

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

**PROPRIEDADES ÓTICAS DO AEROSOL ATMOSFÉRICO NA
REGIÃO SUL DE MATO GROSSO - MT**

FRANCIELE BOMFIGLIO SANTANNA

ORIENTADOR: PROF. DR. JORGE LUIZ BRITO DE FARIA

Cuiabá – MT, Julho de 2008



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

PROPRIEDADES ÓTICAS DO AEROSOL ATMOSFÉRICO NA
REGIÃO SUL DE MATO GROSSO - MT

FRANCIELE BOMFIGLIO SANTANNA

Orientador: **Prof. Dr. JORGE LUIZ BRITO DE FARIA**

Cuiabá – MT, Julho de 2008



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

PROPRIEDADES ÓTICAS DO AEROSOL ATMOSFÉRICO NA
REGIÃO SUL DE MATO GROSSO – MT

FRANCIELE BOMFIGLIO SANTANNA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Física e Meio Ambiente.

ORIENTADOR: PROF. DR. JORGE LUIZ BRITO DE FARIA

Cuiabá, MT, Julho de 2008



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

FOLHA DE APROVAÇÃO

**Título: PROPRIEDADES ÓTICAS DO AEROSOL ATMOSFÉRICO NA
REGIÃO SUL DE MATO GROSSO – MT**

Autora: FRANCIELE BOMFIGLIO SANTANNA

Dissertação defendida e aprovada em 25 de julho de 2008, pela comissão julgadora:

Prof. Dr. Jorge Luiz Brito de Faria

Universidade Federal de Mato Grosso – IF/ UFMT
Orientador

Prof. Dr. José de Souza Nogueira

Universidade Federal de Mato Grosso – IF/ UFMT
Examinador Interno

Prof. Dr. Alberto Sebastião de Arruda

Universidade Federal de Mato Grosso – IF/ UFMT
Examinador Externo



“Vê Mais Longe a Gaiivota Que Voa Mais Alto”...

Fernão Capelo Gaiivota
Richard Bach

AGRADECIMENTOS

- Ao Prof. José de Souza Nogueira por toda confiança, dedicação e incentivo;
- Ao Prof. Jorge Luiz Brito de Faria pela orientação;
- Ao Prof. Alberto Sebastião de Arruda e família;
- Ao Prof. Paulo Artaxo e equipe do Laboratório de Física Atmosférica da USP;
- A CAPES pelo apoio financeiro;
- Ao Paulo Arruda por todo apoio, carinho, dedicação e paciência;
- Ao Sr. Douglas Waterloo Wiczorkowski, pela amizade e apoio;
- A toda minha família pelo apoio e incentivo;
- Enfim, a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS.....	xi
LISTA DE SÍMBOLOS	xii
LISTA DE ABREVIATURAS	xiii
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xv
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	3
2.1 OBJETIVO GERAL	3
2.2.1 <i>Objetivos Específicos</i>	3
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
3.1 A ATMOSFERA TERRESTRE.....	4
3.1.1 <i>Os Principais Constituintes Atmosféricos</i>	7
3.2 O ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO	8
3.3 A RADIAÇÃO SOLAR.....	12
3.3.1 <i>Ângulo Sólido</i>	13
3.3.2 <i>Radiação de Corpo Negro</i>	14
3.4 ESPALHAMENTO DA RADIAÇÃO	18
3.4.1 <i>Espalhamento e Absorção da Luz por Pequenas Partículas</i>	20
3.4.2 <i>Espalhamento Mie</i>	22
3.5 A TRANSFERÊNCIA RADIATIVA NA ATMOSFERA	25
3.6 A LEI DE BEER-BOUGUER-LAMBERT.....	28
3.7 O AEROSSOL ATMOSFÉRICO	30
3.7.1 <i>Classificação das Partículas de Aerossol</i>	32
3.7.2 <i>Propriedades Radiativas dos Aerossóis</i>	34
3.7.3 <i>Processos de Remoção dos Aerossóis da Atmosfera</i>	36
3.8 COEFICIENTES DE ÅNGSTRÖM E RAIO EFETIVO	39
3.9 RESUMO DOS CONCEITOS ASSOCIADOS À RADIAÇÃO PARA APLICAÇÕES ATM.....	42
3.10 A QUEIMA DE BIOMASSA	46
3.10.1 <i>As Queimadas em Mato Grosso</i>	47

4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	49
4.1	LOCAL DE ESTUDO	49
4.2	A AERONET.	51
4.3	O FOTÔMETRO SOLAR.....	52
4.4	A COLETA DE DADOS	54
4.5	AS CALIBRAÇÕES DOS FOTÔMETROS.....	57
4.6	MEDIDAS DE DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DOS AEROSSÓIS.....	59
4.7	MÉTODO PARA OBTENÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO DE TAMANHO	60
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	63
5.1	ANÁLISE DAS MEDIDAS OBTIDAS POR SENSORIAMENTO REMOTO.....	63
5.2	O FENÔMENO EL NIÑO	77
5.3	O COMPORTAMENTO DA DISTRIBUIÇÃO BIMODAL	80
5.4	INFLUÊNCIAS METEOROLÓGICAS.....	80
6	CONCLUSÃO.....	82
7	BIBLIOGRAFIAS	84
7.1	BIBLIOGRAFIAS CITADAS	84
7.1.1	<i>Bibliografias Consultadas</i>	<i>92</i>

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Estrutura da atmosfera de acordo com as mudanças de temperatura.....	06
Figura 2 - Espectro Eletromagnético	09
Figura 3 - Irradiância observada fora da atmosfera da terra, na região do Ultravioleta e comparação com as curvas de Plank, para temperaturas entre 4500 a 6000K	10
Figura 4 - Comparação da irradiância solar espectral ($Wm^{-2} \mu m^{-1}$) com a irradiância de um corpo negro de temperatura 5777 K.....	11
Figura 5 - Definição de um ângulo Sólido.....	13
Figura 6 - Ilustração de um ângulo sólido diferencial e sua representação em coordenadas polares.	14
Figura 7 - Uma cavidade de radiação de corpo negro para ilustrar que a absorção é completa..	15
Figura 8 - Intensidade da radiação de um corpo negro em várias temperaturas e em função do comprimento de onda.	17
Figura 9 - Transferência da intensidade solar difusa: (1) Atenuação por extinção; (2) Espalhamento único do fluxo solar não espalhado; (3) Espalhamento múltiplo; (4) Emissão pela camada.....	28
Figura 10 -Atenuação da radiação incidente ao atravessar um meio de espessura ds	30
Figura 11 -Micro partículas e poeira coletadas no deserto do Saara em Israel no ano de 1998	31
Figura 12 -Representação esquemática da distribuição de tamanho das partículas de aerossol atmosférico.....	32
Figura 13 -Plano de espalhamento e o Ângulo de espalhamento da Luz	35

Figura 14 -Processo típico de combustão de biomassa no cerrado.....	48
Figura 15 -Localização de Cuiabá, MT, Brasil.....	50
Figura 16 -CIMEL Electronique 318.....	52
Figura 17 -Equipamentos.....	53
Figura 18 -Atmosfera contaminada por fumaça e nuvens carregadas	64
Figura 19 -Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral para o ano de 2001.....	65
Figura 20 -Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral para o ano de 2002.....	66
Figura 21 -Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral para o ano de 2003.....	66
Figura 22 -Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral para o ano de 2004.....	67
Figura 23 -Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral para o ano de 2005.....	67
Figura 24 -Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral para o ano de 2006.....	68
Figura 25 -Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral para o ano de 2007.....	68

Figura 26 -Gráfico da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2001	70
Figura 27 -Gráfico da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2002	71
Figura 28 -Gráfico da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2003	72
Figura 29 -Gráfico da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2004	73
Figura 30 -Gráfico da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2005	74
Figura 31 -Gráfico da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2006	75
Figura 32 -Gráfico da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2007	76
Figura 33 -Comportamento da distribuição do tamanho das partículas para os anos 2001 a 2007. As barras superiores (valores positivos) indicam um maior acúmulo de aerossol fino, enquanto as barras inferiores (valores negativos) mostram uma tendência do particulado grosso. As subdivisões temporais são trimestrais.....	77
Figura 34 -Gráficos pluviométricos da estação meteorológica de Cuiabá (15,65° S; 56,1°)	79

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Nomenclatura para partículas atmosféricas conforme seus diâmetros. ...	33
Tabela 2 - Classificação dos meses em estações seca e úmida	69
Tabela 3 - Ocorrência de “El niño” entre 1877 a 2007.....	78

LISTA DE SÍMBOLOS

- a** : Constante ($2,897 \times 10^{-3}$ m.K)
- A**: Absortância
- b_{abs,λ}** : Coeficientes de absorção
- b_{esp,λ}** : Coeficientes de espalhamento
- B_λ(T)**: Radiância espectral emitida [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$]
- c**: Velocidade da luz ($2,998 \times 10^8$ m.s⁻¹)
- C_{ext,λ}** : Seção de choque de extinção [cm^2]
- F(θ ,α,m)**: Fluxo radiativo em um ângulo θ (importante destacar que a hipótese da partícula ser esférica permite a eliminação da dependência azimutal φ de p).
- F**: Fluxo total [$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$]
- F_⊙**: Irradiância solar direta no topo da atmosfera (TOA)
- h**: Constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34}$ J.s)
- J_λ(λ,τ;±,φ)**: Função fonte de espalhamento [$\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}/\mu\text{m}$]
- k_{al}**: Formalmente definido como coeficiente de absorção espectral do meio.k_{al}
- k**: Constante de Boltzmann ($1,381 \times 10^{-23}$ J.K⁻¹)
- k_{ext,λ}**: Coeficiente de extinção mássico [$\text{cm}^2 \cdot \text{g}^{-1}$]
- L_{λ0}**: Radiância espectral no início do trajeto
- L_λ(λ,τ,±,φ)**: Radiância espectral – quociente entre a intensidade espectral
- m**: Índice de refração complexo da partícula [adimensional]
- p(λ,τ,μ',φ',±,μ,φ)**: Função de fase entre a orientação de incidência (μ',φ') e a de emergência (μ,φ) em relação à partícula (ou ao volume elementar) situado à posição especificada pelo valor de τ.
- Q_{ext,λ}**: Coeficiente linear de extinção [cm^{-1}]
- Q_{ext,λ}**: Fator de eficiência de extinção [adimensional]
- r**: Raio da partícula
- T**: é a temperatura do corpo negro [K]
- α**: Expoente de Ångström
- β**: Frações de retroespalhamento [adimensional]
- β_u**: Espalhamento superior [adimensional]
- δ_α**: Curvatura espectral de α

δ_λ : Profundidade ótica de extinção [adimensional]

ε : Emissividade

θ_0 : Ângulo solar zenital

λ : Comprimento de onda da radiação [μm]

μ : Cosseno do ângulo zenital θ de observação (contado a partir do zênite); por convenção, feixes descendentes e ascendentes são indicados por $-\mu$ e $+\mu$, respectivamente

ν : Frequência da radiação

ξ_n e ψ_n : Funções de Riccati-Bessel, relacionadas com as funções de Bessel esféricas

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

σ_{ap} : Coeficiente linear de absorção

σ_{ep} : Coeficiente linear de extinção

σ_{sp} : Coeficiente linear de espalhamento

τ : Espessura ótica vertical – medida da quantidade de matéria opticamente ativa atravessada por um feixe de radiação

τ_a : profundidade ótica

τ_{mol} : representa a profundidade ótica do espalhamento molecular

τ_λ : Espessura ótica de extinção

φ : ângulo azimutal ($^\circ$)

x : parâmetro de tamanho

ω_0 : albedo simples

LISTA DE ABREVIATURAS

AOD: Aerossol Optical Depht (Profundidade ótica do aerossol)

AOT: Aerossol Optical Thickness (Espessura ótica do aerossol)

BC: Black Carbon (Carbono Grafitico)

CO: Carbono Orgânico

COV's: Compostos Voláteis

MPF: Material Particulado Fino

MPG: Material Particulado Grosso

RESUMO

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

A interferência humana na natureza vem modificando os processos de funcionamento dos ecossistemas ao redor do mundo, através da intensa exploração dos recursos naturais e pelo acelerado desenvolvimento urbano e industrial. As regiões tropicais devido a sua posição geográfica têm alta disponibilidade de radiação solar ao longo do ano e características climáticas que tornam a atmosfera tropical um ambiente de alta reatividade química. Nestas regiões a prática de queimadas é comum em alguns meses do ano e devido às altas temperaturas e turbulências geradas durante as queimadas os gases e aerossóis são transportados para locais distantes da fonte emissora e geram fortes impactos nas propriedades químicas da atmosfera local. Entre os meses de julho e outubro os índices de queimadas nas regiões do sul da Amazônia e no Brasil central são significativos. As queimadas emitem para a atmosfera grandes quantidades de gases traço e material particulado, como os aerossóis. Podemos dizer que aerossol é um sistema consistindo de partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera, incluindo tanto as partículas quanto o gás no qual elas estão imersas e são gerados tanto naturalmente como por ações humanas.

Palavras-Chave: Aerossol, Espalhamento Mie, Queimadas.

ABSTRACT

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

The human interference in nature is changing the processes of ecosystem function around the world, through intense use of natural resources and the accelerated urban and industrial development. The tropical regions due to its geographical position have full time high availability of sunlight. and climatic features that make the tropical atmosphere an environment of high chemical reactivity. In these regions the practice of burning is common in some months of the year and due to high temperatures and turbulence generated during the burned gases and aerosols are transported to distant locations and the source generate strong impacts on the chemical properties in atmosphere. Between the months of July and October the rates of burning in the southern regions of the Amazon and Brazilian Mid-East are significant. The fires pull out into the atmosphere large amounts of trace-gases and particulate matter, as aerosols. Here, aerosol is a system consisting of solid or liquid particles in suspension into atmosphere, including both the particles as the gas, in which are immersed and are generated both naturally and by human actions.

Keywords: Aerosol, Mie scattering, Burning.

1. INTRODUÇÃO

Aerossol é um sistema consistindo de partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera, incluindo tanto as partículas quanto o gás no qual elas estão imersas. A estrutura física e química das partículas de aerossol depende da fonte de emissão e dos processos meteorológicos que afetam o tempo de vida destas partículas.

Estudos realizados recentemente demonstram um cenário complexo dentro das mudanças climáticas, no qual os aerossóis têm impacto potencialmente importante no clima, ainda que não se tenha completo entendimento associados à quantificação de seus efeitos, o conhecimento que se tem atualmente sobre as partículas de aerossol atmosférico (sulfatos, orgânicos, poeira, aerossol marinho, fuligem) não são totalmente satisfatórios para entender o que eles influenciam no clima. No âmbito geral as mudanças climáticas globais são detectadas por análises feitas em longo prazo (períodos acima de 30 anos) de diversas variáveis meteorológicas, e avaliações em curto prazo de parâmetros como temperatura, precipitação, entre outros para representar a média do estado atmosférico. Essas mudanças podem ocorrer naturalmente, devido a variações na irradiância solar, modificações na órbita da Terra, alterações nas concentrações de gases do efeito estufa e de partículas de aerossol, mas uma das principais causas dessas alterações são as queimadas, responsáveis por um significativo aumento na concentração de gases e material particulado, principalmente na região da Amazônia Legal. Região que tem importância significativa na circulação atmosférica global apresentando movimentos convectivos profundos, transportando calor e vapor d'água para a atmosfera das regiões temperadas. Os aerossóis de queimadas modificam o balanço radiativo na superfície, absorvendo e espalhando a radiação solar. O impacto radiativo dos aerossóis é caracterizado pelas propriedades óticas dos mesmos, como

a profundidade ótica (τ_a), o albedo simples (ω_0) e função de fase. Sobre as regiões em que estejam ocorrendo queimas de biomassa, as partículas de aerossóis encontradas na fumaça são absorvedoras seletivas na região de onda curta do espectro eletromagnético, onde τ_a e ω_0 são os dois parâmetros mais importantes que afetam o balanço radiativo, mas enquanto a profundidade ótica do aerossol é determinada principalmente por sua concentração, ω_0 é determinado pela distribuição de tamanho de partículas e sua composição química. A radiação solar que atinge a superfície terrestre fica reduzida e o balanço no sistema superfície-atmosfera é modificado devido ao espalhamento e absorção na camada de aerossóis pelos compostos carbonáceos.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Estudar as propriedades óticas das partículas de aerossol presentes na atmosfera, através de dados obtidos pelo fotômetro solar da rede de monitoramento por sensoriamento remoto da AERONET (AErosol RObotic NETwork), NASA.

2.1.1 Objetivos Específicos

- Analisar os parâmetros óticos dos aerossóis;
- Separar as modas grossa e fina do material particulado;
- Identificar os períodos nos quais a atmosfera local está apresentando as maiores concentrações de material particulado;

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Para descrever a interação da radiação solar com as partículas constituintes da atmosfera terrestre, devemos primeiro compreender a estrutura e a composição da atmosfera. Após devemos compreender alguns aspectos relacionados com a radiação solar, destacando a contribuição dos componentes atmosféricos nos processos de espalhamento e absorção da radiação solar.

3.1 A ATMOSFERA TERRESTRE

Segundo Raven *et al.*, (1995), a atmosfera pode ser descrita como uma fina camada de gases que envolvem a Terra, sendo constituída principalmente pelo oxigênio e nitrogênio. Ela compreende uma mistura de gases, exibindo as características principais de todos eles, o que explica alguns dos aspectos fundamentais da estrutura atmosférica bem como muitos aspectos do tempo e do clima. A atmosfera é altamente compressível, suas camadas inferiores são muito mais densas que as camadas superiores. A densidade média da atmosfera diminui a partir de $1,2 \text{ kg m}^{-3}$ na superfície da Terra até $0,7 \text{ kg m}^{-3}$ na altura de 5 km. A pressão atmosférica diminui logaritmicamente com a altitude acima da superfície terrestre. A pressão em um ponto na atmosfera é o peso do ar verticalmente acima da unidade de área horizontal centralizada naquele ponto, ou seja, é a força direcionada para baixo sobre a unidade de área horizontal resultante da ação da gravidade sobre a massa de ar situada verticalmente (Mc INTOSH e THOM, 1969). A densidade real do ar depende da temperatura, do teor de vapor d'água no ar e da gravidade. Devido a fatores dinâmicos, o ar em áreas de alta pressão é geralmente mais seco, enquanto nas áreas de baixa pressão é usualmente úmido de acordo com Barry e Chorley (1976).

Na atual composição da atmosfera, estão presentes gases como o nitrogênio (78,10%), o oxigênio (21,94%), o argônio (0,93%) e o dióxido de carbono (0,03%). Outros gases ocorrem em proporções muito pequenas e incluem o neônio, hélio, metano, hidrogênio, xenônio e o ozônio entre outros que somados, representam menos de 0,03% (30 ppm) da composição total da atmosfera e o vapor d'água que varia desde 0,02% (volume) nas regiões áridas até 4% (volume) nas regiões equatoriais úmidas. O vapor d'água é o gás mais importante na atmosfera do ponto de vista de sua interação com a radiação solar e terrestre (STEPHENS, 1994).

O vapor d'água, o ozônio, o dióxido de carbono e os aerossóis desempenham papéis importantes na distribuição e nas trocas de energia dentro da atmosfera e entre a superfície da Terra e da atmosfera. Observações por foguetes indicam que o nitrogênio, o oxigênio, o argônio, estão misturados em proporções constantes até uma altitude de 80 km, devido à constante agitação no interior da atmosfera. Contrariamente ao que se poderia esperar não há separação dos gases leves e daqueles mais pesados da atmosfera por causa da constante mistura turbulenta em grande escala da atmosfera. Os aerossóis e gases absorvem, refletem e difundem tanto a radiação solar como a terrestre, o balanço de energia do sistema terra – atmosfera e a estrutura da temperatura da atmosfera são grandemente afetadas por suas quantidades e distribuições dentro da atmosfera (AYOADE, 2007).

A atmosfera é composta por cinco camadas, a partir da superfície da Terra, sendo estruturada em três camadas relativamente quentes, separadas por duas camadas relativamente frias como mostra a figura 1.

A *troposfera* é camada mais próxima da superfície terrestre, situada até mais ou menos 12 km de altitude. Ela contém aproximadamente 75% da massa gasosa total da atmosfera e virtualmente a totalidade do vapor d'água e aerossóis. Nesta camada os fenômenos do tempo e as turbulências são mais marcantes, a temperatura decresce rapidamente com a altitude a uma taxa média de 6,5 °C/km. A troposfera é descrita como a camada da atmosfera que estabelece as condições do tempo e do clima, tendo importância direta na vida no planeta. Na parte superior da troposfera encontra-se a camada de atrito, que tem cerca de 1 km de espessura, a transferência vertical de calor neste local ocorre principalmente por meio de turbulência. A atmosfera livre, esta isenta do efeito do atrito criado pelas irregularidades da

superfície terrestre. Nesta camada os ventos são mais fortes, pois não encontram resistência friccional, e a transferência vertical de energia ocorre principalmente através da formação de nuvens. A água é evaporada da superfície da Terra e transportada para o alto como vapor. Quando o vapor se condensa na atmosfera para formar as nuvens, ocorre a liberação do calor latente. O vapor d'água absorve primariamente na região espectral do infravermelho próximo. Nessa região, ele bloqueia a emissão térmica da superfície terrestre, com exceção da região compreendida entre 7 e 12 μm , chamada de “janela atmosférica”.

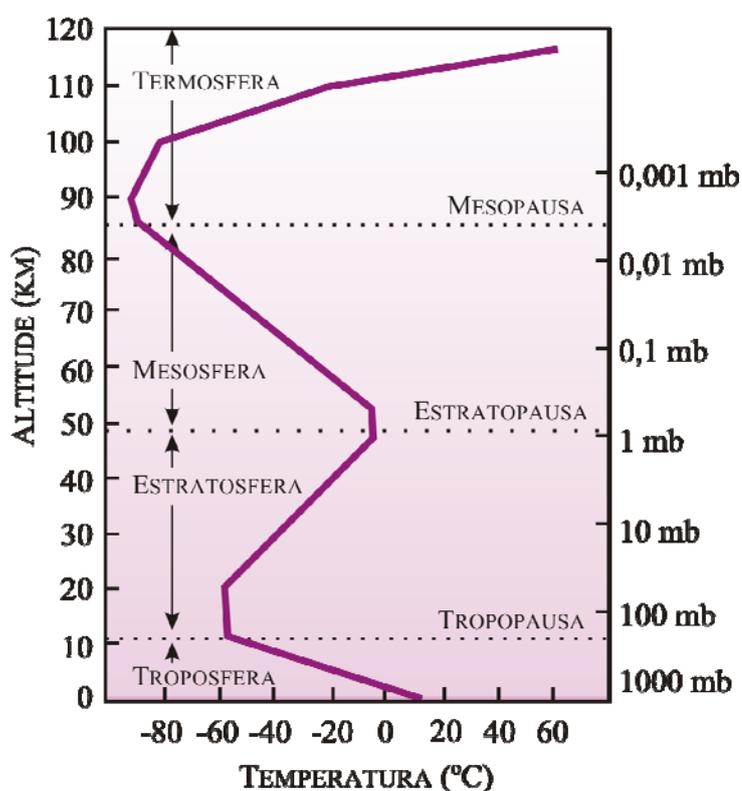


Figura 1 - Estrutura da atmosfera de acordo com as mudanças de temperatura.

