilizadas para parametrizar a moda de acumulação das distribuições de tamanho volumétrica de aerossóis provenientes da queima de biomassa (REMER et al., 1998; REID et al., 1998a).

Nota-se que há uma tendência para o aumento de tamanho das partículas com o aumento da profundidade óptica de aerossóis (Figuras 38, 39 e 40), com o pico no raio da distribuição de acumulação do aerossol de fumaça, tanto para região de floresta (Alta Floresta e Rio Branco) como para região de cerrado (Cuiabá). Pode-se observar que as distribuições de tamanho das partículas variam em média de 0,12 μm na $\tau_{a440} > 1$ e $\leq 1,5$ para 0,30 μm em $\tau_{a440} > 2$ e 0,13 μm na $\tau_{a440} > 1$ e $\leq 1,5$ para 0,26 μm na $\tau_{a440} > 2$, respectivamente. Este aumento no tamanho das partículas pode estar relacionado ao envelhecimento do aerossol e as alterações na distribuição de tamanho como resultado da coagulação, condensação e conversão de gás-para-partícula (REID et al., 1998). REMER et al., (1998) analisaram os dados do almucântar CIMEL dos instrumentos da AERONET em névoas de fumaça na Amazônia e forneceram raios na moda de acumulação com valores em média 0,32 μm para regiões de cerrado e 0,145 μm para região de ecossistema da floresta tropical.

REID et al., (1998a) mediram as distribuições de tamanho na moda de acumulação de fumaça na Amazônia "in situ" usando aeronaves e encontraram medidas que variaram de 0,13 μm de raio para partículas de fumaça recém-emitidas para 0,18 μm de raio para as partículas de fumaça envelhecidas, parametrizadas por distribuições de tamanho (REMER et al., 1998). As partículas de fumaça produzidas pela queima de biomassa evoluem rapidamente em tamanho e composição após serem emitidas para a atmosfera. As propriedades intrínsecas da fumaça, que é envelhecida após diversos dias, são bastante diferentes das propriedades de plumas de fumaça recém-emitidas (REID et al., 1998).

4.3.2 Sazonalidade nas distribuições de tamanho

As Figuras 41, 42 e 43 apresentam uma média de subconjuntos de distribuição de tamanho para estações chuvosas e os respectivos picos para as estações secas em Belterra (outubro a dezembro), Rio Branco e Cuiabá (Agosto a Outubro). Para os meses de pico durante as queimadas (agosto a outubro), médias das distribuições de tamanho são mostradas para almucântares adquiridos da média da AOD, durante esses meses que podem ser considerados como "típicos" das distribuições de tamanho para a estação de queimada em cada região. Como seria de esperar, durante a estação em que ocorrem as queimadas a maioria da extinção atmosférica é devido aos aerossóis da moda fina, que são responsáveis por aproximadamente 84% da AOD total de Cuiabá e mais de 96% da AOD em Alta Floresta.

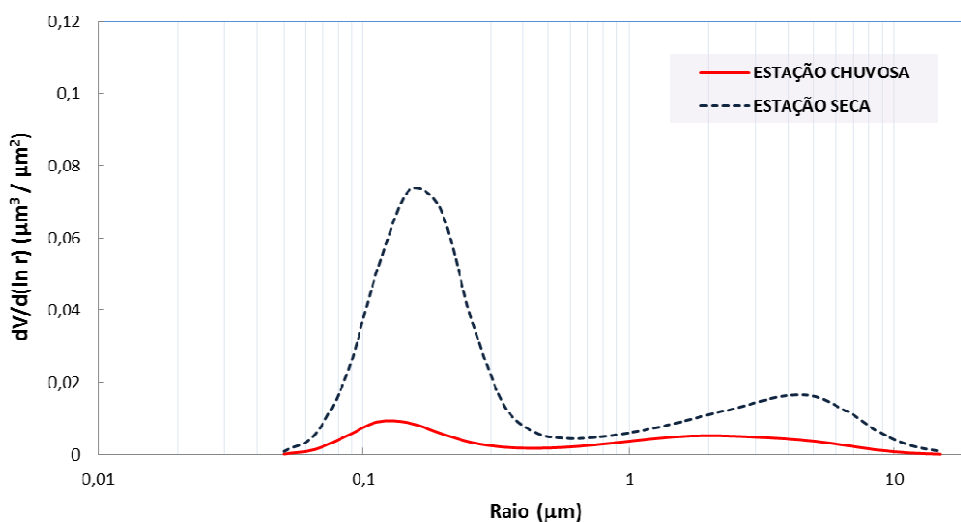


FIGURA 41 - Médias da distribuição de tamanho derivadas de observações durante a estação chuvosa (fevereiro a abril) e dos meses de estação em que ocorrem as queimadas (agosto a outubro) em Rio Branco (2007 a 2009).

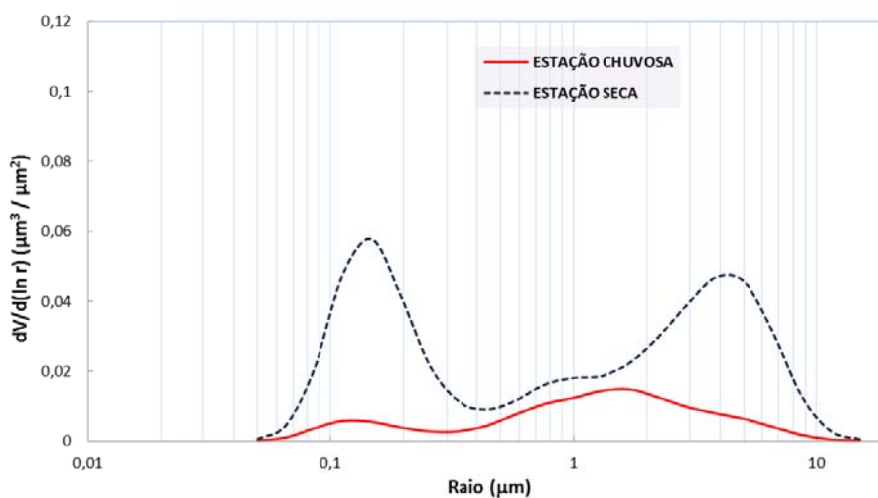


FIGURA 42 - Médias da distribuição de tamanho derivadas de observações durante a estação chuvosa (fevereiro a abril) e dos meses da estação em que ocorrem as queimadas (outubro a dezembro) em Belterra (199 a 2003).