Fonte: Ayoade, 2007.

A *estratosfera* é a segunda camada principal da atmosfera, estendendo-se desde a troposfera até aproximadamente 50 km acima do solo. A estratosfera contém grande parte do ozônio total atmosférico, sendo que a máxima concentração ocorre em torno de 22 km de altitude. Como a densidade do ar é muito menor, até mesmo uma pequena absorção de radiação solar pelos constituintes atmosféricos, produz um

grande aumento de temperatura, mas existem poucas manifestações associadas às “condições meteorológicas”.

A *mesosfera* é a camada imediatamente acima da estratosfera, e estende-se de uma altitude de aproximadamente 50 até 80 km da superfície da Terra. Na mesosfera a temperatura diminui com a altura até alcançar um mínimo de cerca de $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$ aos 80 km, situando-se na parte superior da estratosfera. A pressão atmosférica é muito baixa e diminui aproximadamente de um milibar (1 mb), na base mesosfera aos 50 km acima do solo, até 0,01 mb na mesopausa, na proximidade de 90 km acima da superfície terrestre.

A quarta camada é a *termosfera* que se estende desde 80 km até uma faixa de 500 a 1000 km (o limite superior não é bem definido). Nesta camada a temperatura aumenta com a altitude devido à absorção da radiação ultravioleta pelo oxigênio atômico. A atmosfera é muito rarefeita e acima dos 100 km é grandemente afetada pela radiação de raio-X e ultravioleta, o que provoca ionização ou carregamento elétrico.

A *exosfera* é a quinta camada, a mais externa da atmosfera. Seus limites estão situados desde o final da termosfera até o espaço sideral. Os átomos de oxigênio, hidrogênio e hélio formam uma atmosfera muito tênue e as leis dos gases deixam de ser válidas (AYOADE, 2007).

3.1.1 Os Principais Constituintes Atmosféricos

As partículas atmosféricas apresentam uma considerável variabilidade de elementos em sua composição, chegando a serem constituídas por centenas de compostos ou substâncias químicas diferentes. Os principais constituintes atmosféricos podem ser: iônicos (inorgânicos e orgânicos) solúveis em água (NaCl, $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ e outros); inorgânicos insolúveis em água (argilo-minerais, óxidos de Fe, metais co-precipitados e outros).

O conteúdo de carbonáceos inclui o carbono elementar *black carbon* (BC) e o carbono orgânico (CO), assim como uma pequena porcentagem (< 5%) de carbono inorgânico principalmente presente como carbonato. O *black carbon* é essencialmente um poluente primário emitido durante combustão incompleta de

biomassa ou combustível fóssil. O carbono orgânico tem duas origens: primária e secundária. O carbono orgânico primário é formado principalmente durante os processos de combustão como por exemplo da gasolina ou da biomassa. O carbono orgânico secundário pode originar-se de diferentes processos como conversão gás-partícula de compostos orgânicos voláteis (COV's), condensação e adsorção física e química (ALVES, 2005).

Segundo Harrison (1993), os componentes solúveis representam aproximadamente 60 % da massa total das partículas atmosféricas e compreendem principalmente os íons Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} e NH_4^+ . Os constituintes inorgânicos insolúveis em água compreendem principalmente os materiais provenientes dos solos, principalmente silicatos, que constituem os minerais primários e secundários.

Partículas biogênicas primárias são constituídas por pólenes, esporos, bactérias, algas, fungos, fragmentos de folhas, excrementos e fragmentos de insetos. Uma fração significativa de partículas biogênicas em áreas florestadas, formam aerossóis secundários, através da conversão gás-partícula. Estas partículas, menores que $1 \mu\text{m}$, são constituídas por materiais orgânicos e elementos traços como Na, Mg, P, S, K, Zn e Rb (ARTAXO & HANSSON, 1995).

3.2 O ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO

O processo mais importante responsável pela transferência de energia na atmosfera é a radiação eletromagnética. O espectro eletromagnético é a distribuição da intensidade da radiação eletromagnética com relação ao seu comprimento de onda (λ) ou frequência e é composto por, luz visível ($0,40 \mu\text{m}$ e $0,70 \mu\text{m}$), raios gama (λ , muito pequenos e altamente energéticos), raios-X (λ , muito pequenos e altamente energéticos), luz ultra-violeta ($0,010 \mu\text{m}$ a $0,40 \mu\text{m}$), radiação infravermelha (infravermelho próximo $0,7 \mu\text{m}$ e $3,5 \mu\text{m}$, infravermelho térmico $3,5 \mu\text{m}$ e $100 \mu\text{m}$), microondas (1mm a 1m), ondas de rádio e TV (1m), como mostra a figura 2.

A fórmula geral que conecta a frequência (ν) e comprimento de onda (λ) da radiação é :

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \quad (1)$$

onde:

$c = 2,998 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$ é a velocidade da luz no vácuo

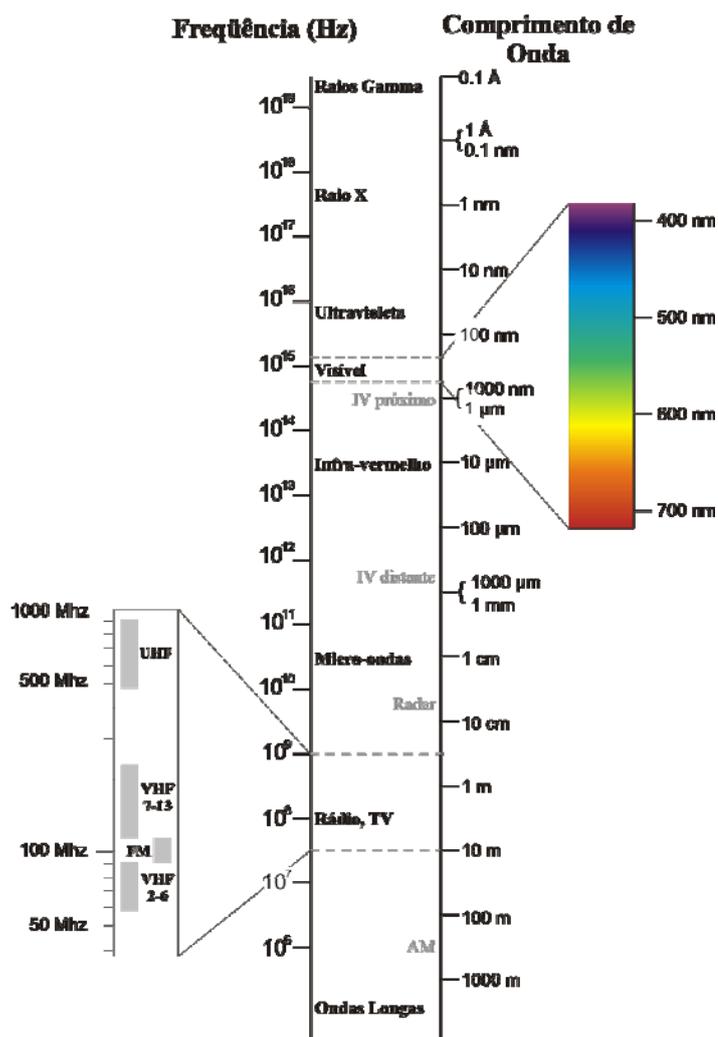


Figura 2 - O Espectro Eletromagnético

Mas a radiação eletromagnética apresenta dualidade onda-partícula, propagando-se como onda e trocando energia na forma de fótons. A energia dos fótons (ε) está relacionada ao comprimento de onda (λ) da radiação através da equação de Einstein:

$$\varepsilon = \frac{hc}{\lambda} = h\nu \quad (2)$$

onde:

$h = 6,626 \times 10^{-34}$ J.s é a constante de Planck

$c = 2,998 \times 10^8$ m.s⁻¹ é a velocidade da luz

ν é a frequência da radiação ($\nu = c/\lambda$)

O Sol emite radiação como um corpo negro com temperatura aproximada de 5900 K, nas regiões do ultravioleta, do visível, e do infravermelho próximo, sendo que o pico de energia que ocorre no espectro visível é próximo a 0,5 μm (figura 3). A Terra também emite radiação como um corpo negro, porém com temperatura bem menor, por volta de 300 K, emitindo em comprimento de ondas maiores, a partir de 4 μm , sendo que o seu pico de energia é próximo a 10 μm , na região do infravermelho térmico. Quando o espectro solar no topo da atmosfera é comparado com o espectro solar na superfície terrestre nota-se uma diminuição da energia incidente na superfície em alguns comprimentos de onda (figura 3).

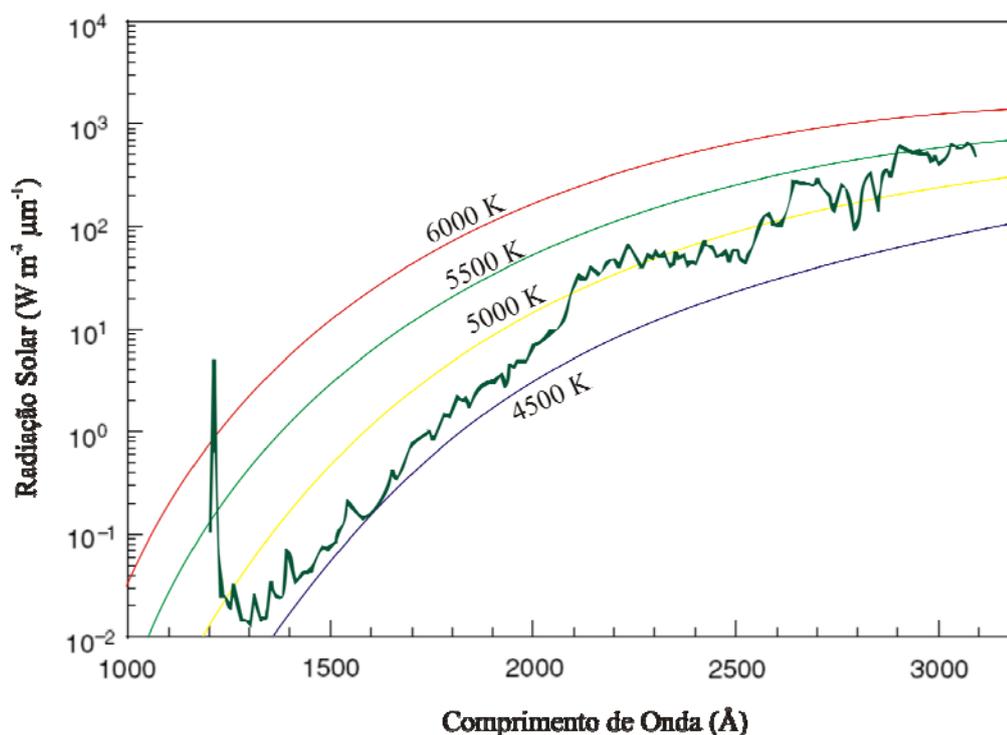


Figura 3 - Irradiância observada fora da atmosfera da Terra, na região do UV e comparação com as curvas de Planck, para temperaturas entre 4500 e 6000 K.

Fonte: Liou, 2002

Em alguns intervalos, chamados bandas de absorção, vários gases e partículas presentes na atmosfera absorvem a radiação solar em seu caminho à superfície e na região da “janela atmosférica”, onde os constituintes da atmosfera permitem a transmissão de radiação.

A figura 4 mostra como o oxigênio (O_2) e o ozônio (O_3) absorvem praticamente toda a radiação solar de comprimentos de onda inferiores a $0,3 \mu\text{m}$, altamente energéticos, sendo que o ozônio presente na estratosfera também absorve na região visível do espectro. Já o vapor d'água (H_2O) e o dióxido de carbono (CO_2) afetam principalmente a radiação infravermelha terrestre, sendo os principais responsáveis pelo aumento do efeito estufa observado no último século. Ainda nesta figura, nota-se que existem pequenas janelas no espectro, destacando-se o intervalo entre $0,3$ e $0,8 \mu\text{m}$, onde quase toda a radiação é transmitida (PROCÓPIO, 2005).

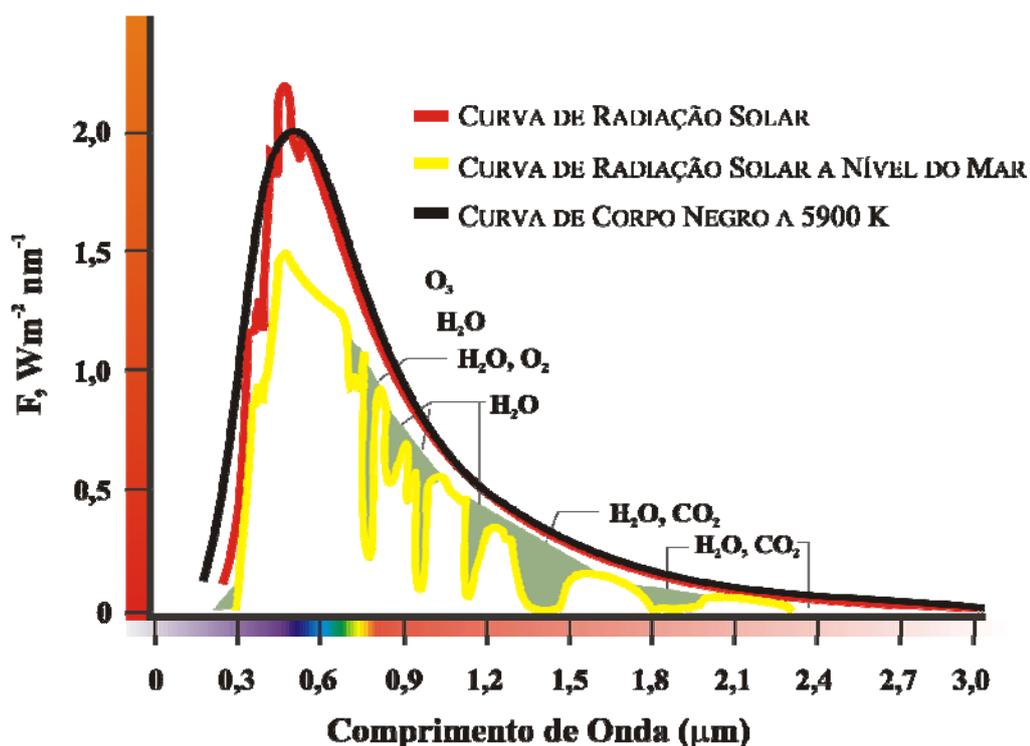


Figura 4 - Comparação da irradiância solar espectral ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) com a irradiância de um corpo negro de temperatura 5777 K.

3.3 A RADIAÇÃO SOLAR

A radiação solar é a fonte primária de energia para os processos biológicos e meteorológicos que ocorrem na superfície do planeta. Essencialmente toda energia incidente na atmosfera é proveniente do Sol, pois a condução ascendente de calor proveniente do magma encontrada no interior da superfície terrestre (devido ao decaimento radioativo) é desprezível. A radiação solar ao atravessar a atmosfera é atenuada desde o topo até atingir a superfície da Terra (IQBAL, 1983). Parte da radiação incidente é parcialmente absorvida, espalhada e refletida pelos gases, aerossóis e nuvens que estão presentes na atmosfera. A parte remanescente que atinge a superfície terrestre é intensamente absorvida pela biosfera, litosfera e hidrosfera sendo que apenas uma pequena fração é refletida.

Segundo Peixoto (1992), a maior parte da energia solar de interesse para o balanço de energia do sistema climático limita-se ao intervalo espectral entre 0,1 e 2,0 μm , que compreende as regiões do ultravioleta, visível e infravermelho próximo, enquanto que a maior fração da radiação emitida pelos corpos terrestres está localizada na faixa compreendida entre 4,0 e 60 μm situada no infravermelho do espectro eletromagnético.

As nuvens refletem e absorvem a radiação solar na faixa de 8 a 12 μm , apresentando um elevado índice de refletividade que varia com a espessura das mesmas e com a quantidade de água nelas existentes. A maior parte da reflexão da radiação solar pelas nuvens se faz diretamente ao espaço, sendo assim considerada como energia perdida para a superfície terrestre; porém outra parte é espalhada na superfície inferior das camadas de nuvens mais elevadas e com isso é re-emitada de volta para a Terra. Essa re-emissão se dá de maneira anisotrópica e se constitui no espalhamento da radiação solar descrito na teoria de Mie e Rayleigh.

Os aerossóis cujas dimensões são menores que o comprimento de onda da radiação incidente, espalham a radiação de forma similar ao espalhamento produzido pelas moléculas, este espalhamento é descrito pela teoria conhecida como “espalhamento Rayleigh”. Quando as dimensões da partícula e o comprimento de onda da radiação são da mesma ordem de grandeza, o espalhamento apresenta propriedades mais complexas e a teoria que descreve esse tipo de espalhamento é conhecida como “Teoria Mie” (válida para esferas homogêneas). Para partículas

grandes (parâmetro de tamanho grande) a luz é concentrada na direção frontal do feixe luminoso incidente (Mc CARTNEY, 1976 & LENOBLE, 1993).

3.3.1 Ângulo Sólido

A análise de um campo de radiação requer considerar a energia radiante confinada em um ângulo sólido como mostra a figura 5. O ângulo sólido é definido como a razão de área (τ) de uma superfície esférica interceptada pelo quadrado do raio (r).

$$\Omega = \tau/r^2 \quad (3)$$

Unidade de ângulo sólido é expresso em termos de esferorradianos. Para obter a diferença elementar do ângulo sólido, construímos uma esfera cujo ponto central é denotado O.

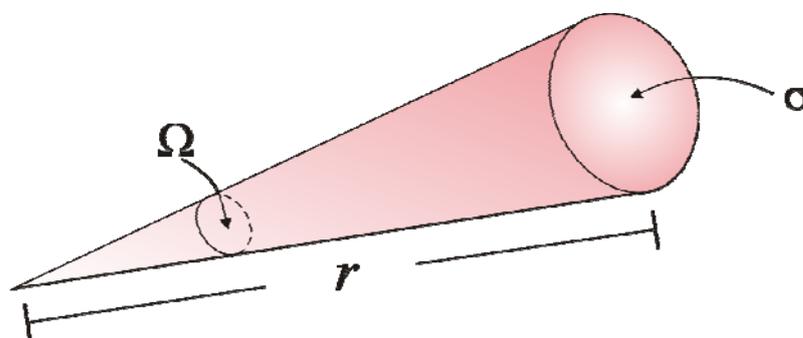


Figura 5 - Definição de um ângulo sólido. **Fonte:** Liou, 2002.

Assumindo uma linha através do ponto O que se desloca no espaço e uma interseção localizada a uma distância r do ponto O , então a diferença de área em coordenadas polares é dada por:

$$d\sigma = (rd\theta)(r \sin \theta d\phi) \quad (4)$$

então o diferencial do ângulo sólido é:

$$d\Omega = \frac{d\sigma}{r^2} = \sin \theta d\theta d\phi \quad (5)$$

onde:

θ e φ denotam o ângulo zenital e azimutal em coordenadas polares, respectivamente como mostra a figura 6.

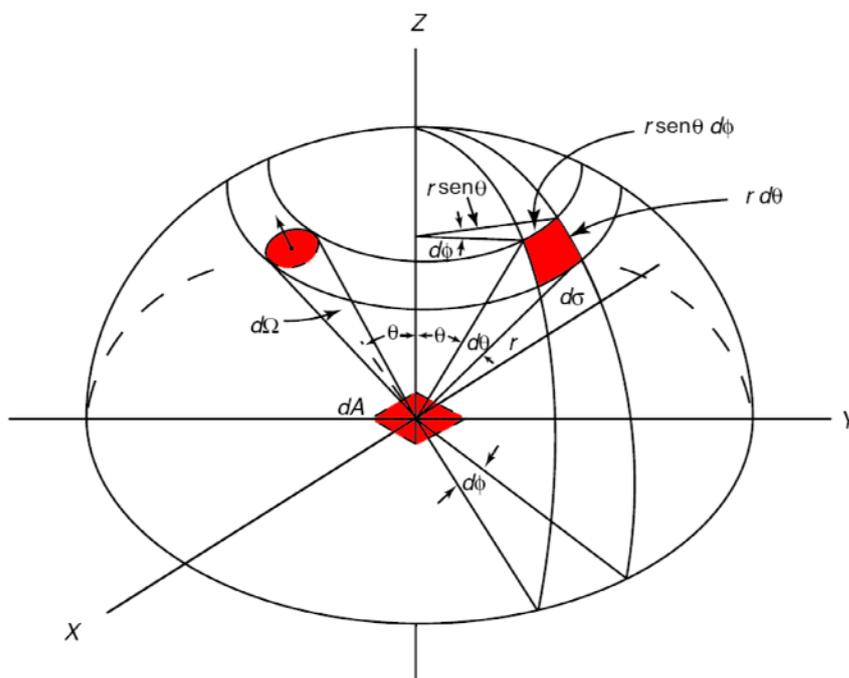


Figura 6 - Ilustração de um ângulo sólido diferencial e sua representação em coordenadas polares. **Fonte:** Liou, 2002.

3.3.2 Radiação de Corpo Negro

As Leis da radiação de corpo negro são fundamentais para a compreensão dos processos de emissão e absorção. Define-se como corpo negro o meio ou substância que absorve toda radiação incidente sobre ele, independente do comprimento de onda, direção de incidência ou estado de polarização como mostra a figura 7. Experimentos demonstraram que existe um máximo de radiação emitida por um corpo a certa temperatura, a esta radiação máxima denominou-se radiação de corpo negro (YAMASOE, 2002). Um corpo negro perfeito é definido como um objeto que absorve toda radiação incidente sobre ele e emite a maior intensidade possível de radiação em todos os comprimentos de onda, a certa temperatura. Na verdade não

existem corpos negros perfeitos na natureza, mas vários objetos apresentam comportamentos muito próximos aos deles (PROCÓPIO, 2005).