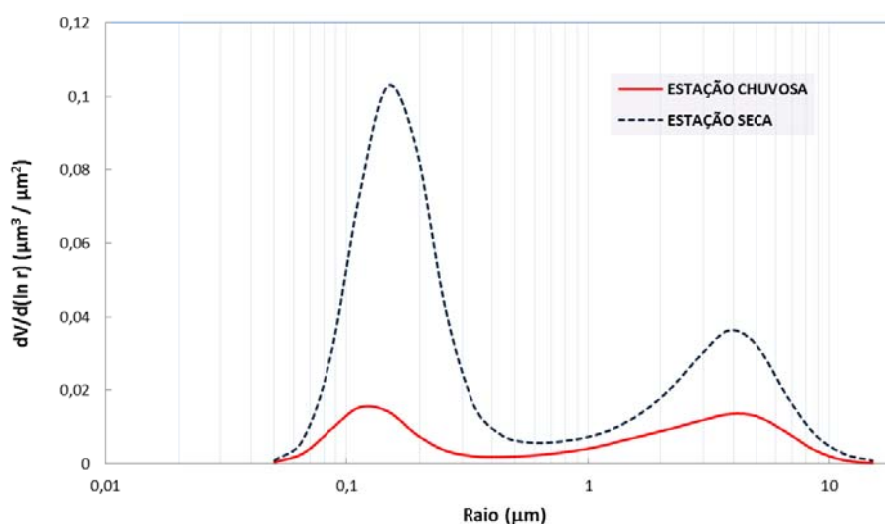


FIGURA 43 - Médias da distribuição de tamanho derivadas de observações durante a estação chuvosa (fevereiro a abril) e dos meses da estação em que ocorrem as queimadas (agosto a outubro) em Cuiabá (2007 a 2009).

Analisando-se qualitativamente o comportamento médio das distribuições de tamanho, observam-se nas Figuras 41, 42 e 43 que as medidas realizadas em Rio Branco corresponderam a episódios em que as concentrações de partículas de aerossol da moda fina apresentaram-se mais baixas, comparativamente com a região de Cuiabá. A proporção entre a moda fina e a moda grossa apresentou-se semelhante em Rio Branco e Cuiabá. A diferença observada está associada principalmente à

concentração total de partículas e não aos parâmetros intrínsecos das distribuições de tamanho. Para Belterra a importância da moda fina é mais acentuada do que nas localidades anteriores. O tipo de vegetação predominante em Cuiabá é o cerrado. Rio Branco e Belterra estão localizados em uma região de floresta tropical úmida. Durante a estação seca a região do Brasil Central é contaminada por partículas e gases provenientes da queima de biomassa. As partículas emitidas pelas queimadas são concentradas majoritariamente na moda fina.

As distribuições de tamanho durante a estação chuvosa foram obtidas a partir de observações durante os meses de fevereiro a abril e são compostas de distribuições de tamanho para todos os almucântares.

As concentrações de volume de aerossóis da moda fina estiveram em níveis mínimos durante este intervalo em ambos os locais, como seria esperado. O pico de concentração da moda grossa é relativamente igual para as localidades de Cuiabá (cerrado) e de Belterra (floresta), em termos absolutos (0,013 contra 0,015, respectivamente).

4.3.3 O transporte de poeira do deserto do Saara para Amazônia central

Durante a estação chuvosa há predominância de nebulosidade, em toda região Amazônica, que limita a disponibilidade de dias com céu em condições adequadas para os procedimentos de alta qualidade do almucântar, resultando em um número relativamente baixo na obtenção de medidas bem sucedidas durante esses meses. As modas de acumulação do aerossol estiveram em níveis mínimos durante este intervalo nas três localidades (Figuras 41, 42 e 43). O pico de concentração da moda grossa é maior para a localidade de Belterra do que em Rio Branco e Cuiabá, tanto em termos absolutos (0,015 contra 0,005 e 0,013, respectivamente) como em relação ao pico da moda fina e este fator tem menor contribuição na fração da moda fina para AOD_{440nm} (53%) em Belterra do que a observada em Alta Floresta (76%). O tamanho máximo do raio da moda grossa para a localidade de Belterra (aproximadamente 1,7 μm) é consistente com o tamanho das partículas do deserto obtido por ECK et al., (2008). O transporte de poeira para esta região durante a

estação chuvosa tem sido demonstrado anteriormente por satélite (KOREN et al., 2006). SWAP et al., (1992) originalmente destacaram que o transporte e deposição do material proveniente do deserto do Saara influencia os ciclos biogeoquímicos e a dinâmica de nutrientes nos ecossistemas oceânicos e terrestres. Segundo os autores, as florestas tropicais úmidas são geralmente consideradas como gigantescos ecossistemas com o balanço nutricional relativamente frágil.

Devido ao conhecido transporte anual de poeira do Saara para a Amazônia central durante a estação chuvosa é razoável supor que aumento da moda grossa para a localidade de Belterra representa uma assinatura de poeira associada ao transporte para o interior brasileiro (KAUFMAN et al., 2005; LUO et al., 2003).

4.3.4 Albedo Simples

Uma medida das características de absorção do aerossol atmosférico também pode ser derivada da radiância difusa do almeio para as condições adequadas de elevadas cargas de aerossóis (superior a 0,4 para 440 nm) e pode ser quantificada como albedo simples em quatro comprimentos de onda.

A primeira fase de um incêndio, denominada *flaming* (temperaturas elevadas e presença de chamas intensas), é caracterizada por uma combustão bastante eficiente (normalmente com fator de eficiência de combustão maior que 0,90) geralmente com curta duração, com emissão de dióxido de carbono (CO_2), monóxido de carbono (CO), óxidos de nitrogênio (NO_x), dióxido de enxofre (SO_2) e produzem aerossóis com maior teor de carbono grafítico (*black Carbon*) e, portanto, menores valores do albedo simples. À medida que a estação de queimada avança este tipo de combustão tende a diminuir durante a fase *smoldering* (ausência de chamas e temperaturas mais baixas), a eficiência de combustão cai bruscamente (intervalo típico entre 0,75 e 0,85), resultando em elevadas emissões de material particulado, monóxido de carbono (CO), outros produtos de combustão incompleta (WARD et al., 1992) e consequentemente o albedo simples superior.

O conhecimento dos valores médios de albedo simples e fator de assimetria é preponderante na distinção das características radiativas dos aerossóis que atuam

sobre cada região. Um registro considerável de medidas do albedo simples para as regiões de floresta (Alta Floresta, Belterra e Rio Branco) e do cerrado (Cuiabá) são computados (a média dos albedos simples de 441nm e 675nm, obtidos pela técnica de inversão numérica, é mostrada) e apresentados como histogramas na Figura 44. Durante a queima de biomassa foi possível observar a ocorrência de maior concentração das partículas de moda fina ($dp < 1\mu\text{m}$) para as localidades de Alta Floresta, Rio Branco, Belterra e Cuiabá. Valores da média regional também são apresentados na Tabela 7. Segundo DUBOVICK et al., (1999) os valores de albedo simples variam espectralmente entre aproximadamente 0,70 a 0,92 no caso de aerossóis provenientes da queima de biomassa. No caso específico da região da Floresta Amazônica, DUBOVICK et al., (2002) encontraram que o albedo simples variou entre 0,91 a 0,94, bem próximo ao que foi encontrado neste trabalho para as localidades de Alta Floresta (média de $0,91 \pm 0,028$), Belterra (média de $0,91 \pm 0,044$) e Rio Branco apresentou média do albedo pouco menor ($0,87 \pm 0,03$). Na região de cerrado (Cuiabá) apresentou média de $0,83 \pm 0,06$ (como seria de esperar dada a diferença de combustível predominante para este tipo de cobertura do solo). Por definição, a região do cerrado inclui regiões que são influenciadas principalmente por savanas, pastos abertos e estratos herbáceos finos (gramíneas e folhas mortas ou vivas e ramos finos) que apresentam uma maior fração de combustão na fase *flaming*, que explica porque as médias do albedo simples são substancialmente menores do que os valores médios na região de floresta para o mês correspondente.

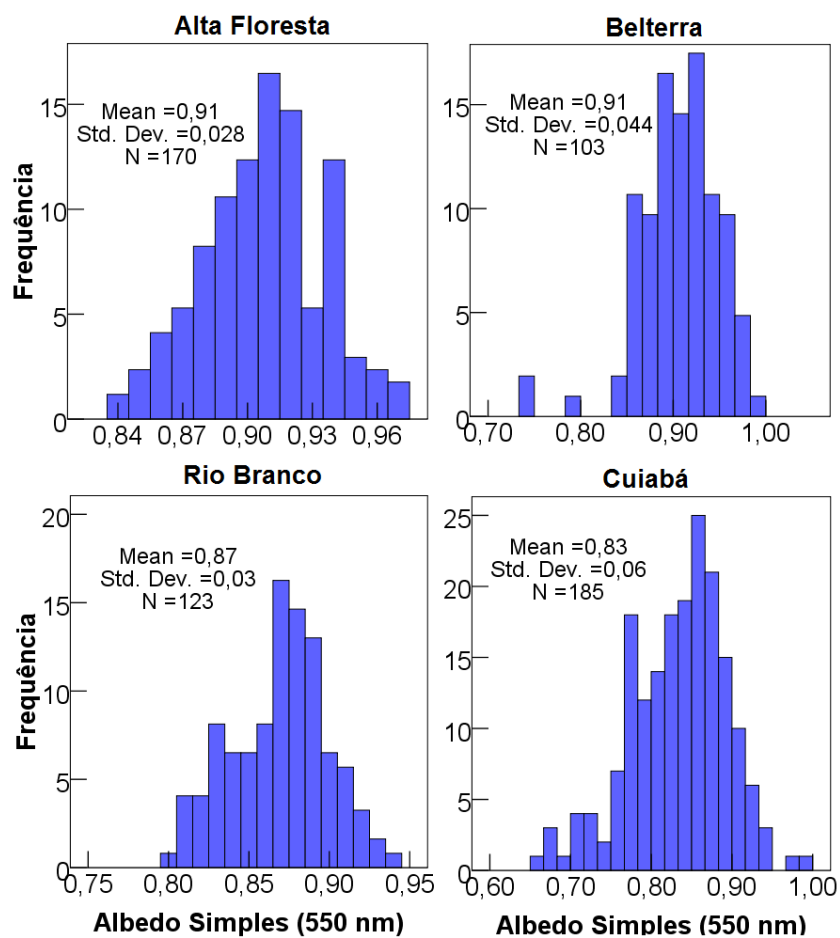


FIGURA 44 - Histogramas do albedo simples de espalhamento (550nm) para as regiões de floresta (Alta Floresta, Rio Branco e Belterra) e do Cerrado (Cuiabá).

TABELA 7 - Comparação entre os valores médios de albedo simples (ω_0) e fator de assimetria ($g(\lambda)$) obtidos pela AERONET nos comprimentos de onda 441 e 675 nm nas localidades de Alta Floresta, Rio Branco e Cuiabá.

	ALBEDO SIMPLES (ω_0)		FATOR DE ASSIMETRIA ($g(\lambda)$)	
	441 nm	675 nm	441 nm	675 nm
Alta Floresta	0,92±0,02	0,90±0,03	0,67±0,02	0,62±0,04
Rio Branco	0,88±0,03	0,86±0,03	0,69±0,03	0,60±0,03
Belterra	0,91±0,04	0,90±0,04	0,70±0,03	0,64±0,04
Cuiabá	0,85±0,09	0,81±0,11	0,67±0,02	0,62±0,03

Os dados apresentados na tabela 7 mostram que o valor de albedo simples (ω_0) e do fator de assimetria ($g(\lambda)$) diminui à medida que comprimento de onda (λ)

aumenta. Este tipo de comportamento indica maior espalhamento em 441nm, enquanto que em 675 nm, ocorre um aumento da absorção de radiação em relação ao espalhamento.

5 CONCLUSÕES

A emissão de aerossóis na Amazônia tem registros históricos em duas estações (chuvosa e seca) e a significativa variabilidade nas propriedades de aerossóis é quase que inteiramente uma função da intensidade da queima de biomassa durante a estação seca. O tipo de cobertura do solo, a meteorologia regional e áreas sob intensos incêndios e queimadas sazonais determinam o regime de aerossóis atmosféricos que cada localidade experimenta. Enquanto a profundidade óptica de aerossóis (AOD) durante os meses da estação chuvosa é notadamente consistente em ambos os ambientes de floresta e cerrado, a estação seca (e de transição) é marcante pela falta de previsibilidade devido ao tempo, a quantidade de chuva local e as políticas de gestão de incêndios (Centro Nacional de Prevenção e Combate aos Incêndios Florestais – IBAMA/PREVFOGO), o que se sabe com certeza é que o calendário das queimadas se inicia em meados do ano.

As localidades de ambos ambientes de floresta e de cerrado apresentaram um padrão de evolução similar em sua evolução anual de AOD média. Períodos de altos valores (acima de 1,0) de AOD possuem entre 40 e 50 dias, conforme a localidade. Os resultados revelaram diferenças importantes e facilitaram na compreensão de algumas características pertinentes a cada tipo de aerossol (por exemplo, a dependência espectral do albedo simples, a partição das modas fina e grossa na moda de distribuição de tamanho, etc.). Durante a estação úmida, período em que ocorrem os maiores totais mensais de precipitação acumulada, os valores médios da AOD oscilaram entre 0,03 e 0,2. Os valores que excederam o limite superior não representam 4% do total de dias entre os meses de dezembro a julho.