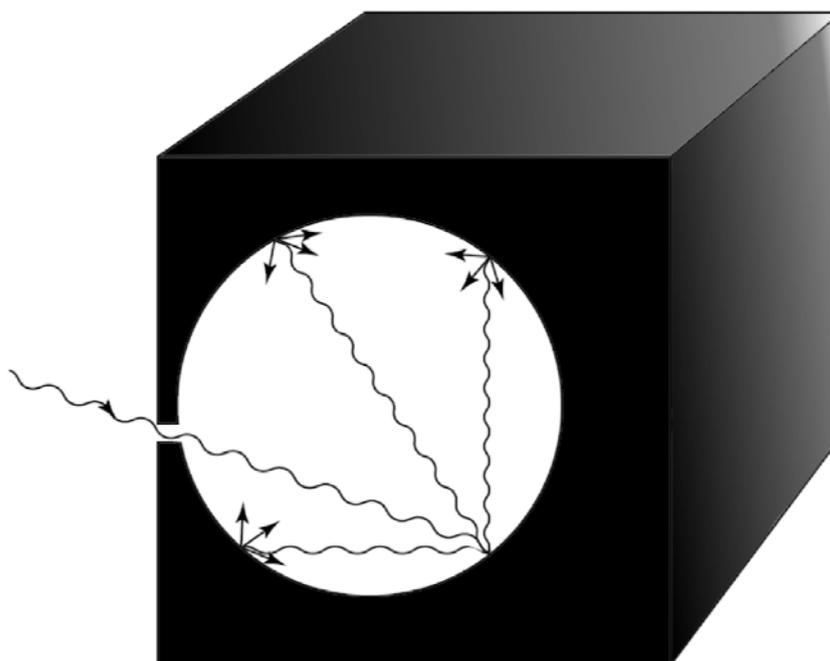


Figura 7 - Uma cavidade de radiação de corpo negro para ilustrar que a absorção é completa. Fonte: **Liou, 2002**.

Existem quatro leis fundamentais que descrevem a radiação de corpo negro, a Lei de Planck, Lei de Stefan–Boltzmann, Lei de Wien e Lei de Kirchhoff. A radiância (energia por unidade de tempo, por unidade de área, por unidade de ângulo sólido) emitida por um corpo negro depende unicamente da temperatura deste corpo, como mostra a figura 8, numa relação descrita pela Lei de Planck:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{K\lambda T} - 1} \right)} \quad (6)$$

onde:

$B_{\lambda}(T)$ é a radiância espectral emitida ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$)

T é a temperatura do corpo negro (K)

$K = 1,381 \times 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$ é a constante de Boltzmann.

Através desta equação verifica-se que quaisquer corpos negros a uma mesma temperatura emitem exatamente a mesma radiação e apresentam a mesma curva espectral. Derivando-se $B_\lambda(T)$ em relação à λ e igualando o resultado à zero, determina-se o comprimento de onda de emissão máxima (λ_{max}) :

$$\lambda_{max} = \frac{a}{T} \quad (7)$$

onde:

$$a = 2,897 \times 10^{-3} \text{ m.K (constante)}$$

Esta equação estabelece uma relação de proporcionalidade inversa entre a temperatura absoluta do corpo negro e o comprimento de onda correspondente à máxima radiância espectral emitida por ele, e é conhecida como Lei de deslocamento de Wien. A radiância total ($\text{W.m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1}$) emitida por um corpo negro pode ser derivada integrando-se a equação (8) sobre todos os comprimentos de onda:

$$B(T) = \int_0^\infty B_\lambda(T) d\lambda = \frac{2\pi^5 k^4 T^4}{15c^2 h^3} \quad (8)$$

Como a radiação emitida pelo corpo negro é isotrópica, ou seja, independente da direção, o fluxo total (F) (W. m^{-2}) (energia por unidade de área, por unidade de tempo) pode ser obtido através da integração da radiância total sobre todos os ângulos de um hemisfério:

$$F(T) = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi B(T) \cdot \cos \phi \cdot \sin \phi \cdot d\phi d\theta = \pi B(T) \quad (9)$$

Substituindo-se (9) em (8) tem-se que:

$$F(T) = \frac{2\pi^5 k^4 T^4}{15c^2 h^3} = \sigma T^4 \quad (10)$$

onde:

$\sigma = 5,6705 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ é a constante de Stefan-Boltzmann.

Esta igualdade, conhecida como Lei de Stefan-Boltzmann, mostra que o fluxo emitido por um corpo negro é proporcional à quarta potência da temperatura absoluta deste corpo.

As três leis descritas acima dizem respeito à radiação emitida por um corpo negro, que depende de sua temperatura e do comprimento de onda. Um meio também pode absorver radiação em certo comprimento de onda e reemitir radiação neste mesmo comprimento de onda. A taxa com que este corpo emite depende igualmente de sua temperatura e do comprimento de onda como mostra a figura 8 (LIOU, 2002).

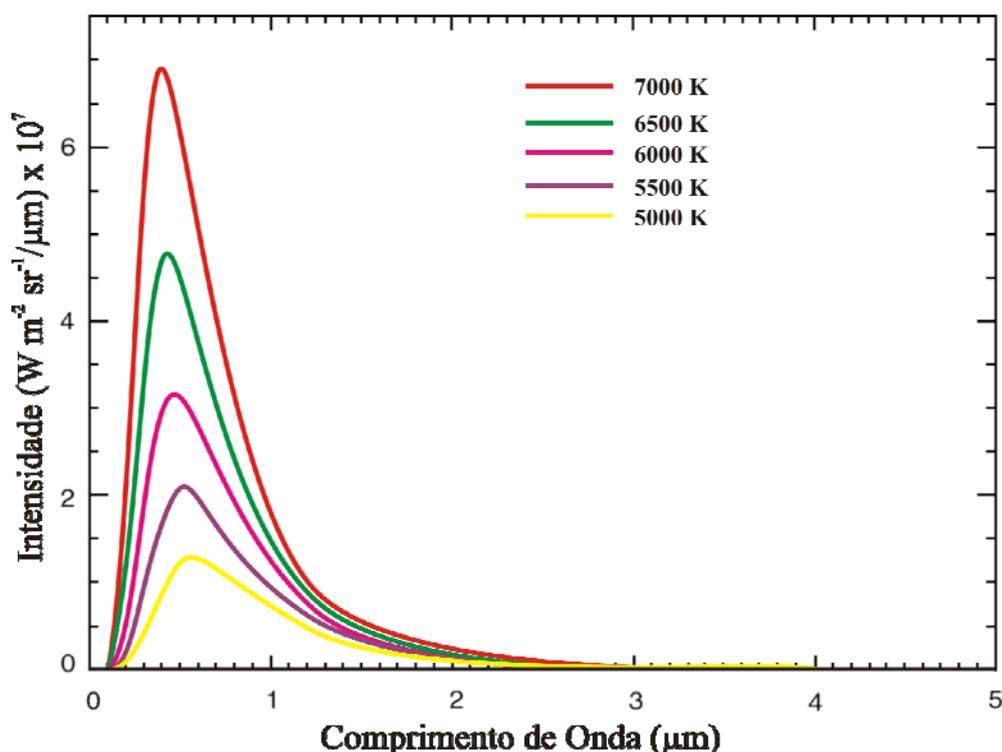


Figura 8 - Intensidade do corpo negro como função do λ para um número de temperaturas de emissão.

A investigação teórica no campo da radiação térmica teve início em 1859, com o trabalho de Kirchoff, o qual mostrou que um corpo em equilíbrio termodinâmico para um dado λ , caracterizado por temperatura uniforme e radiação

isotrópica, possui a taxa de ε (emissividade), igual à taxa de absorção, A (absortância).

De acordo com a Lei de Kirchoff:

$$\varepsilon(\lambda) = A(\lambda) \quad (11)$$

Um meio com absortância $A(\lambda)$ e emissividade $\varepsilon(\lambda)$, absorve $A(\lambda)$ vezes $B_\lambda(T)$ e emite $\varepsilon(\lambda)$ vezes $B_\lambda(T)$. No caso de um corpo negro ideal ε e A são máximos, iguais a unidade (GASIOROWICZ, 1979).

3.4 ESPALHAMENTO DA RADIAÇÃO

A maior parte da luz que chega até os nossos olhos não vem diretamente de sua fonte, mas indiretamente através do processo de espalhamento. Vemos difusamente a luz solar espalhada quando olhamos as nuvens ou o céu. Segundo Mc Cartney (1976), o espalhamento da radiação é um processo físico no qual as partículas em suspensão na atmosfera interagem com o fluxo de energia solar radiante, reduzindo sua intensidade e irradiando dentro de um ângulo sólido, centrado na própria partícula, ou seja, provoca uma redistribuição angular da radiação. O espalhamento pode ser dividido em seletivo ou não-seletivo espectralmente, onde o espalhamento seletivo ocorre quando o raio das partículas espalhadoras é menor ou da mesma ordem de grandeza que o comprimento de onda da radiação incidente sobre elas. O espalhamento não-seletivo ocorre quando o tamanho das partículas são maiores que o comprimento de onda da radiação incidente, como partículas com diâmetros que variam entre 5 e 100 μm se a radiação incidente considerada for à radiação solar (LIOU, 1980).

Os parâmetros que caracterizam o regime de espalhamento são:

- A eficiência da extinção;

- O albedo simples que pode ser definido como a fração da energia radiante removida da onda incidente, que reaparece como radiação espalhada;
- O fator de assimetria que pode ser definido como a média, ou o valor estatisticamente esperado do co-seno do ângulo de espalhamento da radiação espalhada (TWOMEY, 1977).

No caso da assimetria, a relação entre o tamanho do elemento espalhador e o comprimento de onda da radiação incidente é um dos fatores determinantes do tipo de espalhamento. Tal relação pode ser expressa como:

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (12)$$

onde:

x é o parâmetro de tamanho

r é o raio da partícula

λ é o comprimento de onda da radiação incidente

Se $x \ll 1$, o regime de espalhamento é Rayleigh (espalhamento por moléculas ou partículas atmosféricas pequenas em relação ao λ da radiação incidente), ocorre uma completa simetria da radiação espalhada em relação ao plano normal à direção da radiação incidente, independente do tamanho da partícula, de tal forma que o retro espalhamento é igual ao pró-espalhamento. Por exemplo o espalhamento da luz visível (0,4 a 0,7 μm) por moléculas na atmosfera, o que explica a cor azul do céu. Se $x \cong 1$, o espalhamento é determinado pela teoria de Mie (espalhamento por partículas esféricas homogêneas de tamanho próximo ao λ da radiação incidente), aplica-se exclusivamente a partículas esféricas. É uma teoria de extrema aplicabilidade em Meteorologia, em problemas de sensoriamento remoto que envolve partículas ou nuvens. Se $x \gg 1$, o espalhamento é regido pelas leis da ótica geométrica (espalhamento por partículas atmosféricas grandes em relação ao λ da radiação incidente).

O regime de espalhamento atmosférico molecular, que tem como base a hipótese de que o elemento dispersor atua simetricamente quando interage com o campo de radiação, é aplicado às partículas muito menores que o comprimento de onda da radiação eletromagnética incidente.

3.4.1 Espalhamento e Absorção da Luz por Pequenas Partículas

A absorção e o espalhamento elástico (o comprimento de onda da luz se mantém constante depois do espalhamento) dado por uma partícula esférica é um problema clássico em física, cujo formalismo matemático é denominado de Teoria Mie (também denominado de teoria Debye-Mie-Lorenz).

Os parâmetros mais importantes que governam o espalhamento e a absorção de luz por uma partícula são:

(i) o comprimento de onda da radiação incidente (λ);

(ii) o tamanho da partícula, normalmente denotado em termos de um parâmetro de tamanho adimensional χ (a proporção entre o raio da partícula e o comprimento de onda da luz);

(iii) a propriedade ótica da partícula relativa ao meio em que se encontra, o *índice complexo de refração*,

$$N = n + ik \quad (13)$$

onde:

a parte real (n)

a parte imaginária (k) do índice refrativo são apresentadas como função de λ e representam os componentes de espalhamento e de absorção das partículas, respectivamente.

A eficiência de absorção tende a aumentar proporcionalmente ao aumento da parte imaginária do índice de refração, que por sua vez, promove o acréscimo dos valores da eficiência de extinção. Enquanto que a parte real do índice de refração

descreve o quanto a luz é desviada no meio. Para valores altos da parte real, acontece uma variação brusca da eficiência de espalhamento resultando também em altos valores de eficiência de extinção. O índice refrativo N , geralmente, é normalizado pelo índice de refração do meio, N_0 , e referenciado como m ,

$$m = \frac{N}{N_0} \quad (14)$$

onde o meio de interesse neste trabalho é a atmosfera. Uma vez que o índice de refração do ar por ser aproximado pela unidade, por exemplo, $N_0 = 1,00029 + 0i$ em $\lambda = 589$ nm, e por simplificação N e m são idênticos. Neste sentido, o índice de refração é convencionado.

A distribuição angular do feixe de luz espalhado por uma partícula em um dado λ é chamada de *função de fase* (ou ainda de *função de fase do espalhamento*). Pode ser definida como a intensidade espalhada em um determinado ângulo θ relativo ao feixe incidente e normalizado pela integral do feixe espalhado em todos os ângulos,

$$p(\theta, \alpha, m) = \frac{F(\theta, \alpha, m)}{\int_0^\pi F(\theta, \alpha, m) \sin \theta d\theta} \quad (15)$$

onde $F(\theta, \alpha, m)$: é o fluxo radiativo em um ângulo θ (importante destacar que a hipótese da partícula ser esférica permite a eliminação da dependência azimutal ϕ de p).

A distribuição do fluxo radiativo espalhado pode ser representado por uma variedade de parâmetros representativos que são derivados a partir da função de fase. O parâmetro de assimetria g é definido como o fluxo ponderado do cosseno do ângulo de espalhamento θ (ângulo formado entre a direção do feixe incidente e do feixe espalhado).

$$g = \frac{1}{2} \frac{\int_0^\pi \cos \theta F(\theta) \sin \theta d\theta}{\int_0^\pi F(\theta) \sin \theta d\theta} \quad (16)$$

$$g = \frac{1}{2} \int_0^\pi \cos \theta p(\theta) \sin \theta d\theta \quad (17)$$

O fator de correção $\frac{1}{2}$ garante que:

$g = 1$ para luz totalmente espalhada em $\theta = 0^\circ$ (a direção posterior)

$g = -1$ para luz totalmente espalhada em $\theta = 180^\circ$ (a fração de retro-espalhamento)

$g = 0$ para uma partícula que espalha luz isotropicamente (isto é, a mesma quantidade em todas as direções).

Valores positivos do fator de assimetria indicam que o espalhamento promovido pela partícula é mais significativo na direção dianteira com relação à fração espalhada para trás; enquanto que valores negativos apontam o contrário. O fator de assimetria representa o valor médio ou aquele que é estatisticamente esperado do co-seno do ângulo do espalhamento (GARCIA, 2005).

3.4.2 Espalhamento Mie

A teoria de espalhamento Mie foi desenvolvida em 1908 por Gustav Mie e permite o cálculo de várias propriedades óticas de partículas esféricas dielétricas, finitas, tamanhos e índices de refração arbitrários. 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, o que invalidaria a solução de Mie. Porém, fazendo-se a média sobre as orientações de espalhamento de todas as partículas quase esféricas presente na atmosfera percebe-se que elas espalham como se fossem “esferas equivalentes”, o que amplia a possibilidade de utilização da Teoria de Mie.

A solução da Teoria de Mie se dá através da aplicação da teoria eletromagnética clássica, derivada a partir das equações de Maxwell (VAN de

HULST, 1981). Serão apresentados a seguir as fórmulas e os conceitos mais importantes desta teoria, os detalhes das derivações e aplicações das fórmulas podem ser encontrados em vários livros textos de radiação como Bohren e Huffman (1998), Thomas e Stamnes (1999) e Liou (2002). 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 (PROCÓPIO, 2005).

A função de fase de espalhamento é dada por:

$$p(\theta) = \frac{1}{2} (|S_1|^2 + |S_2|^2) \quad (18)$$

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

$$S_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n) \quad (19)$$

$$S_2 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \pi_n) \quad (20)$$

Sendo:

$$\tau_n(\theta) = \frac{P_n^1(\theta)}{\sin \theta} \quad \text{ou} \quad \tau_n(\theta) = \frac{dP_n^1(\theta)}{d\theta} \quad (21)$$

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

$$a_n = \frac{m \psi_n(mx) \psi_n'(x) - \psi_n(x) \psi_n'(mx)}{m \psi_n(mx) \xi_n'(x) - \xi_n(x) \psi_n'(mx)} \quad (22)$$

$$b_n = \frac{\psi_n(mx)\psi_n'(x) - m\psi_n(x)\psi_n'(mx)}{\psi_n(mx)\xi_n'(x) - m\xi_n(x)\psi_n'(mx)} \quad (23)$$

onde:

m é o índice de refração complexo da partícula ($m = n - k_i$)

x é a razão $2\pi r/\lambda$

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 .

É possível a derivação dos fatores de eficiência de extinção (Q_{ext}) e de espalhamento (Q_{esp}) e do fator de assimetria (g) através das séries:

$$Q_{ext} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}(a_n + b_n) \quad (24)$$

$$Q_{ext} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (25)$$

$$g = \frac{4}{x^2 Q_{esp}} \left[\sum_{n=1}^{\infty} \frac{n(n+1)}{n+1} \operatorname{Re}(a_n a_{n+1}^* + b_n b_{n+1}^*) + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1) \operatorname{Re}(a_n + b_n^*)}{n(n+1)} \right] \quad (26)$$

onde:

Re denota a parte real da expressão

(*) o índice estrela representa a relação $f(-y) = f^*(y)$, sendo f uma função qualquer de y .

O fator de eficiência de absorção (Q_{abs}) pode ser obtido da subtração entre os fatores de eficiência de extinção e espalhamento. Estes parâmetros dependem, além do tamanho da partícula e do índice de refração, do λ da radiação incidente.

A Q_{esp} aumenta rapidamente de $x = 0$ até $x \approx 5$, contudo, quando o tamanho da partícula é grande ($x \geq 10$), Q_{esp} diminui, apresentando um comportamento assintótico, convergindo para um valor constante igual a dois.

Através da equação 26 e da distribuição de tamanho dos aerossóis em número de partículas $n(r) = dN/dr$, onde r é o raio da partícula é possível determinar o coeficiente de extinção linear ($b_{ext,\lambda}$) para partículas de aerossol polidispersas:

$$b_{ext,\lambda} = \int_0^{\infty} Q_{ext}(m, x) \pi r^2 n(r) dr \quad (27)$$

Onde nota-se 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. Uma vez conhecidos os coeficientes extinção e de espalhamento, o albedo simples e o expoente de Ångström podem ser calculados através das equações 38 e 41, respectivamente.

3.5 A TRANSFERÊNCIA RADIATIVA NA ATMOSFERA

Existem duas componentes distintas no campo da radiação de onda curta: direta e difusa. A componente direta ($L_{\lambda,dir}$ ou $L_{\lambda,0}$), ou solar, refere-se à parte da radiação solar que não passou por nenhum processo de atenuação; e a componente difusa ($L_{\lambda,dif}$) consiste da luz que foi espalhada na atmosfera:

$$L_{\lambda} = L_{\lambda,dir} + L_{\lambda,dif} \quad (28)$$

A equação geral de transferência radiativa para radiação de onda curta, na ausência de processos de emissão, pode ser escrita como (Liou, 1980):

$$\pm \mu = \frac{dL_\lambda(\lambda, \tau; \pm, \varphi)}{d\tau} = L_\lambda(\lambda, \tau; \pm, \varphi) - J_\lambda(\lambda, \tau; \pm, \varphi) \quad (29)$$

onde:

- μ é o cosseno do ângulo zenital θ de observação (contado a partir do zênite); por convenção, feixes descendentes e ascendentes são indicados por $-\mu$ e $+\mu$, respectivamente;
- τ é a profundidade ótica (espessura ótica vertical) – medida da quantidade de matéria opticamente ativa atravessada por um feixe de radiação;
- λ é o comprimento de onda da radiação (μm);
- φ é o ângulo azimutal (em graus);
- $L_\lambda(\lambda, \tau; \pm, \varphi)$ é a radiância espectral – quociente entre a intensidade espectral observada num certo elemento de superfície, numa dada orientação ($\text{W Sr}^{-1}/\mu\text{m}$) e a área da projeção ortogonal deste elemento de superfície num plano perpendicular àquela orientação ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}/\mu\text{m}$);
- $J_\lambda(\lambda, \tau; \pm, \varphi)$ é a função fonte de espalhamento ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}/\mu\text{m}$);
- $p(\lambda, \tau, \mu', \varphi'; \pm, \mu, \varphi)$ é a função de fase entre a orientação de incidência (μ', φ') e a de emergência (μ, φ) em relação à partícula (ou ao volume elementar) situado à posição especificada pelo valor de τ .

A profundidade ótica (τ_λ), pode ser definida como a medida da quantidade de matéria opticamente ativa atravessada por um feixe de radiação na vertical. Avalia-se através da integração do coeficiente linear de atenuação ao longo do trajeto efetivamente percorrido pelo feixe de radiação, ou ainda da integração do coeficiente mássico de atenuação ao longo do respectivo caminho óptico (PLANA-FATTORI e CEBALLOS, 1998).

A profundidade ótica em um comprimento de onda (τ_λ), é definida tal que o feixe de radiação solar direto transmitido até a superfície decresce de acordo com $\exp(-\tau_\lambda/\cos\theta_0)$ devido ao espalhamento e absorção pela matéria, onde θ_0 é o ângulo zenital solar. Pode-se dizer que (τ_λ) quantifica o efeito óptico da coluna de ar (devido

à presença de gases, aerossol e nuvens que espalham, e/ou absorvem radiação) entre a superfície e o topo da atmosfera (TOA) no λ , sendo representada da seguinte forma:

$$\tau_{\lambda} = -\int_0^{TOA} \sigma_{ep}(\lambda, z) dz = -\int_0^{TOA} (\sigma_{ap}(\lambda, z) + \sigma_{sp}(\lambda, z)) dz \quad (30)$$

onde TOA representa o topo da atmosfera, e (σ_{ep}) é o coeficiente linear de extinção de todos os constituintes opticamente ativos em um determinado λ , isto é, a soma dos coeficientes lineares de absorção e espalhamento, σ_{ap} e σ_{sp} (unidade de m^{-1} no S.I.).