À medida que o ano avança a atmosfera perde suas características de umidade, aspecto evidenciado nos meses de transição da estação chuvosa para a estação seca (maio a julho), ocorre uma redução significativa do total de precipitação acumulado mensal. Em virtude disto há um aumento drástico nos focos de queimadas que, é uma das consequências mais diretas e imediatas desta redução. As análises de séries temporais indicaram que a partir do mês de agosto, pode-se observar uma tendência de aumento do valor da AOD. Nos meses de agosto a outubro os aerossóis

pirogênicos predominam, a AOD aumenta consideravelmente, com pico de até 3,9. Em comparação com a estação chuvosa e o restante dos meses do ano, tem-se pelo menos 80% a mais de dias com valores da AOD são iguais ou maiores que 0,3.

Os resultados do estudo mostraram uma tendência no aumento de tamanho das partículas com o aumento da profundidade óptica aerossóis em condições de grandes quantidades de fumaça. Pode-se observar que as distribuições de tamanho das partículas apresentaram variações em média, com valores superiores na região de floresta em relação à região de cerrado.

O albedo simples dos aerossóis medidos na Amazônia apresentou valores médios (para o comprimento de onda de 441 nm) em torno de $0,85 \pm 0,09$ para a região de cerrado (Cuiabá) e $0,92 \pm 0,02$ para a região de floresta (Alta Floresta) durante a estação seca em que ocorrem as queimadas. O parâmetro de assimetria apresentou valores médios que variaram (para o comprimento de onda de 441 nm) de 0,67 para as localidades de Alta Floresta e Cuiabá e de 0,70 para a localidade de Belterra durante a estação seca. O coeficiente de Ångström variou em médias mensais de 1,55 a 1,58, para as regiões de cerrado e de floresta, respectivamente; sendo que os maiores valores ocorreram no período de agosto a outubro.

Finalmente, os eventos de maior AOD durante a estação chuvosa claramente sugerem a influência da poeira mineral atmosférica nas localidades da região de floresta equatorial, provavelmente devido ao transporte de aerossóis provenientes do deserto do Saara.

5.1 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Como sugestão para futuros trabalhos que poderão complementar o estudo de aerossóis atmosféricos na Amazônia segue alguns tópicos considerados como importantes e necessários:

- Avaliar parâmetros ópticos dos aerossóis como a AOD e o coeficiente de Ångström com variáveis meteorológicas em alta resolução temporal;
- Estudar detalhadamente as causas dos valores mais elevados de profundidades ópticas obtidas com o sensor MODIS, em relação aos valores medidos com os fotômetros em superfície e por sensoriamento remoto, para validação destes resultados;
- Extrapolação do método iterativo entre refletância crítica e o algoritmo de obtenção de profundidade óptica globalmente, fazendo com que o tipo de modelo de aerossol seja determinado com uma informação mais precisa em tempo real.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, P.J.; SEINFELD, J.H.; KOCH, D.M. **Global concentrations of tropospheric sulphate, nitrate and ammonium simulated in a general circulation model.** Journal of Geophysical Research 104, 13791-13823. (1999).

ANDERSON, T. L.; CHARLSON, R. J.; SCHWARTZ, S. E.; KNUTTI, R.; BOUCHER, O.; RODHE, H.; HEINTZENBERG, J.; **Climate forcing by aerosols: A hazy picture.** Science 300, 1103– 1104. (2003).

ANDREAE M.O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A.A.; FRANK, G.P.; LONGO, K.M.; SILVA- DIAS, M.A.F.; **Smoking rain clouds over the Amazon,** Science, 303 (5662): 1337-1342. (2004).

ANDREAE, M. O.; CRUTZEN, P. J.; **Atmospheric aerosols: Biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry,** Science, 276, 1052 – 1056. (1997).

ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P.; BRANDAO, C.; CARSWELL, F.E.; CICCIONI, P.; DA COSTA, A.L.; CULF, A.D.; ESTEVES, J.L.; GASH, J.H.C.; GRACE, J.; KABAT, P.; LELIEVELD, J.; MALHI, Y.; MANZI, A.O.; MEIXNER, F.X.; NOBRE, A.D.; NOBRE, C.; RUIVO, M.D.L.P.; SILVA-DIAS, M.A.; STEFANI, P.; VALENTINI, R.; VON JOUANNE, J.; WATERLOO, M.J.; **Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments,** J. Geophys. Res., 107 (D20), 8066, doi:10.1029/2001JD000524. (2002).

ANDREWS, R. D. **Remotely releasable instruments for monitoring the foraging behaviour of pinnipeds.** Marine Ecology - Progress Series, Volume 175, 17 December 1998, Pages 289-294. (1998).

ARTAXO, P.; FERNANDES, E. T.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M. A.; HOBBS, P. V.; MAENHAUT, W.; LONGO, K. M.; CASTANHO, A.; **Large-scale aerosol source apportionment in Amazonia.** Journal of Geophysical Research, 103, 31837-31847. (1998).

ARTAXO, P.; GATTI, L. V.; LEAL, A. M. C.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; LARA, L. L.; PAULIQUEVIS, T. M.; PROCÓPIO, A. S.; RIZZO, L. V.; **Química atmosférica na Amazônia: A floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica.** Acta Amazônica. Vol. 35(2): 185 – 196. (2005).

ARTAXO, P.; MAENHAUT, W.; STORMS, H.; VAN GRIEKEN, R. **Aerosol characteristics and sources for the Amazon basin during the wet season.** J. Geophys. Res., 95, 16971-16985. (1990).

ARTAXO, P.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M. A.; PROCÓPIO, A. S.; PAULIQUEVIS, T. M.; ANDREAE, M. O.; GUYON, P.; GATTI, L. V.; LEAL, A. M. C.; **Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia.** J. Geophys. Res. 107(D20), 8081–8095. (2002).

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. R.; CORREIA, A. L.; **Efeitos climáticos de partículas de aerossóis Biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.21, n.3a, 168-22. (2006).

BELLOUIN, N.; BOUCHER, O.; HAYWOOD, J.; REDDY, M. S.; **Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements.** Nature. Vol. 438. doi:10.1038/nature04348. (2005).