A função fonte, representando as contribuições do espalhamento a partir da radiação solar direta e também do espalhamento múltiplo resultante da parcela difusa, pode ser escrita como:

$$J_{\lambda}(\lambda, \tau; \pm, \varphi) = \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} L_{\lambda}(\lambda, \tau; \mu') P(\lambda, \tau, \mu', \varphi'; \pm, \mu, \varphi) d\mu' d\varphi' + \frac{\omega_0}{4\pi} F_{\otimes} P(\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) e^{-\tau/\mu_0} \quad (31)$$

onde:

F_{\otimes} : é a irradiância solar direta no topo da atmosfera (TOA)

ω_0 : é o albedo simples

O primeiro termo do lado direito representa a produção de radiação difusa a partir do espalhamento de radiação difusa pré-existente. Enquanto que o termo seguinte está associado à produção de radiação difusa a partir do espalhamento da radiação direta transmitida.

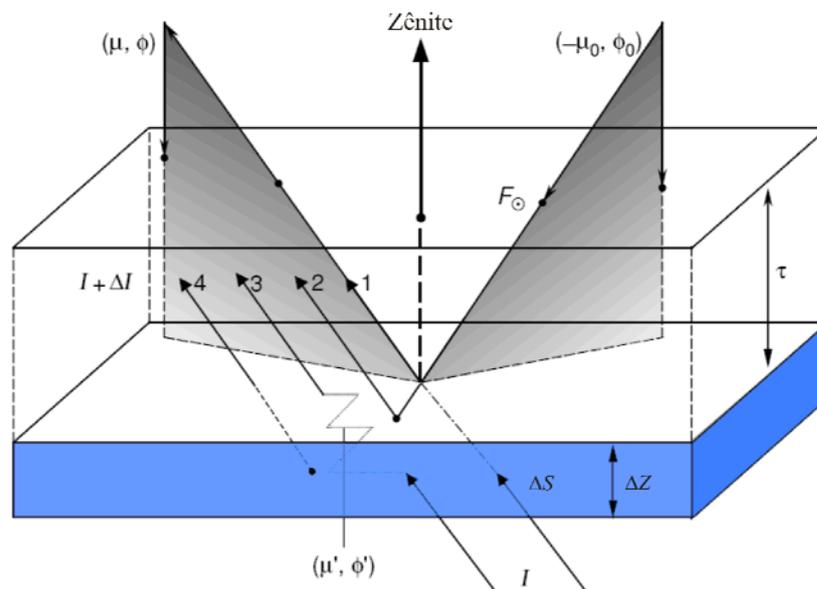


Figura 9 - Transferência da intensidade solar difusa: (1). Atenuação por extinção; (2). Espalhamento único do fluxo solar não espalhado; (3). Espalhamento múltiplo; (4). Emissão pela camada. **Fonte:** Liou, 2002.

3.6 A LEI DE BEER-BOUGUER-LAMBERT

O tratamento mais sofisticado da interação da radiação com a atmosfera é obtido resolvendo a equação de transferência radiativa, detalhadamente desenvolvida por Chandrasekhar (1960), a qual considera que o feixe radiativo incidente num meio sofre absorção, espalhamento múltiplo e contribuição de emissões ou re-espalhamentos na direção do feixe. A lei de Beer-Bouguer-Lambert permite uma aproximação mais simples que encontra grandes aplicações em problemas atmosféricos, que considera apenas a atenuação da radiação ocorrendo no feixe radiativo proveniente diretamente da fonte (Sol).

A lei de Beer é a combinação de duas leis inicialmente separadas para a atenuação de radiação, a lei de Lambert-Bouguer que relaciona a quantidade de luz absorvida e a distância que ela viaja através de um meio homogêneo absorvedor, e a lei de Beer, que relaciona a absorção de luz e a concentração da substância absorvente no caso do meio ser constituído por uma solução diluída de uma substância absorvente num solvente não-absorvente. Estas duas abordagens são na prática expressões da mesma lei física.

Quando um feixe radiativo monocromático de Radiância espectral L_λ é transmitido através de uma distância infinitesimal ds (figura 10) em um meio absorvedor, porém não espalhador, a absortância espectral é dada por dL_λ/L_λ . Se for considerado que esta absortância é independente de L_λ , mas é proporcional à densidade $\rho(s)$ do absorvedor e a ds , segue que:

$$\frac{dL_\lambda}{L_\lambda} = -k_{a\lambda}\rho(s)ds \quad (32)$$

onde:

$k_{a\lambda}$ é formalmente definido como coeficiente de absorção espectral do meio.

Integrando-se ao longo de um caminho finito de espessura l , tem-se que:

$$L_\lambda = L_{\lambda 0} \exp\left(-k_{a\lambda} \int_0^l \rho(s)ds\right) \quad (33)$$

onde:

$L_{\lambda 0}$ é a radiância espectral no início do trajeto e $\int_0^l \rho(s)ds$ é a massa total do absorvedor pelo corte transversal da área (definida como *caminho óptico*).

Usualmente, em problemas atmosféricos, tanto $k_{a\lambda}$ quanto ρ são funções da posição, portanto, a equação acima deve ser reescrita:

$$L_\lambda = L_{\lambda 0} \exp\left(-\int_0^l k_{a\lambda}\rho(s)ds\right) \quad (34)$$

Essa expressão é conhecida como **Lei de Beer**, relação verificada experimentalmente, descrevendo a atenuação gradativa da radiância associada a um feixe monocromático colimado ao longo do meio atravessado, que está de acordo com uma função exponencial simples, cujo argumento vem a ser o produto entre o

coeficiente de absorção e a densidade do meio absorvedor (PALTRIDGE E PLATT, 1976).

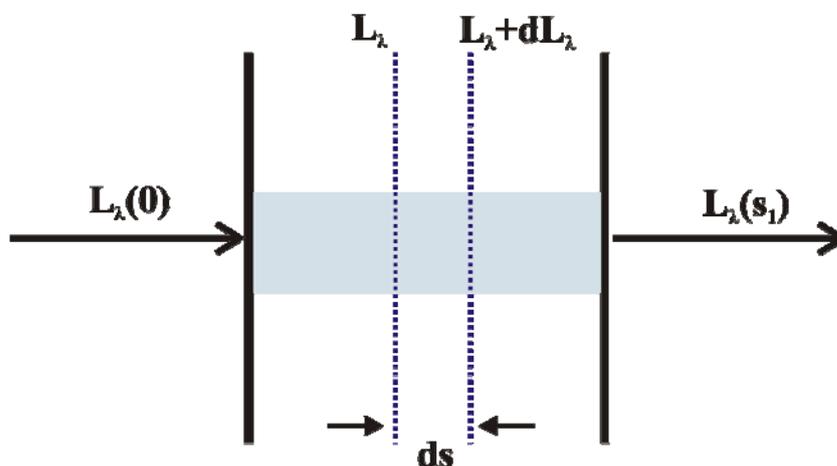


Figura 10 - Atenuação da radiação solar incidente ao atravessar um meio de espessura ds . **Fonte:** Liou, 1980.

3.7 O AEROSSOL ATMOSFÉRICO

Aerossol é um sistema constituído de partículas sólidas ou líquidas em suspensão na atmosfera. As partículas de aerossol são constituídas por uma mistura de partículas de origem primária (emissões direta da fonte) e secundária (transformação gás-partícula). As partículas de origem primária geralmente são provenientes das emissões gasosas terrestres, poeiras de meteoritos, emissões vulcânicas, poeiras transportadas pelos ventos como mostra a figura 11 e processos de combustão, enquanto as de origem secundária são formadas na atmosfera pelas reações entre gases e partículas dispersas no ar.

O tamanho dessas partículas é estabelecido em função de seu diâmetro aerodinâmico, ou seja, é definido como o diâmetro de uma esfera hipotética de densidade igual a 1 g cm^{-3} , que possui a mesma velocidade de assentamento, em ar calmo, ao da partícula em questão, independente de seu tamanho, geometria e densidade real. Compreendendo de poucos nanômetros a frações de milímetros, (HORVATH, 2000).

Hinds (1982), Dockery & Pope (1994), apresentaram a descrição mais comumente utilizada para caracterizar as partículas de aerossol com relação ao seu tamanho.

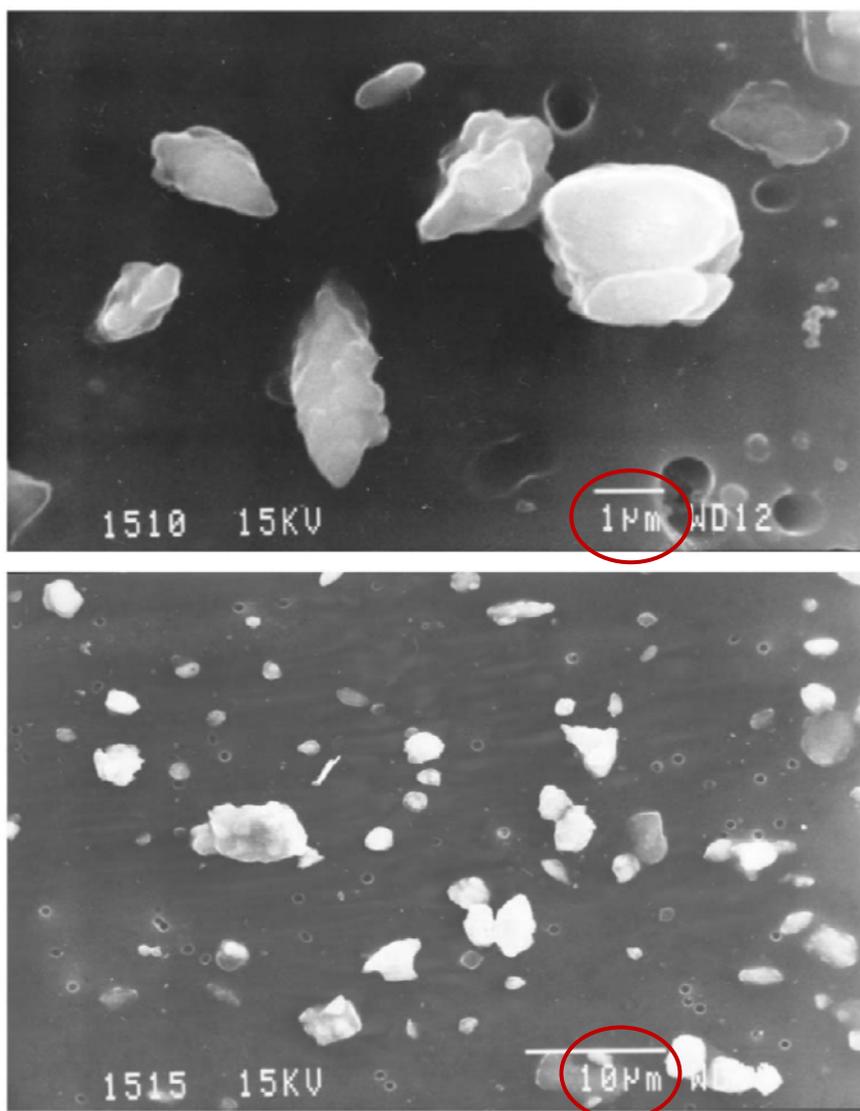


Figura 11 - Micro partículas e poeira coletadas no deserto do Saara em Israel no ano de 1998. **Fonte:** Yoram e Kaufmann

Um modelo clássico de distribuição por tamanho das partículas atmosféricas é apresentado na figura 12 que mostra uma distribuição trimodal, com indicação dos respectivos processos de formação, transformação e remoção da atmosfera.

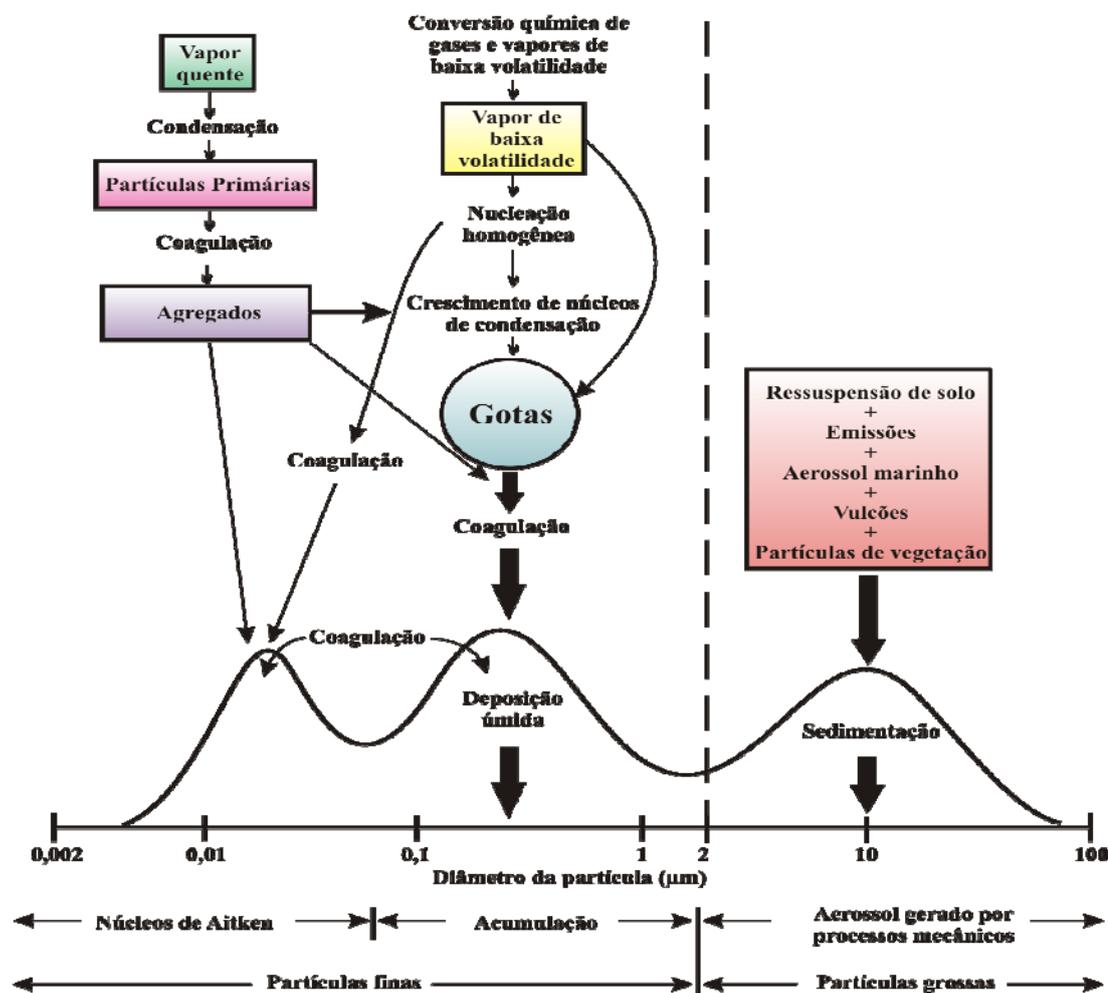


Figura 12 - Representação esquemática da distribuição de tamanho das partículas de aerossol atmosférico. Fonte: Pueschel, 1995.

3.7.1 Classificação das Partículas de Aerossol

As partículas de aerossol podem ser classificadas por intervalos de tamanho, o modelo que é mais frequentemente adotado é a *distribuição lognormal*. Na grande maioria dos casos de formação de aerossóis, as partículas produzidas costumam apresentar tamanho variável em virtude de um determinado grau de aleatoriedade que ocorre durante a sua formação e podem ser classificadas em modas definidas por intervalos de tamanho onde se tem a maior concentração de partículas (SEINFELD & PANDIS, 1998). Uma fração compreendendo as partículas finas (MPF), com diâmetro aerodinâmico menor que 2,5 μm e outra fração de partículas grossas (MPG), que compreende partículas com diâmetro aerodinâmico entre 2,5 e 10 μm .

A Tabela 1 apresenta algumas nomenclaturas para as partículas conforme o diâmetro mas alguns autores ainda dividem as partículas de moda fina em duas categorias: ultra-finas, também chamadas de núcleos de Aitken ou moda de nucleação (partículas com diâmetro aerodinâmico $< 0,1 \mu m$), que se origina da condensação de vapores supersaturados.

Tabela 1 - Nomenclatura para partículas atmosféricas conforme seus diâmetros

Fonte: Horvath, (2000)

Nomenclatura meteorológica de acordo com Junge:

Partículas de Aitken: de $\cong 1$ até 100 nm

Partículas Grossas: de $0,1$ a $1 \mu m$

Partículas Gigantes: $D_p > 1 \mu m$ até $\cong 100 \mu m$

Nomenclatura de acordo com Whitby:

Partículas da moda de nucleação: de $\cong 1$ até 100 nm

Partículas da moda de acumulação: de $0,1$ a $1 \mu m$

Partículas da moda Grossa: $> 1 \mu m$ até $\cong 100 \mu m$

Nomenclatura Atual:

Partículas da moda de nucleação: de $\cong 1$ até 30 nm

Partículas da moda de Aitken: de $\cong 30$ até 100 nm

Partículas da moda de acumulação: de $0,1$ a $2 \mu m$

Partículas da moda Fina (Aitken + Acumulação): $D_p < 2 \mu m$

Partículas da moda Grossa: de $0,1$ a $1 \mu m$

Distribuição de Tamanho na Eletricidade do Ar:

Íons Pequenos: $\cong 1 \text{ nm}$

Íons Grandes: $\cong 1 \text{ nm}$ até $\cong 100 \text{ nm}$

Importância na Ótica Atmosférica:

Partículas de Névoa: $\cong 1 \text{ nm}$ até $\cong 1 \mu m$

Importância na Física das Nuvens:

Núcleos de Condensação Ativos: $\cong 10 \text{ nm}$ até $\cong 1 \mu m$

Química do ar e estudos de Poluição:

Partículas que contém massa de aerossol: $\cong 100 \text{ nm}$ até $\cong 10 \mu m$

As partículas primárias apresentam dimensão de alguns nanômetros, mas devido às altas concentrações, ocorre o processo de coagulação que só termina quando o número de partículas é suficientemente pequeno para que ocorra um crescimento adicional. O material particulado cujo diâmetro é inferior a 10 μm é também classificado como material particulado inalável, em razão de penetrarem no sistema respiratório humano. As partículas grossas são retidas nas vias respiratórias superiores, ao passo que as partículas da moda fina podem alcançar os alvéolos pulmonares.

A moda de acumulação (partículas com diâmetro aerodinâmico entre 0,1 e 1 μm), incluindo as partículas que são formadas por coagulação e condensação heterogênea, partículas envelhecidas, sendo ambas removidas da atmosfera pela chuva. Já a moda de sedimentação, ou moda grossa são aerossóis gerados mecanicamente como spray marinho, a erosão e a ressuspensão de poeira do solo, que por apresentarem diâmetros aerodinâmicos maiores, sedimentam rapidamente (GARCIA, 2005).

3.7.2 Propriedades Radiativas dos Aerossóis

A interação da luz com as partículas do aerossol está descrita em termos da distribuição angular da luz espalhada. O modelo de espalhamento angular da luz depende principalmente do índice de refração e do parâmetro de tamanho α . O plano que se forma entre o feixe de luz incidente na partícula do aerossol e os raios da luz espalhada é chamado plano de espalhamento, e o ângulo formado por eles é chamado ângulo de espalhamento θ .

Os aerossóis interferem no caminho óptico da radiação solar na atmosfera através de mecanismos de espalhamento e absorção. Uma das conseqüências mais evidentes que está diretamente ligada a uma contribuição radiativa da presença de material particulado em suspensão na atmosfera, são o surgimento de névoa, redução da visibilidade e principalmente a influência no balanço radiativo terrestre. Tais partículas podem ocasionar decréscimo na quantidade de radiação solar que chega à superfície, diminuindo ou aumentando o albedo da mesma, e se o aerossol tiver características de absorvedor, poderá ocorrer o aquecimento atmosférico.

A concentração das partículas de aerossóis e gases traços em Mato Grosso passa por um aumento significativo durante a estação seca, variando desde as menores concentrações até valores muito altos. No decorrer desse período, a concentração total dos aerossóis da moda fina chega a atingir valores em torno de 200-300 $\mu\text{g m}^{-3}$ de concentração mássica, produzindo uma forçante radiativa local, devido ao aerossol de magnitude significativa.

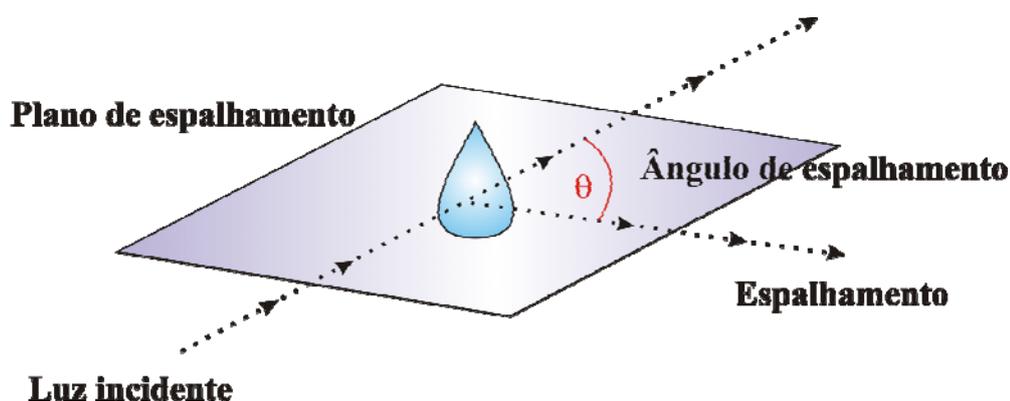


Figura 13 - Plano de espalhamento e o Ângulo de Espalhamento da Luz

As queimadas ocorrem principalmente para fins agrícolas ou para manutenção de pastagens para a pecuária localizando-se tanto em áreas de floresta quanto em cerrados. Emitindo para a atmosfera partículas constituídas de compostos orgânicos parcialmente oxidados eficazes em espalhar a radiação e também de partículas de *black carbon* (fuligem) que absorvem fortemente a radiação solar (ARTAXO *et al.*, 2003).