BOWMAN, D. M. J. S.; BALCH, J. K.; ARTAXO, P.; BOND, W. J.; CARLSON, J. M.; COCHRANE, M. A.; D'ANTONIO, C.; DEFRIES, R. S.; DOYLE, J. C.; HARRISON, S. P.; JOHNSTON, F. H.; KEELEY, J. E.; KRAWCHUK, M. A.; KULL, C. A.; BRAD MARSTON, J.; MORITZ, M. A.; PRENTICE, I. C.; ROOS, C. I.; SCOTT, A. C.; SWETNAM, T. W.; VAN DER WERF, G. R.; PYNE, S. J.; **Fire in the Earth System.** Science 324, 481; DOI: 10.1126/science.1163886. (2009).

CAMPBELL, G.S.; NORMAN, J.M. **Introduction to environmental biophysics:** New York: Library of Congress Cataloging in Publication Data. 286p. (1998).

CHARLSON, R. J.; SCHWARTZ, S. E.; HALES, J. M.; CESS, R. D.; COAKLEY, JR., J. A.; HANSEN, J. E.; HOFMANN, D. J.; **Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols**. Science, New Series, Volume 255, Issue 5043,423-430. (1992).

CHIN, M.; JACOB, D. **Anthropogenic and natural contributions to tropospheric sulphate: a global model analysis**. Journal of Geophysical Research 101, 18691-18699. (1996).

CHRISTOPHER, S.A., LI, X.; WELCH, R. M.; REID, J. S.; HOBBS, P. V.; ECK, T. F.; HOLBEN, B.N. **Estimation of surface and top-of-atmosphere shortwave irradiance in biomass burning regions during SCAR-B²**, J. Appl. Meteorol. (2000).

CHYLEK, P.; HENDERSON, B.; MISHCHENKO, M.; **Aerosol radiative forcing and the accuracy of satellite aerosol optical depth retrieval**. J. Geophys. Res., 108(D24), 4764, doi:10.1029/2003JD004044.(2003).

CIFELLI, R. C.; PETERSEN, W. A.; CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A.; SILVA DIAS, M.A.F.; **Radar observations of the kinematic, microphysical and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM/LBA**. J. Geophys. Res. 107, D20, 8077, doi:10.1029/2001JD000264, (2002).

CLAYES, M.; GRAHAM, B.; VAS, G.; WANG, W.; VERMEYLEN, R.; PASHYNSKA, V.; CAFMEYER, J.; GUYON, P.; ANDREAEE, M.O.; ARTAXO, P.; MAENHAUT, W.; **Formation of Secondary Organic Aerosols Through Photooxidation of Isoprene**. Science reports, 303, 1173-1176. (2004).

COEHN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A.; **Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia**. Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática, 4(11): 34 – 40. (1989).

CORRÊA, M. P. **Índice ultravioleta: avaliações e Aplicações**. Tese de doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.(2003).

COUTINHO, L.M.; MIRANDA, H.S.; MORAIS.H.C.; **O Bioma do Cerrado e o Fogo**. Revista do Instituto de Estudos Avançados da USP, 50 pp., (2002).

CZAJKOWSKI, K.; FOSTER, I.; KESSELMAN, C.; SANDER, V.; TUECKE, S. **SNAP: A Protocol for Negotiating Service Level Agreements and Coordinating Resource Management in Distributed Systems**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. D.G. Feitelson et al. (Eds.): JSSPP 2002, LNCS 2537, pp. 153–183, (2002).

DER ZANDE, W. J.; LEON, J. F.; **Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust** J. Geophys. Res., 111, D11208, doi:10.1029/2005JD006619. (2006).

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**. ALPS'99, Cent. Natl. d'Etudes Spatiales, Meribel, France, January 18-22. (1999).

DUBOVIK, O.; KING, M. D. **A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements**. J. Geophys. Res., 105(D16), 20,673–20,696. (2000).

DUBOVIK, O.; SINYUK, A.; LOPYONOK, A.; HOLBEN, B. N.; MISHCHENKO, M.; YANG, P.; ECK, T. F.; VOLTEN, H.; MUÑOZ, O.; VEIHELMANN, B.; VAN DER ZANDE, W. J.; LEON, J.-F.; SOROKIN, M.; SLUTSKER, I. **Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust**, J. Geophys. Res., 111, D11208, doi:10.1029/2005JD006619. (2006).

DUBOVIK, O.; SINYUK, A.; LOPYONOK, T.; HOLBEN, B. N.; MISHCHENKO, M.; YANG, P.; ECK, T. F.; VOLTEN, H.; MUÑOZ, O.; VEIHELMANN, B.; VAN

DUBOVIK, O.; SMIRNOV, A.; HOLBEN, B. N.; KING, M. D.; KAUFMAN, Y. J.; ECK, T. F.; SLUTSKER, I. **Accuracy assessments of aerosol optical properties**

retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105(D8), 9791– 9806.(2000).

ECHALAR, F., ARTAXO, P., MARTINS, J.V., YAMASOE, M., GERAB, F., MAENHAUT, W. HOLBEN, B. N.**Long-term monitoring of atmospheric aerosols in the Amazon Basin: Source identification and apportionment.** *Journal of Geophysical Research* 103 D24, 31849-31864.(1998).

ECK T.F.; HOLBEN, B.N.; SLUTSKER, I.; SETZER, A.**Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single scattering albedo for biomass burning aerosols in Amazonia,** *J. Geophys. Res.*, 103 (D24), 31,865-31,878.(1998).

ECK, T. F.; HOLBEN,B. N.; REID,J. S., SINYUK,A.; DUBOVIK,O.; SMIRNOV, A.; GILES,A.D.; O'NEILL,N. T.;TSAY, S.-C.; JI,Q.;AL MANDOOS, A.; RAMZAN KHAN,M.; REID,E. A.; SCHAFFER,J. S.; SOROKINE,M.; NEWCOMB,W.; SLUTSKER, I. **Spatial and temporal variability of column-integrated aerosol optical properties in the southern Arabian Gulf and United Arab Emirates in summer,** *J. Geophys. Res.*, 113, D01204, doi:10.1029/2007JD008944.(2008).

ECK, T. F.; HOLBEN,B. N.; REID,J. S.; DUBOVIK,O.; SMIRNOV,A.; O'NEILL,N. T.; SLUTSKER,I.; KINNE, S. **Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols.** *J. Geophys.Res.*, 104(D24), 31,333–31,349.(1999).

ECK, T. F.; HOLBEN,B. N.; WARD, D. E.; MUKELABAI, M. M.; DUBOVIK, O.; SMIRNOV, A.; SCHAFFER, J. S.; HSU, N. C.; PIKETH, S. J.; QUEFACE, A.; LE ROUX, J.; SWAP, R. J.; SLUTSKER, I. **Variability of biomass burning aerosol optical characteristics in southern Africa during the SAFARI 2000 dry season campaign and a comparison of single scattering albedo estimates from radiometric measurements.** *J. Geophys. Res.*, 108(D13), 8477,doi:10.1029/2002JD002321.(2003).

ECK, T.F.; HOLBEN, B.N.; SLUTSKER, I.; SETTER, A. **Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single-scattering albedo for biomass burning aerosols in Amazonia.** *J. Geophys. Res.*103. 31.86%31.878.(1998).

FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C.A. **Precipitation distribution over Central and Western Tropical South America.***Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 5(6): 36 - 45, (1990).

FOLEY, J. A.; ASNER, G. P.; COSTA, M. H.; COE, M. T.; DEFRIES, R.; GIBBS, H. K.; HOWARD, E. A.; OLSON, S.; PATZ, J.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. **Amazonia revealed: forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin.** *Front Ecol Environ*; 5(1): 25–32. (2007).

FORSTER, P.; RAMASWAMY, V.; ARTAXO P.; BERNTSEN T.; BETTS R. **Changes in atmospheric constituents and radiative forcing. In Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.**ed. S Solomon, D Qin, M Manning, Z Chen, M Marquis, et al., pp. 129–234. Cambridge, UK, and New York: Cambridge Univ. Press. (2007)

GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L. (EDTS), **Amazonian Deforestation and Climate.** (John Wiley and Sons, New York). (1996).

GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L. (EDTS), **Amazonian Deforestation and Climate.**(John Wiley and Sons, New York), (1996).

GONG, S.L.; BARRIE, L.A.; BLANCHET, J.-P.; **Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere 1. Model development.***Journal of Geophysical Research* 102, 3805-3818. (1997).

GRIFFIN, R.J.; DABDUB, D.; COCKER III, D.R.; SEINFELD, J.H. **Estimate of global atmospheric organic aerosol from oxidation of biogenic hydrocarbons.** *Geophysical Research Letters* 26, 2721-2724. (1999).

GUENTHER, A.; HEWITT, C. N.; ERICKSON, D.; FALL, R.; GERON, C. A. **global model of natural volatile organic compound emissions.** *Journal of Geophysical Research*, v.100, p.8873-8892.(1995).

HALTHORE, R. N.; ECK, T. F.; HOLBEN, B. N.; MARKHAM B. L. **Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band.** *J. Geophys. Res.*, 102(D4), 4343– 4352. (1997).

HARTMANN, D.L. **Chapter 6 Radiative Effects of Clouds on Earth's Climate,** In: Peter V. Hobbs, Editor(s), *International Geophysics*, Academic Press, Volume 54, *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*, Pages 151-173, ISSN 0074-6142, ISBN 9780123507259, DOI: 10.1016/S0074-6142(08)60215-6. (1993).

HINDS, W.C. **Aerosol Technology – Properties, Behavior, and Measurement of Airborne Particles.** John Wiley & Sons, New York.(1982).

HOFFMAN T.; ODUM, J.R.; BOWMAN, F.; COLLINS, D.; KLOCKOW, D.; FLAGAN, R.C. & SEINFELD, J.H., **Formation of Organic Aerosols from the Oxidation of Biogenic Hydrocarbons,** *Journal of Atmospheric Chemistry*, 26, 189-222.(1997).

HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; SLUTSKER, I.; SMIRNOV, A.; SINYUK, A.; SCHAFFER, J.; GILES, D.; DUBOVIK, O. **AERONET's Version 2.0 quality assurance criteria, in Remote Sensing of Atmosphere and Clouds,** edited by S.-C. Tsay et al. *Proc. SPIE*, 6408, 64080Q, doi:10.1117/12.706524.(2006).

HOLBEN, B. N.; ECK, T.F.; SLUTSKER, I.; TANDARÉ, D.; BUIS, J. P.; SETZER, A.; VERMOTE, E.; REAGAN, J. A.; KAUFMAN, Y.J.; NAKAJIMA, T.; LAVENU, F.; JANJOWIAK, I.; SMIRNOV, A. **AERONET: A federated**

instrument network and data archive for aerosol characterization. Remote Sens. Environ., 66,1– 16. (1998).

HOLBEN, B. N.; SETZER, A.; ECK, T. F.; PEREIRA, A.; SLUTSKER, I. **Effect of dry-season biomass burning on Amazon basin aerosol concentrations and optical properties, 1992 - 1994,** J.Geophys. Res., 101(D14), 19465-19482, 0.1029/96JD01140.(1996).

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E.**An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas.**Journal of Climate, 2 (11), 1388 – 1403. (1989).

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

HOUGHTON, J. T., TAYLOR, F. W. AND RODGERS, C. D.eds., **Remote Sounding of the Atmospheres.** Cambridge U. Press, Cambridge. (1984).

HOUGHTON, R.A. et al. **Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon.** Nature 403, 301-304. (2000).

HOUGHTON, R. A. **The Global Effects of Tropical Deforestation.** Environ. Sci. Technol., vol. 24, No. 4, 414-422. (1990).

INFOCLIMA/INPE. Disponível em: < <http://infoclima1.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 05 de janeiro de 2011.

INPE, **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.** Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br>>.International Geophysics Series, Academic Press, Elsevier Inc., 2a edição, 09-177.(2006).

IPCC - 2007 – Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2007.**The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the International Panel of Climate Change.** Edited by Houghton, J. T. et al. Cambridge University Press, New York.(2007).

IQBAL, M. **An Introduction to Solar Radiation**. Academic Press, San Diego, California. (1983).

JACOB, D. J.; LOGAN, J. A.; MURTI, P. P. **Effect of rising Asian emissions on surface ozone in the United States**. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 26, No. 14, pp. 2175-2178, doi:10.1029/1999GL900450. (1999).

KAUFMAN, Y. J. **Remote Sensing of Direct and Indirect Aerosol Forcing**. In: **Aerosol Forcing of Climate**. Ed. by R. J. Charlson and J. Heintzenberg, John Wiley & Sons Ltd. (1995).

KAUFMAN, Y. J., KOREN, I., REMER, L. A., TANRE', D., GINOUX, P., FAN, S. **Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean**, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12, doi:10.1029/2003JD004436. (2005).

KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D. & BOUCHER, O. **A satellite view of aerosols in the climate system**. *Nature*, Vol. 419. (2002).

KAUFMAN, Y.; HOBBS, P. V.; KIRCHHOFF, V. W. J. H.; ARTAXO, P.; REMER, L.; HOLBEN, B. N.; KING, M. D.; PRINS, E. M.; WARD, D. E.; LONGO, K. M.; MATTOS, L. F.; NOBRE, C. A.; SPINHIRNE, J.; THOMPSON, A. M.; GLEASON, J. F.; CHRISTOPHER, S. A. **The Smoke Cloud and Radiation Experiment in Brazil (SCAR-B)**. *Journal of Geophysical Research*, 103(D24): 31.783-31.808. (1998).