Simulações numéricas realizadas por Jacobson (2001), sobre a evolução da composição química dos aerossóis, sugere que a forçante radiativa da emissão de *black carbon* é maior do que os pesquisadores acreditavam, podendo equilibrar o efeito de resfriamento da emissão de outros aerossóis antropogênicos, o valor obtido por ele da forçante radiativa direta do *black carbon* é de $0,55 \text{ Wm}^{-2}$, tornando-o o segundo componente antropogênico mais importante do aquecimento global em termos de forçante radiativa direta, depois do CO_2 .

Os aerossóis de queimadas modificam o balanço radiativo na superfície absorvendo e espalhando a radiação solar. Estudos realizados por Procópio e Artaxo

(2003), em regiões de queimadas no Brasil, mais especificamente em Alta Floresta, estado de Mato Grosso, e Ji-Paraná, estado de Rondônia, mostraram que 20% da radiação solar é absorvida ou refletida para o espaço pelos aerossóis de queimadas ocasionando uma redução de 1/3 na radiação direta que atinge a superfície e aumentando em 7 vezes a radiação difusa. Uma pluma carregada de aerossóis pode absorver até 400 W/m^2 de radiação, subtraindo 30% da radiação no comprimento de onda na faixa do visível o que pode interferir nas taxas de fotossíntese.

O impacto radiativo dos aerossóis é caracterizado pelas propriedades óticas dos mesmos, dentre as quais se inclui a profundidade ótica (τ_a), o albedo simples (ω_0) e função de fase. Lenoble (1991), destacou os parâmetros dos aerossóis de queima de biomassa que influenciam na atenuação da radiação solar na superfície em ordem de importância que foram o fator de assimetria e o perfil vertical dos coeficientes de extinção.

Sobre regiões em que estejam ocorrendo queimas de biomassa, as partículas de aerossóis encontradas na fumaça são absorvedoras seletivas na região de onda curta do espectro eletromagnético, onde τ_a e ω_0 são os dois parâmetros mais importantes que afetam o balanço radiativo (CHRISTOPHER *et al.*, 1999). Enquanto que a profundidade ótica do aerossol é determinada principalmente por sua concentração, ω_0 é determinado pela distribuição de tamanho de partículas e sua composição química (XIANG *et al.*, 1999).

De acordo com Hobbs *et al.*, (1997), para as regiões de queima de biomassa no Brasil, a forçante radiativa direta pelas partículas de aerossóis presentes é significativa, devido aos altos valores de profundidade ótica sobre extensas regiões. A radiação solar que atinge a superfície terrestre fica reduzida e o balanço no sistema superfície-atmosfera é modificado devido ao espalhamento e absorção na camada de aerossóis pelos compostos carbonáceos.

3.7.3 Processos de Remoção dos Aerossóis da Atmosfera

De acordo com Charlson & Heintzenberg (1995), os processos de remoção dos aerossóis da atmosfera ocorrem basicamente por deposição seca ou úmida. Dentre os mecanismos que envolvem a deposição seca, podemos relacionar a

sedimentação gravitacional, segregação das plantas, além da difusão turbulenta ou não turbulenta.

O processo de difusão turbulenta carrega as partículas a uma distância muito próxima da superfície (algo em torno de 1 mm), enquanto que para distâncias mais extremas, através da lâmina linear, as partículas devem ser transportadas por outros tipos de mecanismos, tais como difusão molecular e sedimentação conforme é abordado em Seinfeld & Pandis (1998).

Os processos de remoção pela sedimentação e difusão podem ser muito bem caracterizados através da velocidade de deposição, que é a velocidade líquida com a qual as partículas se movimentam pela superfície. Geralmente a velocidade de deposição é definida como a razão da quantidade de matéria depositada por unidade de tempo em uma superfície horizontal dividida pela concentração de moléculas de ar (PROCÓPIO, 2005). No espectro das partículas com tamanho superior a 10 μm , a velocidade de difusão é igual à velocidade de sedimentação. Neste caso, além da difusão e da sedimentação, a velocidade do vento e a rugosidade da superfície também influenciam a deposição. Existe uma velocidade de deposição mínima em partículas com tamanho entre 0,1 e 1 μm . Este é o espectro de tamanho correspondente às partículas da moda de acumulação.

A queda de gotas de chuva é outro processo pelo qual ocorre remoção das partículas através de impactação (gravitacional ou lavagem por água de chuva), as partículas cujo tamanho variam entre poucos micrometros até dezenas de micrômetros são aquelas que são removidas com mais eficiência: de 70 a 80% das partículas maiores ou iguais a 10 μm são removidas durante 1 hora de chuva, cuja taxa é da ordem de 2,5 mm/hora (SEINFELD & PANDIS, 1998).

As partículas também são removidas através da absorção pelas gotas de chuva, durante a formação de uma nuvem, a pressão de vapor aumenta até alcançar a supersaturação. Quando esta é igual a 101%, começa a ocorrer o surgimento de gotículas de nuvens sobre uma superfície (núcleo) de condensação. Dependendo da composição química das partículas, a supersaturação decisiva para que ocorra o crescimento pode acontecer com valores bem distintos. A condensação inicia em partículas com baixos valores críticos de supersaturação e dessa forma prossegue

aumentando cada vez mais o número de partículas que servem como núcleo de condensação das nuvens.

Quando as gotas começam a se formar, o vapor d'água é utilizado e a supersaturação diminui. As partículas de sulfato de amônia e gotas de ácido sulfúrico com tamanho entre 0,01 e 0,05 μm são a maioria dentre os núcleos de condensação. Enquanto que essas espécies de partículas são incorporadas nas gotas de nuvens durante o processo de formação, outras partículas podem coagular com as gotas que se formam a partir da coagulação termal e turbulenta. Partículas que apresentam diâmetro inferior a 10 μm , na maior parte das vezes, são completamente removidas por este processo de acordo com Liou (1992).

O tempo de permanência das partículas finas na atmosfera é da ordem de dias a semanas, podendo ser transportadas a longas distâncias por correntes de ar favoráveis, interferindo na química e física da atmosfera não somente em escala local, mas também em escala regional e até mesmo global.

Horvath (2000), considera que, com um tempo em torno de 10 dias e velocidade média de vento de 3 m/s, partículas com diâmetro entre 0,05 e 2 μm podem ser transportadas a 2500 km de distância de sua fonte. Artaxo & Hansson (1995), observaram a presença de cloro no material particulado atmosférico em uma área na bacia Amazônica, à 2000 km de distância da costa do mar, evidenciando o transporte de aerossol marinho por massas de ar para o interior da bacia Amazônica durante a estação úmida.

As partículas de aerossóis desempenham papel significativo no balanço radiativo atmosférico, entretanto para a região Amazônica, de modo ainda desconhecido, devido à complexidade em caracterizar suas propriedades globalmente. Os efeitos radiativos diretos e indiretos das partículas de aerossóis em suspensão na atmosfera que influenciam o balanço radiativo dependem fortemente do tamanho da partícula e de sua composição química.

As propriedades de espalhamento e absorção de radiação dependem também da morfologia da partícula e do tipo de mistura de partículas absorvedoras (*Black Carbon*) e não absorvedoras de radiação (sulfatos, compostos orgânicos, etc) segundo Martins *et al.*, (1998).

3.8 COEFICIENTES DE ÅNGSTRÖM E RAIO EFETIVO

Neste tópico, são definidas grandezas que auxiliam na inferência da distribuição de tamanho das partículas de aerossol: os coeficientes de Ångström ou expoentes alfa (α) e o raio efetivo. Devido à dificuldade em se medir a distribuição de tamanho das partículas, em especial, integrada em toda a coluna vertical atmosférica, vários modelos são adotados para descrevê-la matematicamente, utilizando-se um número limitado de parâmetros determinados empiricamente:

Lei de potência ou distribuição de Junge:

$$\frac{dN}{dr} = Nr^{-\nu-1} \quad (35)$$

onde:

N é a concentração total de partículas por unidade de volume

ν é o expoente que descreve a distribuição

Este modelo pressupõe a existência de apenas uma moda de tamanho, onde a concentração diminui à medida que se aumenta o raio da partícula. Entretanto, de acordo com discussão apresentada no capítulo introdutório deste trabalho, é observada experimentalmente a existência de duas a três modas na distribuição de tamanho das partículas de aerossol. Dessa forma, outros modelos foram propostos para descrever esse comportamento, como a:

Distribuição lognormal:

$$\frac{dN}{d \ln r} = \sum_{i=1}^3 \frac{N_i}{\sqrt{2\pi\sigma_i}} \exp\left\{-\frac{[\ln(r/r_{gi})]^2}{2\sigma_i^2}\right\} \quad (36)$$

onde os parâmetros que descrevem a distribuição são:

r_{gi} que é o raio geométrico médio da i -ésima moda

σ_i o respectivo desvio padrão geométrico, que é uma medida da polidispersão das partículas

N é o número total de partículas por unidade de volume

Ponderado por N_i que representa a contribuição de cada moda na distribuição total

A obtenção da distribuição de tamanho, em especial utilizando-se a radiometria, é dificultada por diversos fatores. No caso da radiometria, a distribuição de tamanho é obtida indiretamente a partir da inversão de medidas de radiância difusa. Durante a realização das medidas é necessária a existência de uma atmosfera horizontalmente homogênea, sem a presença de nuvens, e com o sol numa posição que permita uma varredura do céu em diversos ângulos. Outras técnicas de medida são limitadas por não abrangerem toda a coluna vertical da atmosfera e por interferirem no ambiente no qual as partículas estão imersas, seja alterando a umidade relativa, removendo compostos voláteis por evaporação ou limitando o tamanho das partículas. Além disso, uma vez obtida a distribuição de tamanho, seja diretamente a partir de medidas ou indiretamente após a aplicação de algoritmo de inversão, a determinação dos parâmetros que descrevem matematicamente a distribuição, de acordo com o modelo adotado, não é simples. Torna-se necessária a realização de ajustes, com variações sucessivas dos parâmetros até obter convergência entre a distribuição real e a modelada.

Por esses motivos, torna-se de interesse determinar parâmetros que possam auxiliar na avaliação da variabilidade da distribuição de tamanho das partículas, sem a necessidade do ajuste de modelos matemáticos. Essa análise da variabilidade é importante, por exemplo, no monitoramento de entradas de massas de ar contendo partículas com tamanhos diferentes das existentes na atmosfera local, quando no estudo do transporte a longas distâncias e no estudo da evolução temporal das partículas presentes na atmosfera da região em avaliação.

A dependência espectral das propriedades óticas das partículas de aerossol depende da sua distribuição de tamanho. Dessa forma, Ångström, em 1929, apresentou uma fórmula empírica relacionando a espessura ótica e o comprimento de

onda da radiação incidente com o objetivo de obter informações a respeito da distribuição de tamanho das partículas, (Van de Hulst, 1981):

$$\tau \approx \lambda^{-\alpha} \quad (37)$$

onde:

o expoente α foi denominado coeficiente de Ångström ou expoente alfa

Observe-se que no limite para espalhamento Rayleigh, $a = 4$, de acordo com as equações (22) e (25) e $a = 0$ para partículas muito grandes, indicando extinção espectralmente neutra. Portanto, é possível a utilização do coeficiente de Ångström para se ter noções a respeito do tamanho das partículas em suspensão na atmosfera, que causaram a atenuação da radiação solar medida. De forma geral, pode-se calcular α entre dois comprimentos de onda distintos quaisquer:

$$\alpha(\lambda_1, \lambda_2) = -\frac{\ln(\tau_1 / \tau_2)}{\ln(\lambda_1 / \lambda_2)} \quad (38)$$

onde:

τ_1 e τ_2 são as espessuras óticas das partículas de aerossol medidas nos comprimentos de onda λ_1 e λ_2 , respectivamente.

De acordo com Van de Hulst (1981), Volz (1954), demonstraram que se a distribuição de tamanho segue uma lei de potência. Essa fórmula mostra que o expoente α está relacionado com o expoente n da distribuição de tamanho como:

$$\alpha = n - 2 \quad (39)$$

Conhecendo-se a distribuição de tamanho a priori, pode-se definir um outro parâmetro único que descreve a distribuição e independe de modelos e ajustes matemáticos, o raio efetivo (HANSEN e TRAVIS, 1974):

$$r_{re} = \frac{\int_{r_1}^{r_2} r \pi r^2 n(r) dr}{\int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 n(r) dr} \quad (40)$$

Embora seja necessário o conhecimento da distribuição de tamanho para a obtenção do raio efetivo, a vantagem de sua utilização reside no fato de possuir uma interpretação física direta, por estar relacionada com o tamanho da partícula, possuindo a mesma dimensão que seu raio.

3.9 RESUMO DOS PRINCIPAIS CONCEITOS ASSOCIADOS À RADIAÇÃO PARA APLICAÇÕES NA ATMOSFERA

Albedo simples (ω_0 , [adimensional]): O albedo simples em um determinado comprimento de onda λ é definido como a razão entre o coeficiente linear de espalhamento e o coeficiente linear de extinção, 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. A arquitetura com o intuito de garantir o conforto dos usuários e a conseqüente racionalização do uso da energia, deve explorar sabiamente os fatores climáticos: temperatura, o movimento do ar, a umidade relativa e a radiação solar.

$$\omega_0(\lambda) = \frac{\tau_{sp}}{\tau_{ep}} = \frac{\tau_{sp}}{\tau_{sp} + \tau_{ap}} \quad (41)$$

Coefficiente de extinção mássico ($k_{ext,\lambda}$, [$\text{cm}^2 \cdot \text{g}^{-1}$]): definido como o coeficiente de extinção, $b_{ext,\lambda}$ [cm^{-1}], dividido pela densidade do material, ρ [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$]. O coeficiente de extinção mássico é a soma dos coeficientes de absorção mássico ($k_{abs,\lambda}$) e de espalhamento mássico ($k_{esp,\lambda}$).

Coefficiente linear de extinção ($Q_{ext,\lambda}$, [cm^{-1}]): o coeficiente linear de extinção em um comprimento de onda λ , ou simplesmente, o coeficiente de extinção,

de uma camada atmosférica contendo várias partículas é um parâmetro definido como:

$$b_{ext,\lambda} = C_{ext,\lambda} N \quad (42)$$

onde:

N é a densidade numérica das partículas ou moléculas (m^{-3}). O coeficiente de extinção é a soma dos coeficientes de absorção ($b_{abs,\lambda}$) e de espalhamento ($b_{esp,\lambda}$).

Espessura ótica de extinção (τ_λ , [adimensional]): define-se espessura ótica de extinção em um determinado comprimento de onda λ , ou simplesmente espessura ótica, à profundidade ótica medida na vertical ótica

$$\tau_\lambda = \cos \theta_0 \delta_\lambda = \mu_0 \delta_\lambda \quad (43)$$

onde:

θ_0 é o ângulo solar zenital (ângulo formado entre a vertical e o sol).

Analogamente,

$$\tau_\lambda = \tau_{esp,\lambda} + \tau_{abs,\lambda} \quad (44)$$

Fator de eficiência de extinção ($Q_{ext,\lambda}$, [adimensional]): é a razão entre a seção de choque de extinção e a seção de choque geométrica de uma partícula ou molécula. Se a partícula for esférica, por exemplo, tem-se:

$$Q_{ext,\lambda} = \frac{C_{ext,\lambda}}{\pi r^2} \quad (45)$$

onde:

r é o raio da partícula em consideração

Analogamente à $C_{ext,\lambda}$, tem-se que $Q_{ext,\lambda}$ é a soma dos fatores de eficiência de espalhamento $Q_{esp,\lambda}$ e de absorção $Q_{abs,\lambda}$ (PROCÓPIO, 2005).

Frações de retroespalhamento (β , [adimensional]) e de espalhamento superior (β_u , [adimensional]): a fração de retro espalhamento mede a fração da radiação que é espalhada por uma partícula para direção da radiação incidente, com θ variando de 90° a 270° . Já a fração de espalhamento superior mede a fração da radiação que é espalhada por uma partícula para o hemisfério superior, com relação ao horizonte local. Note que com o sol no horizonte, devido à simetria da função de fase, β_u é igual a 0,5, independentemente do tamanho da partícula. À medida que o sol se eleva no céu, β_u diminui, sendo que o decréscimo em seu valor é menor para partículas pequenas, em função da relativa simetria da função de fase nas direções de pró e retro espalhamento. As frações de retro espalhamento e de espalhamento superior coincidem apenas quando o ângulo solar zenital vale zero.

Wiscombe e Grams, (1976) introduziram uma parametrização linear entre o fator de assimetria, g , e o valor médio de β_u sobre o ângulo zenital solar, tal que:

$$\frac{1}{2}(1-g) \leq \overline{\beta}_u \leq \frac{1}{2} \left(1 - \frac{3}{4}g \right), \quad g \geq 0 \quad (46)$$

A média aritmética destes extremos resulta na aproximação de A média aritmética destes extremos resulta na aproximação de β_u linear em g , com erro máximo de $g/16$:

$$\overline{\beta}_u = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{7}{8}g \right) \quad (47)$$

Índice de refração (m , [adimensional]): o índice de refração é um parâmetro ótico associado à mudança de velocidade das ondas eletromagnéticas em um meio em relação ao vácuo. Os índices de refração das partículas e moléculas são compostos por uma parte real, n , e uma parte imaginária, k , que correspondem, respectivamente, às propriedades de espalhamento e absorção das partículas e moléculas.

O espalhamento e a absorção de radiação eletromagnética: o espalhamento e a absorção são processos físicos fundamentais associados com a luz e sua interação com a matéria, sendo as principais causas de atenuação da radiação na atmosfera. O espalhamento é o processo no qual as moléculas ou pequenas partículas suspensas em um meio, de diferente índice de refração, distribuem parte da energia eletromagnética em todas as direções. 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, processo já comentado anteriormente.

Profundidade ótica de extinção (δ_λ , [adimensional]): a profundidade ótica de extinção em um determinado comprimento de onda λ , ou simplesmente, profundidade ótica, é definida como a integração do coeficiente linear de extinção, $b_{ext,\lambda}$, ao longo de um caminho, ds , e é um indicativo da quantidade e da eficácia da matéria óticamente ativa no comprimento de onda λ , no caminho ds :

$$\delta_\lambda = \int_{S_1}^{S_2} b_{ext,\lambda} ds \quad (48)$$

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

$$\delta_\lambda = \delta_{esp,\lambda} + \delta_{abs,\lambda} \quad (49)$$

Seção de choque de extinção ($C_{ext,\lambda}$, [cm^2]): no estudo de transferência radiativa a seção de choque de extinção espectral é interpretada como a área efetiva de uma partícula ou molécula presente na parcela de ar, denotando a quantidade de energia ($E_{ext,\lambda}$ [W]) removida da irradiância inicial incidente sobre esta partícula ou molécula (F_0 , [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$]):

$$C_{ext,\lambda} = \frac{F_0}{E_{ext,\lambda}} \quad (50)$$

A seção de choque de extinção é a soma das seções de choque de absorção ($C_{abs,\lambda}$) e de espalhamento ($C_{esp,\lambda}$) (PROCÓPIO, 2005).

3.10 A QUEIMA DE BIOMASSA

A combustão é um processo químico pelo qual um material reage rapidamente com o oxigênio do ar, produzindo luz e calor. Os compostos derivados da combustão são encontrados na fumaça, a qual freqüentemente consiste em partículas respiráveis e gases (ARBEX, 2001).

A queima de biomassa se processa em três estágios: *ignition* (ignição), *flaming* (combustão com chamas) e *smoldering* (combustão sem chamas).

- *Ignition* é o processo inicial no qual se tem pequena chama;
- *Flaming* é neste estágio que a combustão é mais eficiente com presença visível de chamas e emissão de CO_2 , H_2O , N_2 , NO_x e SO_2 ;
- *Smoldering* o processo de baixa temperatura e ausência de chamas, há emissão de grandes quantidades de compostos oxidados incompletamente (CO , CH_4 , e outros hidrocarbonetos). Tais processos envolvem diferentes reações químicas e como consequência produzem diferentes produtos. A característica da biomassa afeta cada fase da combustão (ARBEX, 2001).

Segundo Ward e Hardy (1991), a eficiência da combustão pode ser definida como a proporção do carbono liberado como dióxido de carbono, dividido pela soma do dióxido de carbono e do monóxido de carbono liberado e quando dividindo as quantidades de monóxido de carbono liberado pela quantidade de dióxido de carbono liberado obtêm-se uma medida aproximada da eficiência da combustão.

3.10.1 As Queimadas em Mato Grosso

O Estado do Mato Grosso apresenta características especiais para o entendimento das relações entre a ocupação das terras e a incidência das queimadas, pois congrega em seu território uma importante diversidade ambiental e sócio-econômica. A ocorrência das queimadas está relacionada aos desmatamentos, devido à necessidade de abertura de novas áreas para a agropecuária e expansão agrícola, práticas que utilizam o fogo para eliminar os restos de matéria orgânica resultante do corte e derrubada da floresta como mostra a figura 14.

As queimadas e incêndios florestais ocorrem mais intensamente nas regiões amazônica e central do Brasil, durante a estação seca entre os meses de julho a outubro e causam grandes modificações nas propriedades químicas e físicas do solo, além de emitir grandes quantidades de gases traço e material particulado para a atmosfera. Além de destruírem as coberturas vegetais da floresta, os incêndios afetam a dinâmica do ecossistema, expõem os solos a procedimentos erosivos e provocam sedimentação nos cursos d'água.

Outro importante impacto das queimadas é o aumento da vulnerabilidade das florestas, as chamas que penetram no interior do dossel, acabam com árvores adultas, e a conseqüente abertura dossel resulta na redução e perda da capacidade de manter úmido o interior da mata, deixando o local mais susceptível a novos incêndios. A redução da massa florestal e a fumaça emitida podem afetar o regime de chuvas local provocando uma redução nos níveis de precipitação.

As partículas que resultam da queima de biomassa surgem da combinação de diferentes processos como a queima da vegetação de cerrado, pastagens, florestas primárias e secundárias. Segundo Anderson *et al.*, (1996), pesquisas recentes das características físicas e da distribuição espacial dos aerossóis comprovaram um

aumento significativo da concentração de aerossóis sobre toda a América do Sul, associado com as queimadas que ocorrem na estação seca na Amazônia.



Figura 14 - Processo típico de combustão de biomassa no cerrado

O impacto dessas emissões durante a estação seca também foi notado em outras áreas da região Amazônica.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste tópico será descrito como foram realizadas as coletas de dados, os equipamentos utilizados, as calibrações e os métodos de análises. O estudo foi realizado com dados dos anos de 2002 a 2007, coletados pelo fotômetro solar da AERONET, a rede mundial de monitoramento de aerossóis por sensoriamento remoto.