KELLER, M.; ALENCAR, A.; ASNER, G. P.; BRASWELL, B.; BUSTAMANTE, M.; DAVIDSON, E.; FELDPAUSCH, T.; FERNANDES, E.; GOULDEN, M.; KABAT, P.; KRUIJT, B.; LUIZÃO, F.; MILLER, S.; MARKEWITZ, D.; NOBRE, A. D.; NOBRE, C. A.; PRIANTE FILHO, N.; ROCHA, H. DA; SILVA DIAS, P.; VON RANDOW, C.; VOURLITIS, G. L. **Ecological research in the Large-Scale Biosphere– Atmosphere Experiment in Amazonia: Early results**. *Ecological Applications*, 14(4) Supplement, pp. S3–S16. (2004).

KIRBY, K. R., LAURANCE, W. F., ALBERNAZ, A. K., SCHROTH, G., FEARNSIDE, P. M., BERGEN, S., VENTICINQUE, E. M., COSTA, C. D. **The future of deforestation in the Brazilian Amazon.** *Futures* 38 432–453. (2006).

KOCH, D.M.; JACOB, D.; TEGEN, I.; RIND, D.; CHIN, M. **Tropospheric sulphur simulation and sulphate direct radiative forcing in the GISS GCM.** *Journal of Geophysical Research* 104, 23799-23822. (1999).

KOREN, I., KAUFMAN, Y. J., WASHINGTON, R., TODD, M. C., RUDICH, Y., MARTINS, J. V., ROSENFELD, D. **The Bode'le' depression: A single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest,** *Environ. Res. Lett.*, 1(014005), doi:10.1088/1748-9326/1/1/014005. (2006).

KOREN, I.; KAUFMAN, Y.J.; REMER, L.A. **First measurements of the effect of the smoke aerosol on inhibition of cloud formation.** *Science*, 303 (5662), 1342-1345.(2004).

LESINS, G.; CHYLEK, P.; LOHMANN, U. **A study of internal and external mixing scenarios and its effect on aerosol optical properties and direct radiative forcing.** *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No.D10, 10.1029/2001JD000973. (2002).

LIOU, K. N. **An Introduction to Atmospheric Radiation.** Academic Press. New York, Oxford. 2^a edição.(2002).

LIOU, K.-N.: **An Introduction to Atmospheric Radiation.** Academic Press, London, 271pp, (1980).

LIOUSSE, C.; PENNER, J.E.; CHUANG, C.; WALTON, J.J.; EDDLEMAN, H.; CACHIER, H.; **A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols.** *Journal of Geophysical Research* 101, 19411-19432. (1996).

LIOUSSE, C.; CACHIER, H.; GRÉGOIRE, J.M.; PENNER, J.; LAVOUÉ, D.; HOBBS, P.; SCHOLLES, M.; BARBOSA, P.; ANDREAE M. O.; ARTAXO, P. **Deriving global quantitative estimates for spatial and temporal distributions of biomass burning emissions.** In: Granier, C.; Artaxo, P.; Reeves, C. (eds).

Emissions of tracegases and aerosols into the atmosphere, Kluwer AcademicPublishers, London, ISBN: 1-4020-2166-6. (2004).

LUO, C., MAHOWALD, N. M., DEL CORRAL, J. **Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution**, J. Geophys. Res., 108(D15), 4447, doi:10.1029/2003JD003483.(2003).

MACARTHUR, J. L.; HALLIWELL, D.H.; NIEBERGALL, O. J.; O'NEILL, N. T..; SLUSSER, J. R.; WEHRLI C. **Fieldcomparison of network sunphotometers**.J.of Geophysical Research.108, NO. D19:4596.(2003).

MALHI, Y., ROBERTS, J. T., BETTS, R. A., KILLEEN, T. J., LI, W., NOBRE, C. **A.Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon**. Science 319, 169; DOI: 10.1126/science.1146961. (2008).

MALHI, Y.; ROBERTS, J. T.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, C. **A. Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon**.Science 319, 169. (2008).

MARENGO, J. **Interannual variability of deep convection in the tropical South American sector as deduced from ISCCP C2 data**. International Journal of Climatology, 15 (9), 995-1010. (1995).

MARTINS, J. V. - **O efeito de partículas de aerossol de queimadas da Amazônia no balanço radioativo da atmosfera**. Tese de Doutorado, Instituto de Física da Universidade de São Paulo, (1999).

MARTINS, J.V.; HOBBS, P.V.; WEISS, R.E.; ARTAXO, P. **Sphericity and morphology of smoke particles from biomass burning in Brazil**. . Journal of Geophysical Research 103 D4, 32051-32057. (1998).

MOLION, L.C.B. **Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação**. Revista Brasileira de Meteorologia, 2(1): 107 – 117. (1987).

MOLION, L.C.B.; DALLAROSA, R.L.G. **Pluviometria da Amazônia: são os dados confiáveis? Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, 5(3): 40 – 42. (1990).

NOBRE, C. A.; OLIVEIRA, G. S.; SALAZAR, L. F. **Climate and land use changes in Amazonia: Impacts on the hydrological cycle and biome distribution**, in Water and Environment: Proceedings of the Workshop in the Vatican Academy of Sciences. (2006).

NOBRE, C. A.; P. SELLERS, J.; AND SHUKLA, J. **Amazonian deforestation and regional climate change**, *Journal of Climate*, 4, 957-988. (1991).

OLIVEIRA, P. S.; AND MARQUIS, R. J. editors. **The Cerrados of Brazil—ecology and natural history of a neotropical savanna**. Columbia University Press, New York, New York, USA. (2002).

OLIVEIRA, P.H.F. **Os efeitos radiativos dos aerossóis de queimadas sobre o fluxo de CO₂ na Amazônia**. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Física da Universidade de São Paulo (IFUSP). (2005).

OYAMA, M. D. & NOBRE, C. A. **A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America**. *Geophys. Res. Lett.* 30, 2199. (doi:10.1029/2003GL018600). (2003).

PAULIQUEVIS, T.; ARTAXO, P.; OLIVEIRA, P. H.; PAIXÃO, M. **O papel das partículas de aerossol no funcionamento do ecossistema amazônico**. *Cienc.Cult.* vol.59 n°. 3 São Paulo July/Sept. (2007).

PRATHER, K. A.; HATCH, C. D.; GRASSIAN, V. H. **Analysis of Atmospheric Aerosols**. *The Annual Review of Analytical Chemistry*. *Annu. Rev. Anal. Chem.* 1:485–514. (2008).