4.1 LOCAL DE ESTUDO

Este estudo foi realizado na Fazenda Miranda, onde está instalado o sistema de monitoramento de aerossóis por sensoriamento remoto AERONET (AErosol RObotic NETwork, em Cuiabá – MT. A Fazenda Miranda encontra-se 20 km a SE da região urbanizada da capital e ao sul da Amazônia entre as coordenadas geográficas de latitude: 15° 43' 44''S; longitude: 56° 01' 15'' W; altitude: 210 m acima do nível do mar.

A cidade de Cuiabá é a capital do estado brasileiro de Mato Grosso, localizado na região central da América do Sul, como mostra a figura 15. Geograficamente a cidade está entre as coordenadas 15° 10' a 15° 50' S de latitude e longitude: 54° 50' a 58° 10' W, possuindo uma extensão territorial de 3.224,68 km², sendo que a área urbana ocupa 251,94 km² e a área rural ocupa 2.972,74 km².

Limita-se ao norte, com os municípios de Açorizal, Rosário Oeste e Chapada dos Guimarães, ao leste com Chapada dos Guimarães, ao sul com Santo Antônio de Leverger e a oeste com Várzea Grande e Açorizal, na porção centro-sul do estado, a cidade é abastecida pelo rio Cuiabá, principal afluente do rio Paraguai, o estado está inserido entre duas das maiores bacias hidrográficas brasileiras, a bacia do Paraguai e a bacia Amazônica (ROSS & SANTOS, 1982).

O estado é cercado por três grandes ecossistemas: a Amazônia (50%), o Cerrado (40%) e o Pantanal (10%), sendo que em Cuiabá a vegetação predominante é o cerrado. Do ponto de vista climatológico, a região fica sob o efeito de um sistema de alta pressão com baixos índices pluviométricos e ventos de fraca intensidade em superfície entre os meses de julho e outubro (SATYAMURTI *et al.*, 1998).

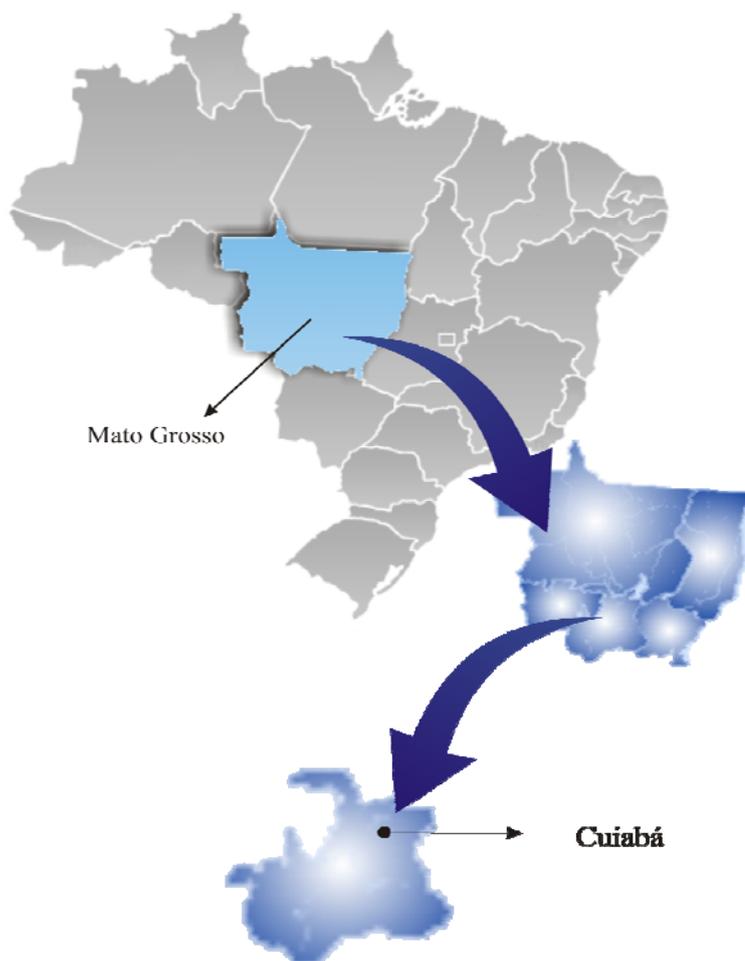


Figura 15 - Localização de Cuiabá - MT – Brasil.

O clima é do tipo Aw (tropical seco e úmido), segundo classificação de Köppen. Apresenta sazonalidade característica, podendo ser identificados três períodos distintos em função da temperatura: estação seca e mais fresca (no inverno), estação seca e mais quente (um pouco antes das chuvas) e estação úmida e quente (durante as chuvas de verão). A estação seca (quando a massa de ar tropical fica estacionada na região) é caracterizada pela baixa umidade relativa do ar (menos de 30%) que está associada às altas temperaturas em média 40°C. Neste período a

ocorrência de queimadas e incêndios florestais é frequentemente utilizada para limpeza de áreas, eliminação de restos de culturas, pragas e do manejo de pastagens. Essa prática propicia a concentração de focos de queimadas nos períodos mais secos do ano.

Já a estação úmida se caracteriza por um período de intensas precipitações de aproximadamente 2000 mm/ano e maior umidade relativa do ar, a temperatura média diminui para aproximadamente 25°C

4.2 A AERONET

A AERONET (AErosol RObotic NETwork) consiste de uma rede global de monitoramento de aerossóis por sensoriamento remoto instalada ao nível da superfície e mantida pelo Sistema de Observação da Terra da **NASA/GSFC** (*National Aeronautics and Space Administration/Goddard Space Flight Center*) e expandido pela contribuição de outras instituições.

Os equipamentos da AERONET consistem em radiômetros espectrais automáticos, idênticos, espalhados para diversos locais pelo globo, suas medidas permitem o monitoramento em tempo quase real da espessura ótica dos aerossóis (AOT), distribuição de tamanho das partículas, e quantidade de vapor d'água precipitável. Os dados coletados são submetidos a um processamento preliminar (dados em tempo real), por um reprocessamento (calibração final, aproximadamente 6 meses após a coleta dos dados), certificação de qualidade, arquivamento e distribuição a partir de diretórios centrais do **GSFC/NASA**, que estão disponíveis na internet, no endereço <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>, o site fornece ao usuário o acesso aos dados preliminares, descreve os objetivos do programa, afiliações, descrição dos instrumentos, produtos da observação e mostra as atividades de pesquisas.

4.3 O FOTÔMETRO SOLAR

O radiômetro espectral CIMEL Electronique 318-A (figura 16) é um radiômetro solar e celeste direcionado roboticamente, resistente a permanência a céu aberto, alimentado com energia solar. Um sensor, com colimadores de 25 cm, é anexado a uma base-robô de 40 cm. O peso total do fotômetro é de aproximadamente 15 kg, com um adicional de 22 kg devido à caixa de controle, bateria, transmissores e outros materiais, como mostra a figura 16.

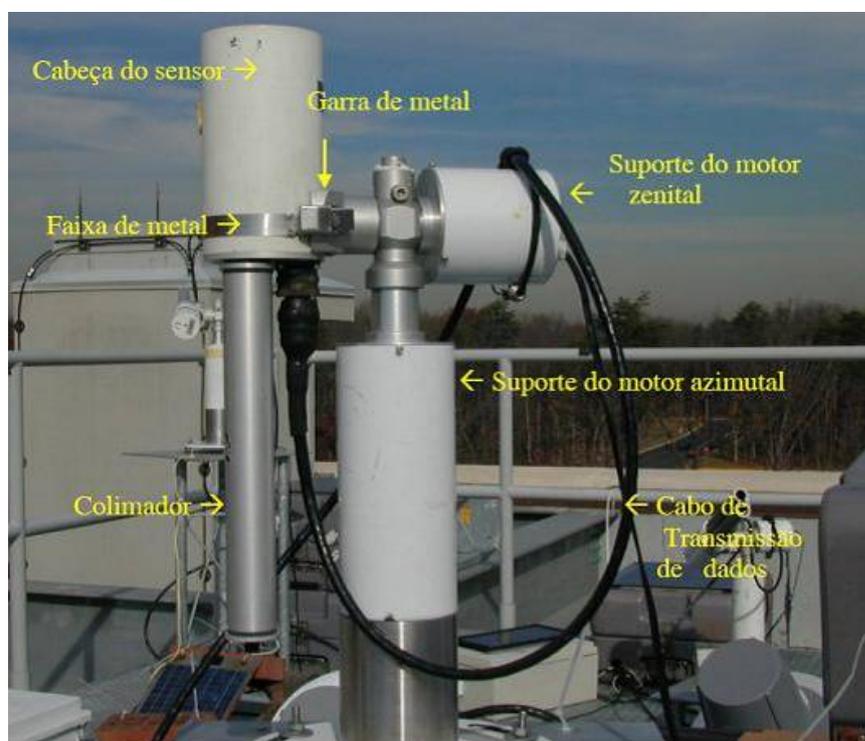


Figura 16 - CIMEL Eletronique 318 A

Fonte: AERONET

Os sensores estão acoplados a robôs capazes de automatizar a coleta de medidas, fazendo com que o colimador aponte para o sol, de acordo com uma programação, se a data e a hora não estiverem de acordo com o VITEL (dentro da caixa de controle) o CIMEL não encontrará o sol durante o comando de execução. Os colimadores foram projetados para rejeição de *straylight* de 10^{-5} , ou seja, a luz difusa que é refletida pelas suas paredes. É protegido por uma janela de quartzo que permite

observações com um detector de silício enriquecido, com suficiente relação ruído-sinal para medidas espectrais entre 300 e 1200 nm.

Os sensores giram no sentido do ângulo zenital e azimutal com o auxílio de motores de passo com uma precisão de $0,05^\circ$. Um microprocessador calcula a posição do sol baseado em informações de data, hora, latitude e longitude, direcionando os colimadores a menos de 1° do sol. Um pequeno detector localiza precisamente o sol para que se dê início à seqüência de medidas (PROCÓPIO, 2005).

Quando finaliza as medidas o instrumento retorna à posição de repouso, apontando aproximadamente para o nadir. O fotômetro tem um sensor de umidade acoplado que cancela qualquer seqüência de medidas quando existe qualquer ocorrência de precipitação para evitar danos aos componentes elétricos e aos filtros de interferência (HOLBEN *et al.*, 1998).



Figura 17 - Equipamentos

4.4 A COLETA DE DADOS

Os radiômetros possuem dois detectores capazes de realizar duas medidas básicas de radiação solar, direta ou difusa (apontando para o sol ou para o céu), em uma seqüência programada (HOLBEN *et al.*, 1998). As medidas diretas do sol têm um campo de visão de $1,2^\circ$ e são realizadas em oito bandas espectrais: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm (onde 440, 670, 870, 940 e 1020 nm são medidas padrão), que estão localizados em um suporte que gira com auxílio de um motor de passo localizados dentro do sensor e cada medida leva aproximadamente dez segundos para ser feita. As larguras das bandas variam de 2,5 nm para os comprimentos de onda na região do ultravioleta (340 e 380 nm) e 10 nm para os demais canais. Uma seqüência pré-programada de medidas tem início pela manhã e termina à tarde, durante os períodos em que a massa de ar é igual a sete (a massa de ar corresponde ao inverso do cosseno do ângulo solar zenital), os intervalos de tempo entre as medidas são de aproximadamente: $0,25 \times M_{ar}$, enquanto que com a massa de ar baixa o intervalo é de aproximadamente 15 minutos.

Todos os canais são utilizados para obtenção da espessura ótica dos aerossóis calculada através da extinção da radiação baseada na Lei de Beer-Bouguer-Lambert e dos coeficientes de Ångström das partículas de aerossol, com exceção do canal 940 nm que é usado para obtenção da coluna de vapor d'água precipitável (HALTHORE *et al.*, 1997).

A variação temporal de cobertura das nuvens é tipicamente maior que a dos aerossóis para diferenciá-los são realizadas três medidas com um intervalo de 30 segundos entre elas a cada 15 minutos para cada λ , possibilitando a verificação da presença de nuvens na maioria das vezes.

As medidas de radiação celeste são feitas em quatro bandas espectrais (440, 670, 870 e 1020 nm) ao longo do plano solar principal¹ e ao longo do almucântar solar². Mais de quatro medidas no almucântar são realizadas diariamente a cada hora

¹ Plano principal é definido como o plano vertical que contém o sol, assim o ângulo azimutal de observação (θ) é fixo e varia o ângulo zenital de observação.

² Um almucântar constitui uma série de medidas realizadas num cone cujo ângulo zenital de observação (θ) é igual ao ângulo zenital solar (θ_0), variando-se o ângulo azimutal (φ) relativo a posição do sol, desde 0° a 360° .

entre 09:00 e 15:00 h, horário solar local, em massas ópticas de 4, 3, 2 e 1.7, as observações em um comprimento de onda são feitas em aproximadamente 40 segundos. Essa medida é repetida para cada canal para completar uma seqüência de almucântar.

A seqüência de medidas padrão do plano principal é realizada a partir de uma observação direta do sol, após o sensor é direcionado a uma posição a 6° abaixo do disco solar e então é realizada uma varredura, passando novamente pelo sol, em aproximadamente 30 segundos para cada um dos quatro λ . As observações no plano principal são realizadas a cada hora quando a massa óptica é menor que 2 para minimizar as variações em radiância devido a mudanças na massa óptica (GARCIA, 2005). O campo de visão também é de aproximadamente 1.2°, mas o sistema de abertura de lentes é uma ordem de magnitude maior ao das medidas diretas, permitindo um intervalo dinâmico melhor para as radiâncias celestes. Esse procedimento visa obter observações da radiância celeste ao longo de uma grande variedade de ângulos de espalhamento a partir do sol através de um perfil de aerossol constante, para obter a distribuição de tamanho, a função de fase e a espessura óptica.

O cálculo da radiância é feito através da Equação de Transferência Radiativa que pode ser representada como um produto dos termos de extinção e espalhamento (NAKAJIMA et al., 1996):

$$E(\theta_0, \varphi) = E(\Theta) = Fm_0 \Delta\Omega R(\tau_{\lambda_{sct}}; P(\Theta); A) \quad (51)$$

onde:

E é a irradiância difusa monocromática ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)

$P(\Theta)$ é a função de fase do espalhamento

φ é o ângulo de observação azimutal

Θ é o ângulo de espalhamento

$\Delta\Omega$ é o ângulo sólido de visada do instrumento

$R(\tau_{\lambda_{sct}}; P(\Theta); A)$ é o termo responsável apenas pelo espalhamento, onde A representa a reflectância do solo.

A radiância atmosférica celeste pode ser parametrizada através da resolução da equação de transferência radiativa em uma atmosfera plano-paralela. A distribuição angular de radiância difusa descendente pode ser descrita por:

$$L(\Theta, \lambda) = F_0 m_0 \frac{[\exp(-m_0 \tau) - \exp(-m_1 \tau)]}{m_0 - m_1} (\omega_0 P(\Theta, \lambda) + G(\dots)), \text{ se } \theta_1 \neq \theta_0 \quad (52)$$

$$L(\Theta, \lambda) = F_0 m_0 \exp(-m_0 \tau) (\omega_0 P(\Theta, \lambda) + G(\dots)), \text{ se } \theta_1 = \theta_0 \quad (51)$$

onde:

$L(\Theta, \lambda)$ é a radiância celeste espectral em diferentes comprimentos de onda e em ângulos de espalhamento Θ distintos

$\omega_0 = \omega_0(\lambda)$ é o albedo simples

$P(\Theta, \lambda)$ é a função de fase em diferentes comprimentos de onda.

O termo $G(\dots) = G(\omega_0(\lambda); \tau_{ext}(\lambda); P(\Theta, \lambda); A(\lambda); \theta_0; \theta; \phi)$ descreve o efeito de espalhamento múltiplo onde ϕ é o ângulo azimutal das observações e o $A(\lambda)$ é a reflectância espectral da superfície

A equação acima é válida para uma atmosfera homogênea, sem levar em conta os efeitos de polarização e da dependência angular da reflectância de superfície (aproximação Lambertiana). Desta forma, as medições a partir do sol e do céu obtidas pelos radiômetros contêm dados complementares de radiância difusa (eq. 51) e do feixe de luz direta (eq. 52), ambos necessários para a obtenção do albedo simples do aerossol. Em princípio, $\tau_{\lambda_{ext}}$, $\tau_{\lambda_{scat}}$ e $P(\Theta)$ nas equações (52) e (53) representam as características da massa total de ar e são dependentes da absorção gasosa e espalhamento molecular, além do espalhamento e absorção por aerossóis. No entanto, os processos de absorção gasosa e espalhamento molecular podem ser evitados através de certas especificações instrumentais ou ainda, por meios adequados de seleção de dados climatológicos (GARCIA, 2005).

Suaves bandas de absorção referentes ao vapor d'água e ao ozônio são consideradas através de dados climatológicos e medições complementares, os comprimentos de onda dos quatro canais espectrais presentes no radiômetro celeste (440, 670, 870, e 1020 nm) foram cuidadosamente selecionados de modo a evitar fortes bandas de absorção gasosa. O espalhamento Rayleigh que acontece na atmosfera é de caráter bem mais estável e é incorporado nas equações (52) e (53) por meios de perfis climatológicos da temperatura e da pressão atmosférica. Os efeitos da refletância da superfície são inclusos nos cálculos através de suposições primordiais. Dessa forma, a profundidade óptica do aerossol pode ser facilmente derivada a partir de medições de radiação direta.

$$\tau_a(\lambda) = \frac{1}{m_0} \ln\left(\frac{F_0}{F}\right) - \tau_{gas}(\lambda) - \tau_{mol}(\lambda) \quad (54)$$

onde:

$\tau_{gas}(\lambda)$ é a profundidade óptica da absorção gasosa;

$\tau_{mol}(\lambda)$ representa a profundidade óptica do espalhamento molecular

As medidas são realizadas diariamente e enviadas automaticamente através das antenas transmissoras para uma estação central receptora a cada hora, por meios do sistema de transmissão de dados do satélite geoestacionário GOES. Da estação central receptora os dados brutos são retransmitidos para um servidor localizado na NASA/GSFC, onde serão processados, analisados e disponibilizados através da página da AERONET.

4.5 AS CALIBRAÇÕES DOS FOTÔMETROS

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.

A calibração dos radiômetros refere-se à determinação de coeficientes de calibração (V_0) necessários para converter a tensão medida pelos instrumentos (V) em uma grandeza de interesse, neste caso a espessura ótica dos aerossóis, o vapor d'água precipitável e a radiância ($\text{Wm}^{-2} \text{str}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$). Estes coeficientes possuem uma correlação com o tempo, e uma interpolação linear de V_0 entre as duas datas de realização das calibrações é assumida no processamento das medidas obtidas com um determinado radiômetro.

A NASA/GSFC através de uma comparação com um instrumento de referência faz a calibração dos equipamentos a cada seis meses e o os envia para os locais onde serão realizadas as medidas. O radiômetro de referência é calibrado no Observatório de Mauna Loa, no Havaí à 3.397 m de altitude, (devido as excelentes condições atmosféricas), tipicamente a cada 2 ou 3 meses através de Curvas de Langley, método baseado na Lei de Beer- Lambert-Bouguer (HOLBEN *et al.*,1998).

As Curvas de Langley consistem basicamente na obtenção de tensões usando o radiômetro através de medidas diretas do sol para diversas massas de ar, para um céu limpo (sem nuvens), atmosfera homogênea e estável, do ponto de vista dos atenuadores de radiação (partículas, gases e vapor d'água). Um gráfico dos logaritmos das tensões medidas é traçado em função das massas de ar, normalmente num intervalo entre 2 e 5.

A declividade desta reta obtida é a espessura ótica atmosférica. Se a concentração de aerossóis atmosféricos for constante, a curva formada pelas medidas deve ser uma linha reta. O desvio dos pontos que formam esta curva em relação à regressão linear indica a imprecisão do instrumento, desconsiderando-se as variações atmosféricas. Tipicamente a variabilidade das medidas fica abaixo de 1%. A precisão de V_0 obtida pelo radiômetro de referência é de aproximadamente 0,25 a 0,50% (visível e infravermelho próximo), 0,5 a 2% (ultravioleta) e 1 a 3% (canal do vapor d'água), implicando numa incerteza nos valores de espessura ótica dos aerossóis de $\pm 0,01$ (440, 500, 670, 870 e 1020 nm) e $\pm 0,02$ (340 e 380 nm). A imprecisão mais alta de V_0 em 940 nm implica numa incerteza maior para o vapor d'água precipitável, de no máximo 12% (HOLBEN *et al.*,1998).

4.6 MEDIDAS DE DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DOS AEROSSÓIS

Uma vez calibrado o equipamento, uma medida direta do sol, em determinada massa óptica, resulta na espessura óptica causada por todos os atenuadores na determinada banda espectral. Como o interesse é o de monitorar as partículas de aerossóis, os comprimentos de onda utilizados foram cuidadosamente selecionados para evitar fortes absorções gasosas (Dubovik *et al.*, 1998). Mesmo para esses comprimentos de onda, outras substâncias além das partículas de aerossol contribuem para a atenuação da radiação solar: espalhamento molecular, ou Rayleigh, devido à presença dos gases que constituem a atmosfera (majoritariamente N_2 e O_2) e absorção pelo ozônio na banda de Chappuis. Por conseguinte, para a obtenção da espessura óptica somente das partículas de aerossóis, faz-se necessário subtrair a contribuição das demais substâncias. Ressaltando a contribuição individual dos atenuadores para a espessura óptica, temos:

$$V(\lambda) = V_0(\lambda)R^{-2} \exp[-m_R(\theta_0)\tau_R(\lambda) - m_{O_3}(\theta_0)\tau_{O_3}(\lambda) - m_a(\theta_0)\tau_e(\lambda)] \quad (55)$$

onde:

m_R , m_{O_3} e m_a são as massas ópticas devido ao espalhamento Rayleigh, absorção por ozônio e extinção pelas partículas de aerossol, respectivamente, com o sol formando um ângulo de θ_0 com relação ao zênite

τ_R , τ_{O_3} e τ_e são as espessuras ópticas devido ao espalhamento Rayleigh, absorção de O_3 e extinção pelas partículas de aerossol, respectivamente

O valor de R foi obtido a partir de fórmula proposta por Iqbal (1983). Para as massas ópticas de espalhamento Rayleigh e de aerossóis, utilizou-se a fórmula aproximada proposta por Kasten e Young (1989), obtida considerando-se um perfil vertical de densidade do ar de uma atmosfera padrão. Para a obtenção da espessura óptica das partículas de aerossol, supôs-se que seu perfil vertical é idêntico ao da atmosfera padrão e, portanto, $m_r(\theta_0) = m_a(\theta_0)$.

O cálculo da massa óptica do ozônio foi realizado a partir de fórmula proposta por Komhyr *et al.* (1989). A espessura óptica de espalhamento Rayleigh foi obtida de Bucholtz (1995), com correções de temperatura e pressão atmosféricas obtidas por climatologia. A espessura óptica do ozônio é obtida a partir da igualdade $\tau_{O_3}(\lambda) = k_0(\lambda)C$, onde $k_0(\lambda)$ é o coeficiente de absorção do O_3 obtido de Vigroux (1953), e C é a concentração de ozônio integrada na coluna vertical, obtida de London *et al.*, (1976).

4.7 MÉTODO PARA OBTENÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO DE TAMANHO

Para determinar a distribuição de tamanho a partir da radiância monocromática difusa, alguns requisitos são necessários durante a aquisição dos dados. A distribuição horizontal das partículas de aerossol deve ser homogênea e sem contaminação por nuvens. A verificação de não homogeneidade para medidas no almucântar é realizada comparando-se os valores de radiância medidos nos dois lados do cone com relação ao sol (medidas em ângulos azimutais relativos negativos e positivos). Esse procedimento é justificado devido à simetria azimutal existente com relação ao sol, numa atmosfera homogênea.

A inversão da distribuição de tamanho é realizada utilizando-se o algoritmo proposto por Nakajima *et al.*, (1983). 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 $L(\lambda)$:

$$L(\lambda) = \frac{\pi I(\lambda)}{F_0(\lambda)} \quad (56)$$

Além disso, uma segunda normalização com relação ao valor de radiância medido em um ângulo $\theta = 5^\circ$ ou 10° é aplicada aos dados. Dessa forma, informações sobre a calibração do instrumento são perdidas. Somente a distribuição angular é preservada.

São parâmetros de entrada no código de inversão: as espessuras ópticas de extinção do aerossol, do espalhamento Rayleigh e de absorção por ozônio nos quatro comprimentos de onda (438, 670, 870 e 1020 nm) simultaneamente, o ângulo zenital solar, as refletâncias de superfície espectrais e as radiâncias espectrais normalizadas.

Para evitar o straylight, apenas os dados de radiância com ângulo superior a 3° foram utilizados. Conforme discutido anteriormente, o espalhamento frontal é devido principalmente à difração, que independe da composição química das partículas, e conseqüentemente do seu índice de refração. Dessa forma somente os dados de radiância cujos ângulos de espalhamento eram menores ou iguais a 40° foram considerados, para minimizar a dependência com relação ao índice de refração.

Além disso, as diferenças entre partículas esféricas e não esféricas com áreas equivalentes são desprezíveis em ângulos de espalhamento frontais (WEST *et al.*, 1997), e os efeitos de espalhamento múltiplo e da reflexão da superfície são menores nessa região do que em ângulos maiores (KAUFMAN *et al.*, 1994). Como será visto no estudo de sensibilidade, em ângulos de espalhamento maiores que 20°, já é possível observar uma dependência com relação ao índice de refração. Neste trabalho optou-se por considerar um intervalo maior (até 40°), mantendo-se um compromisso entre minimizar a dependência com relação ao índice de refração e maximizar a estatística de pontos utilizados no algoritmo de inversão.

O algoritmo de Nakajima e colaboradores utiliza o método de truncamento da função de fase. Conforme discutido anteriormente, a função de fase para partículas espalhadoras grandes apresenta um pico frontal devido à difração. A presença desse pico requer um grande número de termos na expansão da função de fase e aumenta a dificuldade na resolução da equação de transferência radiativa.

Por esse motivo, torna-se conveniente decompor a função de fase em um pico frontal \hat{P} e um resíduo P^* :

$$P(x) = f\hat{P}(x) + (1 - f)P^*(x) \quad (57)$$

Após a decomposição, foi utilizado o método delta-M proposto por Wiscombe (1977), como um guia na aproximação da função de fase como uma soma de uma função gaussiana e uma série polinomial de Legendre:

$$P(x) \approx fP_G(x) + (1-f)P_L(x, g^*, 2N-1) \quad (58)$$

Neste método, o pico frontal é truncado preliminarmente pelo método delta-M com momentos g^* e uma ordem de truncamento M^* da ordem de N antes do ajuste gaussiano:

$$fP_G(x) \approx P_G(x) - (1-f)P_L(x, g^*, N) \quad (59)$$

Com devida aproximações, as equações de transferência radiativa para as partes truncada e frontal da função de fase podem ser resolvidas independentemente. A parte truncada é resolvida pelo método de ordenadas discretas e a parte frontal pela aproximação de ângulos pequenos de acordo com Nakajima e Tanaka (1988).

A distribuição angular da radiação é obtida com exatidão da ordem de $\pm 3\%$ para $\tau_e = 1$ e $\sec \theta_0 = 5$ (o que equivale a $\theta_0 = 78^\circ$). A distribuição volumétrica de tamanho obtida tem exatidão da ordem de 4 a 10% para partículas com raio entre 0,10 a 8 mm, segundo um estudo de sensibilidade realizado por Kaufman *et al.*, (1994).

Segundo Remer *et al.*, (1998), a inversão diverge para raios menores que 0,10 mm com relação à distribuição de tamanho verdadeira. O algoritmo considera que o volume das partículas é nulo nos limites inferior e superior de tamanho considerados pelo modelo (0,06 e 8,75 mm, respectivamente). Essa limitação numérica gera um efeito de borda para raios pequenos: o algoritmo de inversão aumenta artificialmente a concentração volumétrica das partículas no intervalo entre 0,06 e 0,10 mm de raio.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta etapa o objetivo é discutir os resultados obtidos a partir das análises das séries temporais aplicadas às propriedades ópticas dos aerossóis, mostrar a evolução das modas grossa e fina do material particulado, durante a transição do período úmido para o período de seca.

5.1 ANÁLISE DAS MEDIDAS OBTIDAS POR SENSORIAMENTO REMOTO

Os dados de espessura óptica dos aerossóis (AOT) analisados neste trabalho são, a princípio, isentos da interferência por nuvens conforme a metodologia de Smirnov *et al.*, (2000 a). Segundo Houghton *et al.*, (1995), sob condições de atmosfera limpa nos continentes a AOT é de aproximadamente 0,1 (ou ainda inferior), o albedo simples do aerossol (ω_a) é em geral, superior a 0,9, e o fator de assimetria médio fica em torno de 0,7. Nestas condições uma grande parcela do espalhamento da radiação visível é promovida pelos processos de espalhamento *Rayleigh*. À medida que o conteúdo de poluentes aumenta e a quantidade de partículas da moda fina torna-se mais concentrada próximo à superfície (nas camadas atmosféricas entre 1 e 2 km), o valor da profundidade óptica do aerossol também passa por um acréscimo. Caso as partículas contenham uma grande quantidade de carbono elementar (*black carbon*), há uma redução do valor de albedo simples. Como consequência direta, os processos de espalhamento e absorção promovidos por aerossóis superam as contribuições das interações radiativas dos constituintes atmosféricos (*Rayleigh*) (CHAMEIDES *et al.*, 1999).

Os principais filtros utilizados para o mascaramento de nuvens são associados à variabilidade temporal de AOT, cuja hipótese é atribuída ao fato de que uma grande flutuação de AOT indica a presença de nuvens. O primeiro filtro é um teste

da variabilidade de três medições de AOT (denominada tripleto), realizadas no período de um minuto. Se a diferença entre os valores mínimo e máximo de AOT dentro deste intervalo for maior que 0,02 (para τ_a inferior a 0,667) ou $0,03 \cdot \tau_a$ (para τ_a maior que 0,667), então os valores observados são identificados por contaminação de nuvens. A segunda derivada do logaritmo de τ_a (λ) como função do tempo também é empregada como um filtro. As identificações de variações rápidas (bruscas) são posteriormente eliminadas como medidas afetadas por nuvens.

As análises foram realizadas com base nas inversões da AERONET para o nível 2.0, pois estes apresentam somente os dados não contaminados por nuvens, para melhor avaliar as propriedades dos aerossóis. Além disso, este produto da AERONET tem tratamento estatístico, afim de aumentar a rigorosidade do processo de inversão. Essas técnicas utilizadas para filtrar a interferência de nuvens não foram validadas em larga escala.

No entanto, os procedimentos foram positivamente testados em dados experimentais em diferentes situações geográficas e de poluição atmosférica como por exemplo na figura 18. (SMIRNOV *et al.*, 2000 a).

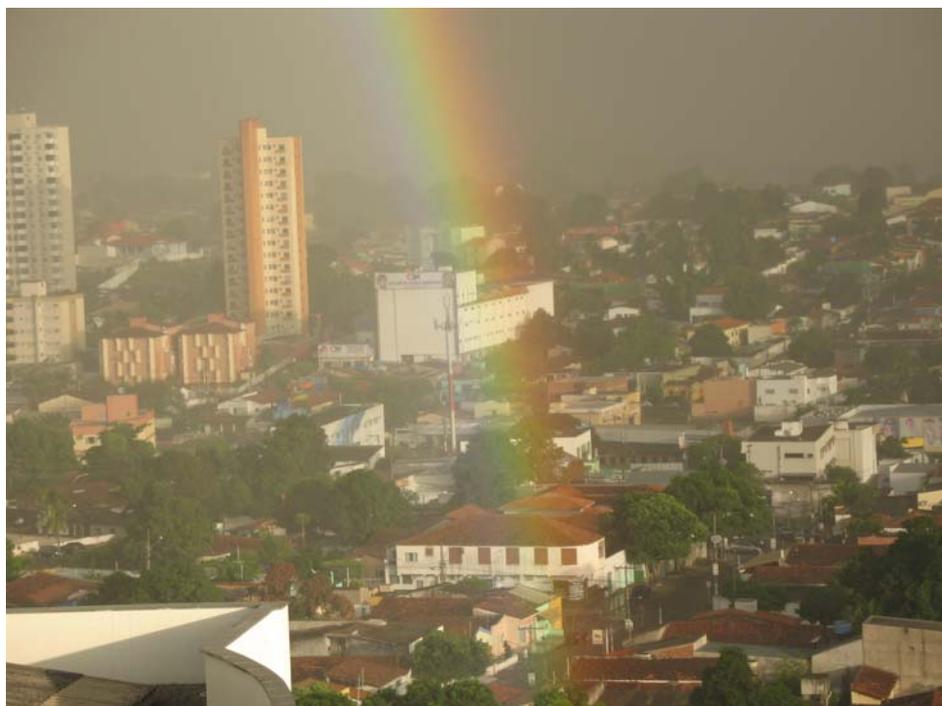


Figura 18 - Atmosfera contaminada por fumaça e nuvens carregadas.

De acordo com os autores, em muitos dos sítios analisados, esse algoritmo de filtro de nuvens eliminou de 10% a 50% das medições iniciais. Para melhor avaliação analisamos dados da dependência espectral da profundidade óptica das partículas de aerossol, conhecida como Coeficiente de Ångström (α).

No caso de aerossóis de fumaça compostos, basicamente, por partículas da moda fina é possível utilizar a magnitude de α como um indicativo potencial da contaminação por nuvens, enquanto que no geral, para muitas localidades e estações do ano, este tipo de aproximação é problemática devido à falta de conhecimento da natureza da distribuição de tamanho dos aerossóis ou da variabilidade dos mesmos (ECK *et al.*, 2001).

Portanto, devido a metodologia empregada para se obter os valores de distribuição do tamanho dos aerossóis, os períodos de maior incidência de nuvens (estação úmida – novembro à abril) teve maior descontinuidade de coleta de dados. O comportamento da distribuição do tamanho das partículas, no período de 2001 a 2007, para os meses com dados coletados serão mostrados a seguir. As linhas pontilhadas indicam a tendência do raio médio da moda fina.

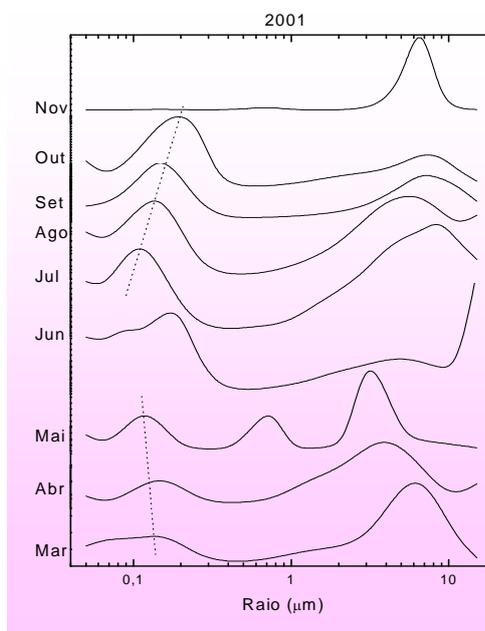


Figura 18 - Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura óptica e irradiância espectral, para o ano de 2001.

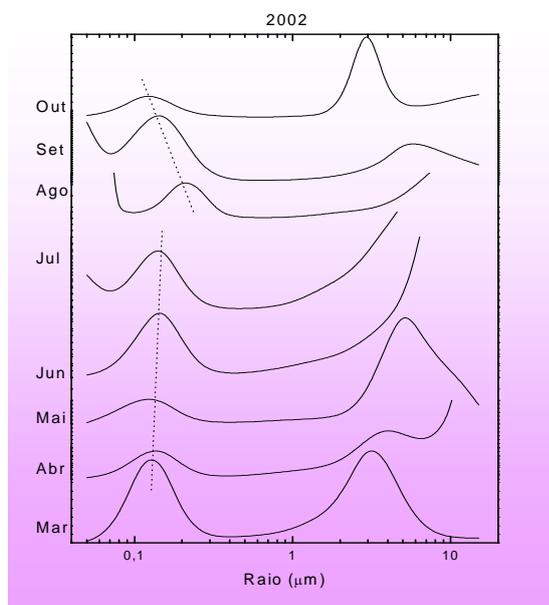


Figura 19 - Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral, para o ano de 2002.

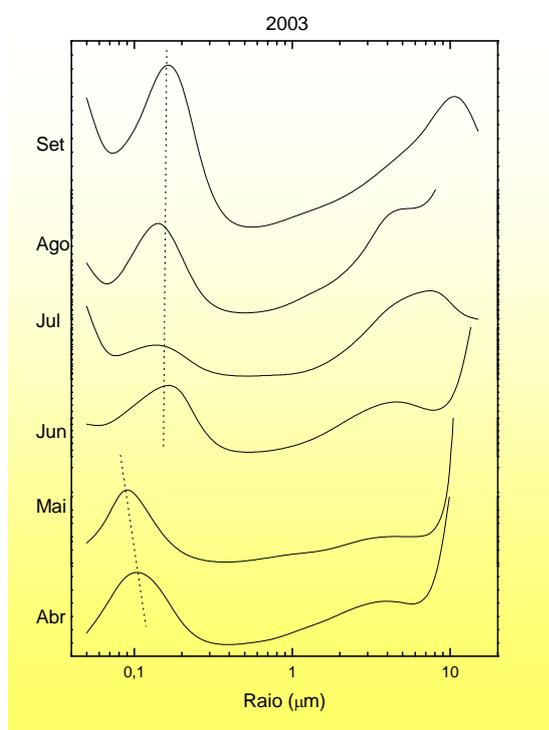


Figura 20 - Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral, para o ano de 2003.

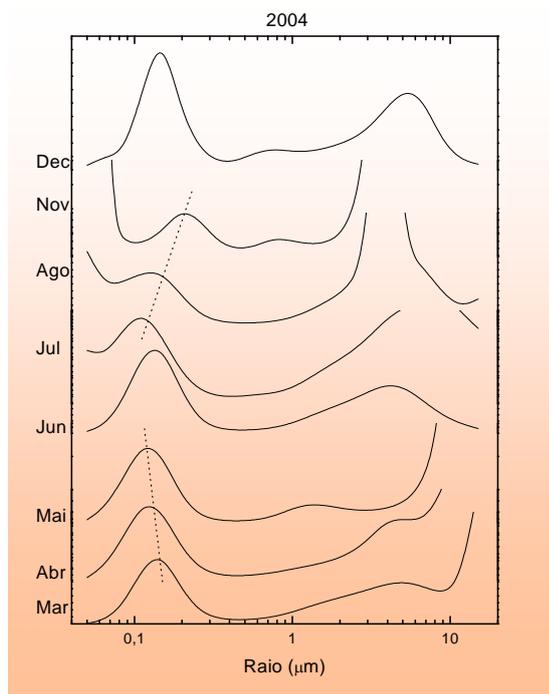


Figura 21 - Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral, para o ano de 2004.

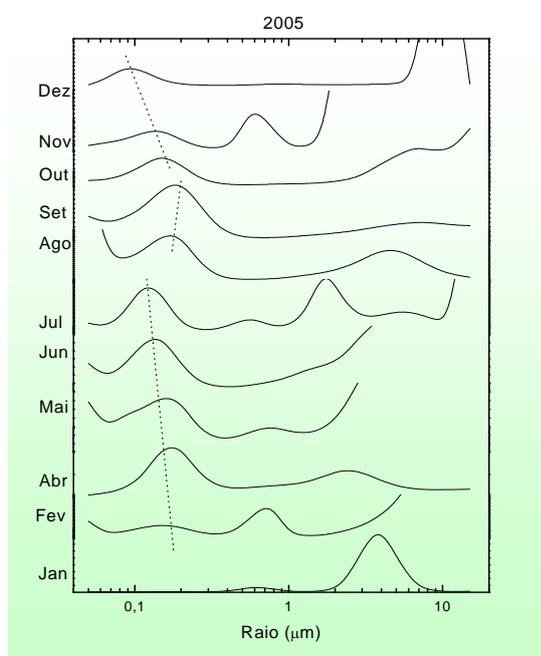


Figura 22 - Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral, para o ano de 2005.

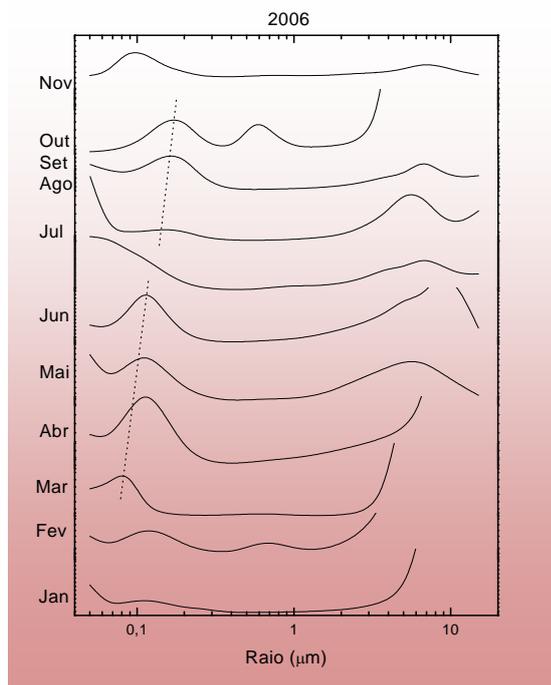


Figura 23 - Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral, para o ano de 2006.

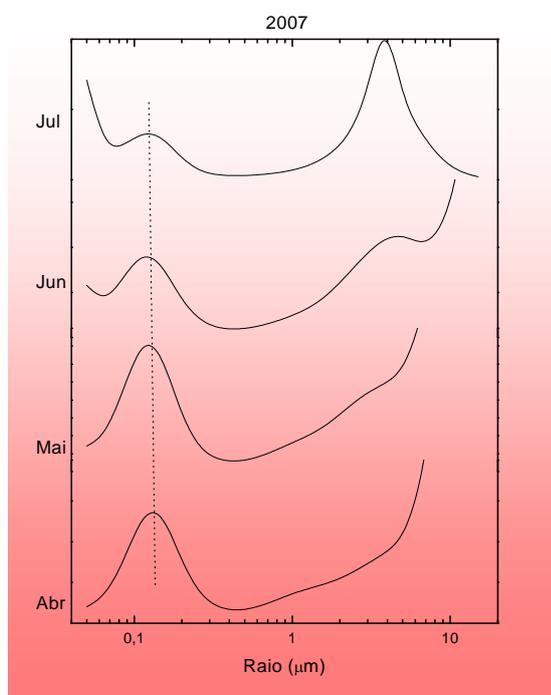


Figura 24 - Evolução temporal das distribuições do tamanho dos aerossóis, obtidos através do processo de inversão dos dados de espessura ótica e irradiância espectral, para o ano de 2007.

Nas figuras apresentadas acima, as distribuições tiveram seus valores de intensidade reajustados, afim de se acompanhar o comportamento do raio médio da distribuição das partículas finas e o valor relativo das amplitudes das modas. O alargamento das distribuições pode estar associado a grande diversidade do tipo de partículas existentes na troposfera, na região em estudo. Ainda há o fato de que o método de inversão tem um erro sistemático de até 10% inerente as aproximações matemáticas envolvidas neste processo, sendo mais acentuado na cauda da gaussiana. Estes gráficos também revelam que a função log-normal pode ser basicamente bi-modal ou tri-modal em alguns períodos. O comportamento modal em função das estações indica uma forte correlação sazonal.

A tabela 2 define os meses referentes as estações seca e úmida.

Tabela 2 – Classificação dos meses em estações seca e úmida

Estação Seca	Maio	Junho	Julho
	Agosto*	Setembro*	Outubro*
Estação Úmida	Novembro	Dezembro	Janeiro
	Fevereiro	Março	Abril

* Meses com histórico de queimadas

Os gráficos das figuras 26 a 32 mostram o comportamento dos raios médio das modas. Embora o espectro de valores não esteja completo, pode-se destacar os anos 2001 a 2003 e 2006. Nestes, observa-se notoriamente um comportamento distinto do ano de 2002, com relação a diferença entre as médias dos particulados fino e grosso. Esta diferença tende a aumentar no período de queimadas, exceto para 2002, quando esta situação prevalece a partir do início da estação seca. O ano de 2003, embora não tão evidente como o ano de 2002, apresenta uma invariância do tamanho do raio médio do aerossol fino. O aumento do tamanho médio da moda fina se deve ao tipo de aerossol presente na parte mais alta da estratosfera, cuja fonte é em geral relacionado com a queima de biomassa.