PRENTICE, K. C. **Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation models**. *J. Geophys. Res.*, 95, 11,811 – 11,830. (1990).

PRINS, E.M.; FELTZ, J.M.; MENZEL, W.P.; WARD, D.E. **An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and 1995 fire season in South America.** *Journal of Geophysical Research* 103 D4, 31821-31835. (1998).

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

PROCOPIO, A. S.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; SCHAFER, J. S. and co-authors. **Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate.** *Geophys. Res. Lett.* 31, 3108–3112. (2004).

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*, v.30, n.24, p.2.265–2.270, doi: 10.1029/2003GL018063. (2003).

RAES, F.; VAN DINGENEN, R.; VIGNATI, E.; WILSON, J.; PUTAUD, J. P.; SEINFELD, J. H.; ADAMS, P. **Formation and Cycling of Aerosols in the Global Troposphere.** *Atmospheric Environment* 34 (25), pp. 4215-4240, (2000).

RAMANATHAN, V.; CRUTZEN, P. J.; KIEHL, J. T.; ROSENFELD, D. **Aerosols, Climate, and the Hydrological Cycle.** *Science* 294, 2119. (2001).

REID, J. S. E HOBBS, P. V. **Physical and Optical Properties of Young Smoke from Individual Biomass Fires in Brazil,** *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, N° D24, pp. 32.013 – 32.030. (1998).

REID, J. S., HOBBS, P. V., FERREK, R. J., BLAKE, D. R., MARTINS, J. V., DUNLAP M. R., LIOUSSE, C. **Physical, Chemical and Optical Properties of Regional Hazes Dominated by Smoke in Brazil,** *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, N° D24, pp. 32.059 – 32.080, (1998a).

REID, J. S.; ECK, T. F.; CHRISTOPHER, S. A.; HOBBS, P. V.; HOLBEN B. N. **Use of the Ångström exponent to estimate the variability of optical and physical**

properties of aging smoke particles in Brazil. *J. Geophys. Res.*, 104(D22), 27,473–27,489. (1999).

REID, J. S.; KOPPMANN, R.; ECK, T. F.; ELEUTERIO, D. P. **A review of biomass burning emissions part II: intensive physical properties of biomass burning particles.** *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 799–825.(2005).

REMER, L.A.; KAUFMAN, Y.; HOLBEN, B.N.; THOMPSON, A.M.; MCNAMARA, D.P. **Biomass burning aerosol size distribution and modeled optical properties,** *J. Geophys. Res.*, 103, 31.879.31.891.(1998).

RIGHI, C. A.; GRAÇA, P. M. L. DE A.; CERRI, C. C.; FEIGL, B. J.; FEARNSIDE, P. M. **Biomass burning in Brazil’s Amazonian “arc of deforestation”:** Burning efficiency and charcoal formation in a fire after mechanized clearing at Feliz Natal, Mato Grosso. *Forest Ecology and Management* 258, 2535–2546. (2009).

ROSÁRIO, N. M. E do. **Comparação de profundidades ópticas espectrais do aerossol obtidas para São Paulo a partir de um Multifilter Rotating Shadowband Radiometer e do fotômetro solar da AERONET.** Dissertação Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.(2006).

SALATI, E.; MARQUES, J. **Climatology of the Amazon region. In The Amazon - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin.** Sioli, H. (ed.). Dr. W. Junk Publishers, 763 p. (1984).

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. **Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America.** *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, LXXXXX, Doi:10.1029/2007gl029695.(2007).

SCHAFFER, 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, Vol. 113, D04204, 16 PP., doi:10.1029/2007JD009319. (2008).

SCHMID, B.; MICHALSKY, J. J.; SLATER, D. W.; BARNARD, J. C.; HALTHORE, R. N.; LILJEGREN, J. C.; HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; LIVINGSTON, J. M.; RUSSELL, P. B.; INGOLD, T.; SLUTSKER, I. **Comparison of Columnar water-vapor measurements from solar transmittance methods.** Appl. Opt., 40, 1886–1896. (2001).

SEINFELD, J. H. & PANDIS, S. N. **Atmospheric Chemistry and Physics – From Air Pollution to Climate Change.** John Wiley & Sons, New York. (1998).

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A. O.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H. R.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ L. D. A.; ALVALÁ, R. C. S.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R. AND GATTI, L. **Cloud and Rain Processes in Biosphere-Atmosphere Interaction Context in the Amazon Region.** Journal of Geophysical Research, n. 107, p. 8072. (2002).

SMIRNOV, A.; HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; DUBOVIK, O.; SLUTSKER, I. **Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database,** Remote Sens. Environ., 73(3), 337–349. (2000).

SMIRNOV, A.; HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; DUBOVIK, O.; SLUTSKER, I. **Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database.** In http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/Documents/Cloud_scr.pdf (2011).

SMIRNOV, A.; HOLBEN, B. N.; LYAPUSTIN, A.; SLUTSKER, I.; ECK, F. T. **AERONET processing algorithm refinement, paper presented at AERONET Workshop, Univ. of Huelva and the Span. Soc. of Optics.** El Arenosillo, Spain, May 10–14, 2004. (2004).

SWAP, R., GARSTANG, M., GRECO, S., TALBOT, R., KÅLLBERG, P. **Saharan dust in the Amazon Basin**, *Tellus B*, 44(2), 133–149, doi:10.1034/j.1600-0889.1992.t01-1-00005.x.(1992).

TANRE', D.; KAUFMAN, Y. J.; HERMAN, M. & MATTOO, S. **Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances**. *J. Geophys. Res.* 102, 16971–16988. (1997).

TEGEN, I.; HOLLRIG, P.; CHIN, M.; FUNG, I.; JACOB, D.; PENNER, J. **Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: estimates from model results**. *Journal of Geophysical Research* 102, 23895–23915. (1997).

VAN de HULST. **Light Scattering by Small Particles**. Dover Publications, Inc. New York, (1981).

WALLACE, J. M. & HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. International Geophysics Series, Academic Press, Elsevier Inc., 2a edição, 09-177, (2006).

WARD, D. E.; SUSOTT, R. A.; KAUFFMAN, J. B.; BABBIT, R. E.; CUMMINGS, D. L.; DIAS, B.; HOLBEN, B.N.; KAUFMAN, Y. J.; RASMUSSEN, R. A.; SETZER, A. W. **Smoke and Fire Characteristics for Cerrado and Deforestation Burns in Brazil: BASE-B Experiment**. *J. Geophys. Res.*, 97, D13, 14601–14619.(1992).

YU, H.; KAUFMAN, Y. J.; CHIN, M.; FEINGOLD, G.; REMER, L. A. **A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing**. *Atmos. Chem. Phys.* 6:613–66. (2006).