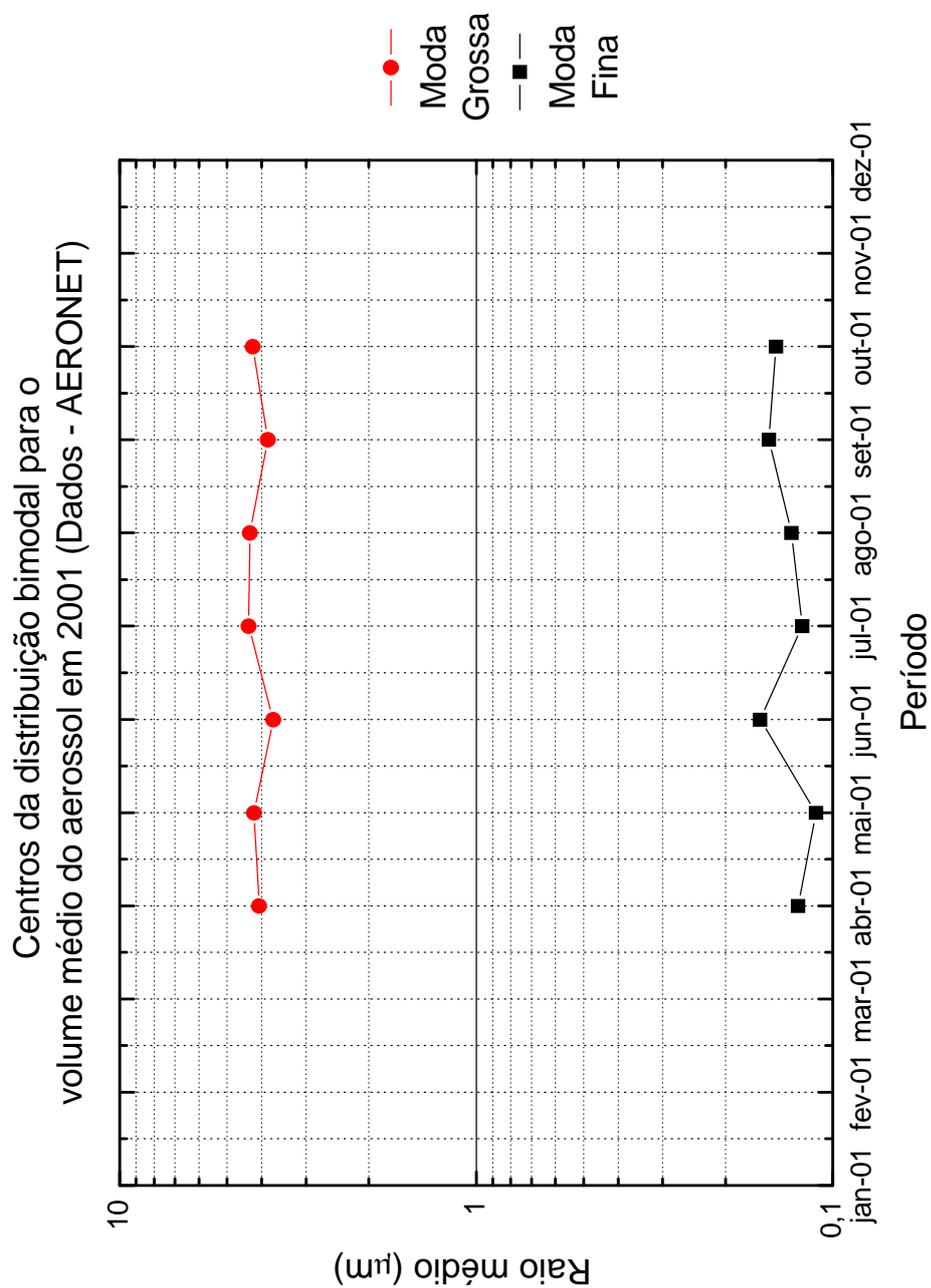


Figura 25 - Gráficos da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2001

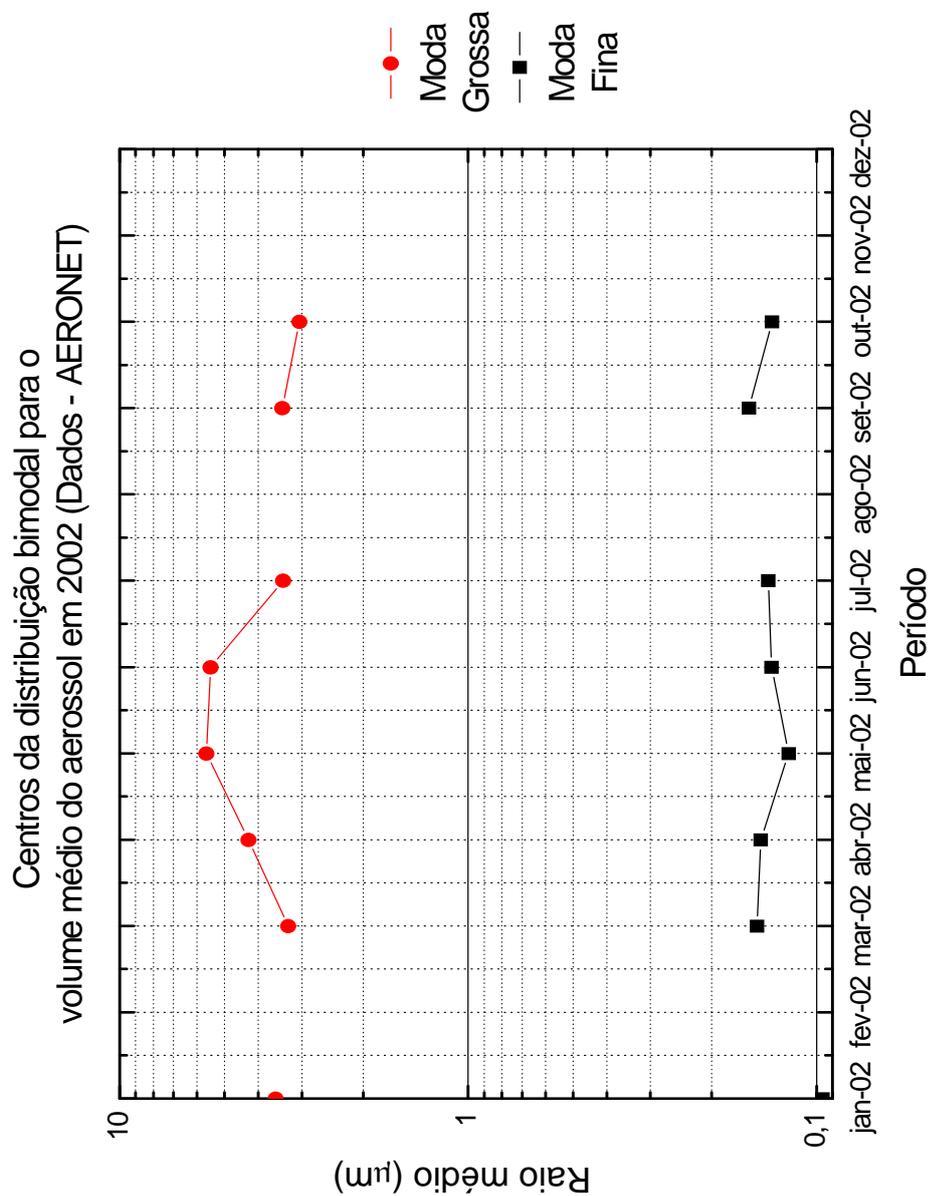


Figura 26 - Gráficos da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2002

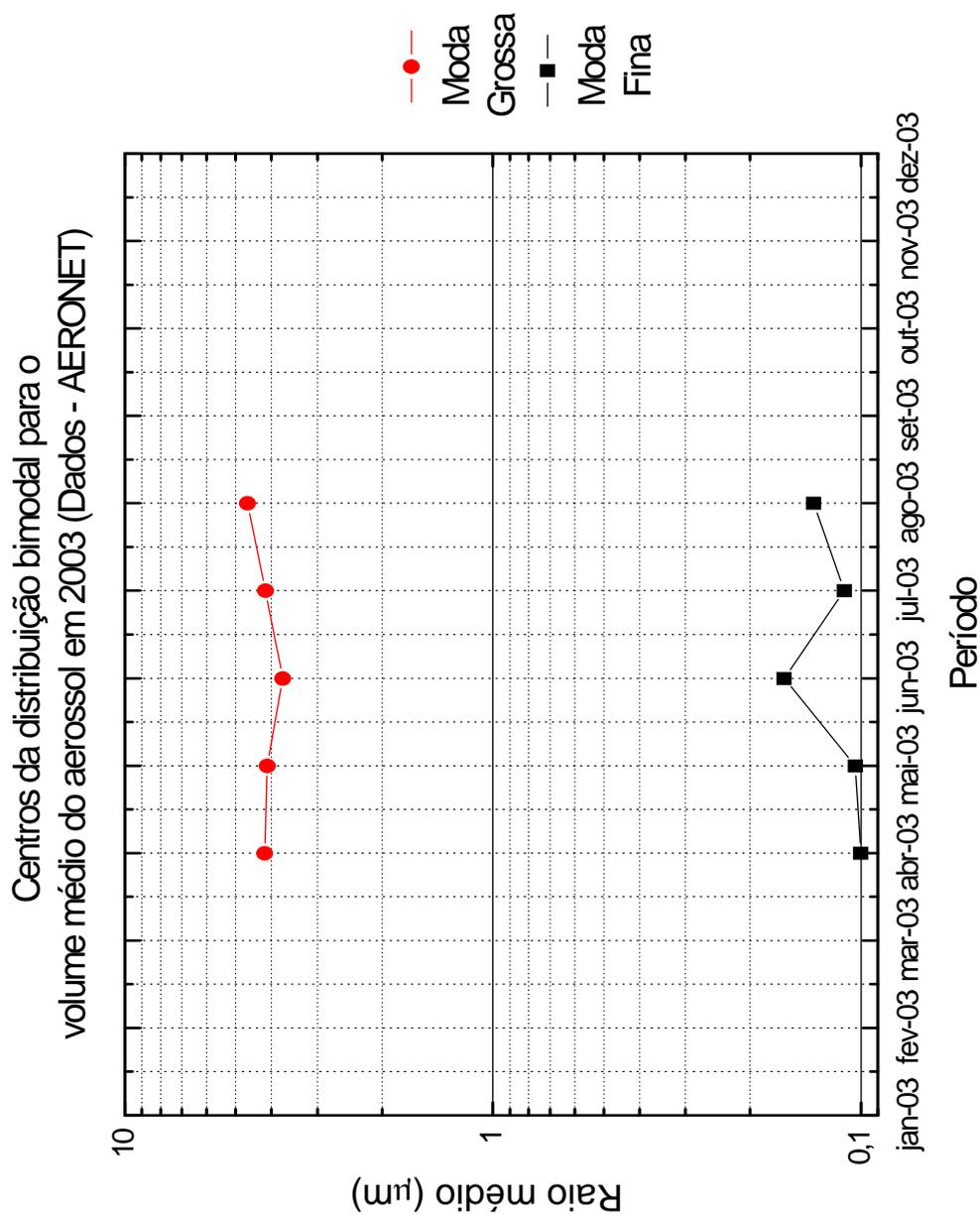


Figura 27 - Gráficos da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2003.

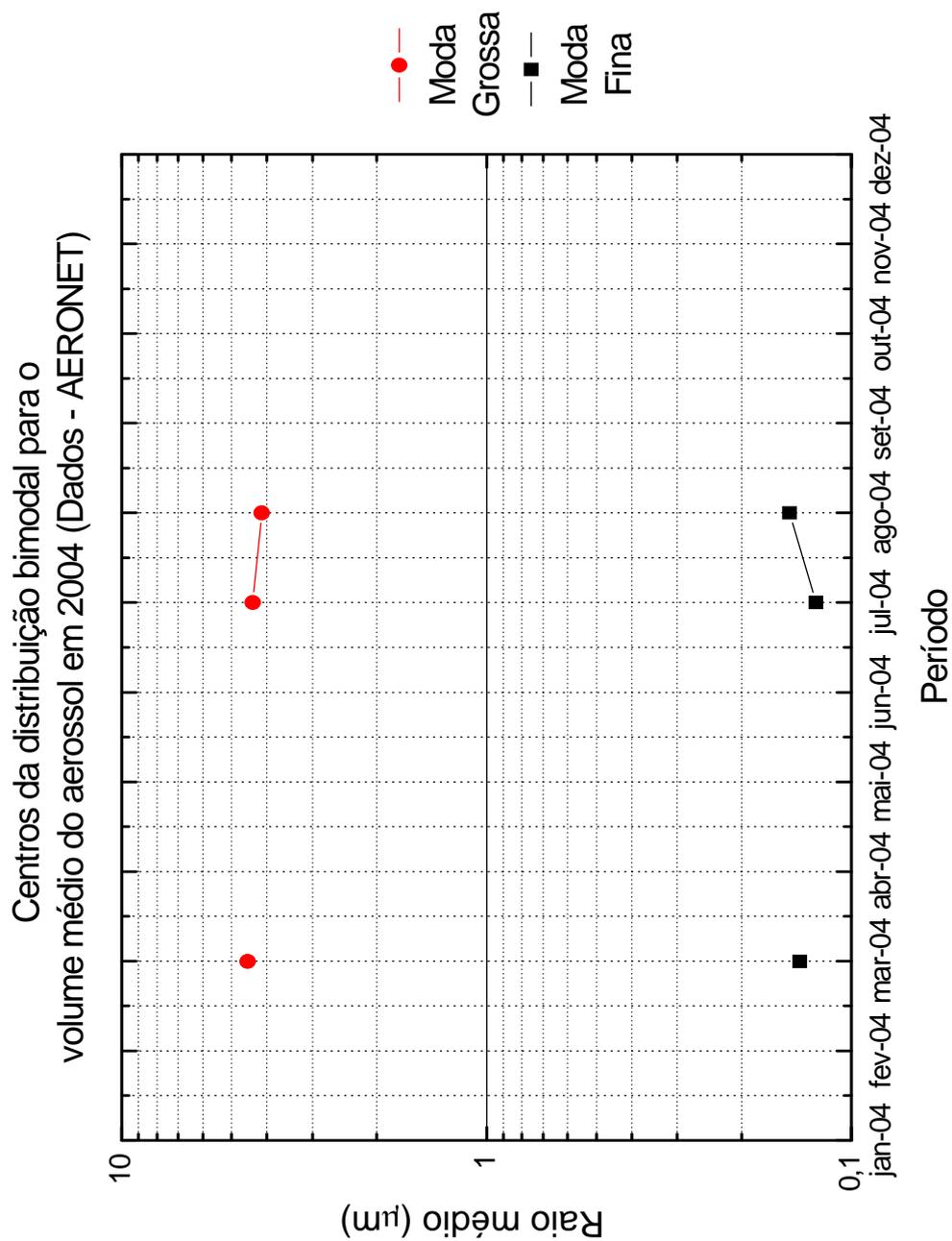


Figura 28 - Gráficos da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2004.

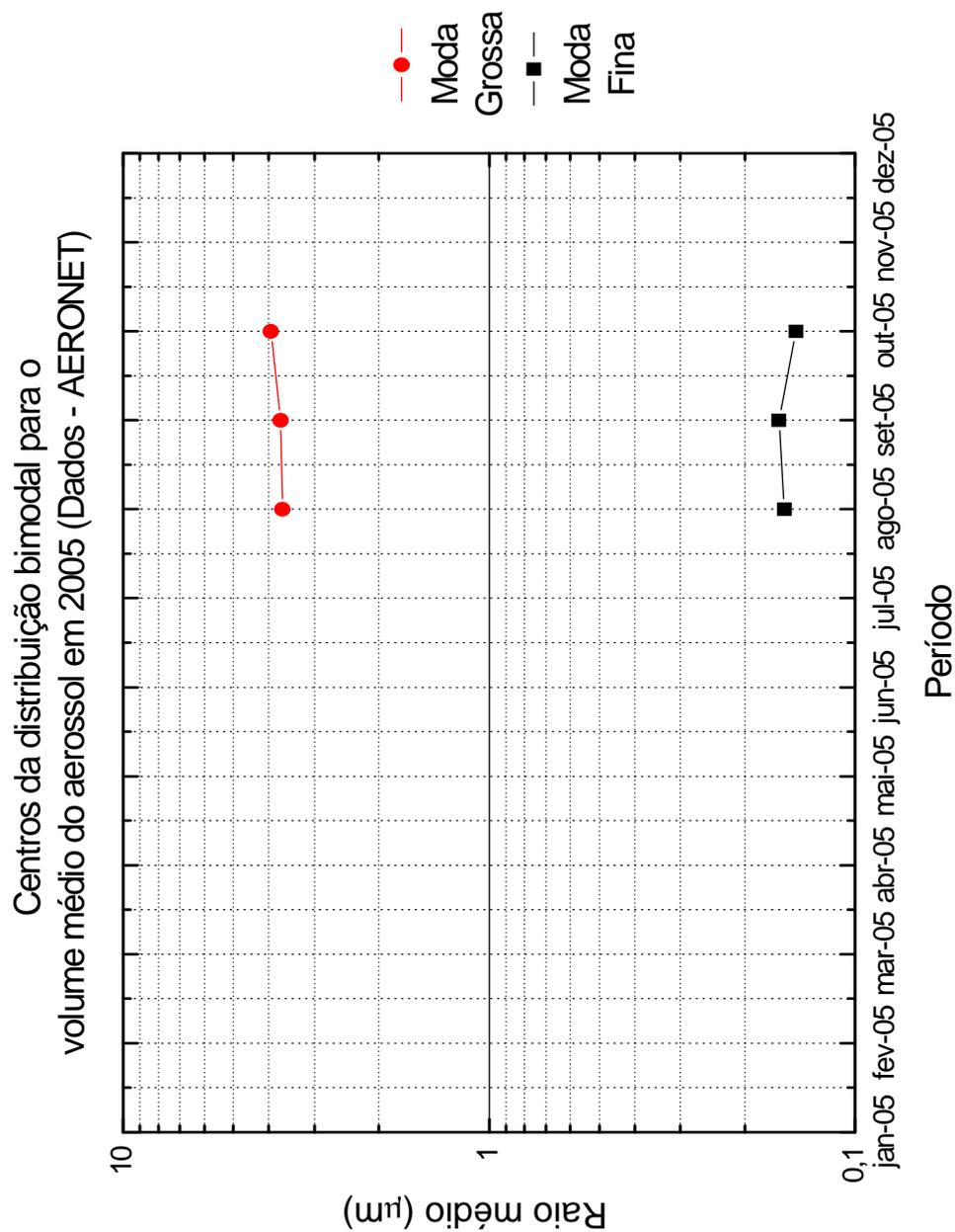


Figura 30 - Gráficos da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2005.

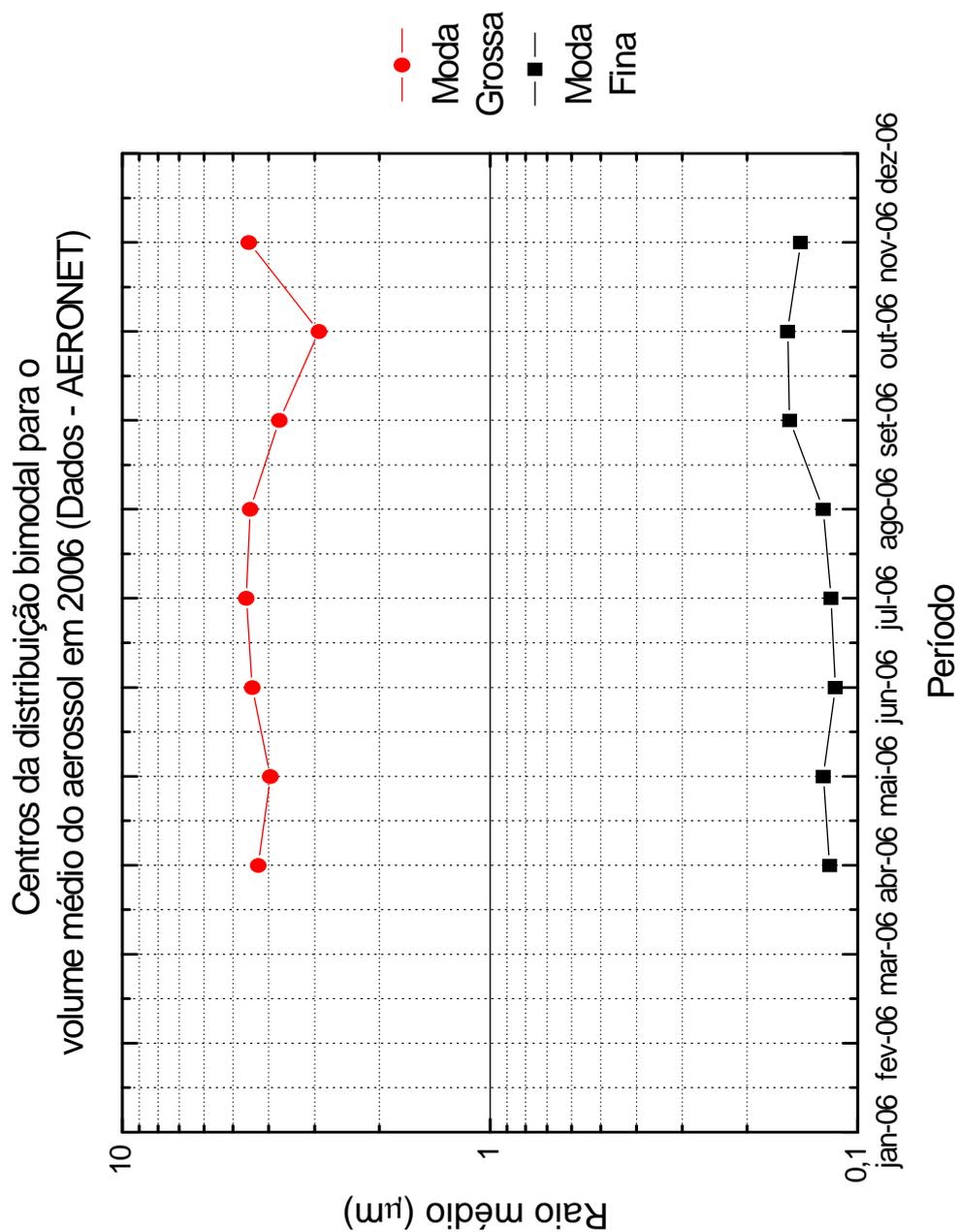


Figura 29 - Gráficos da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2006.

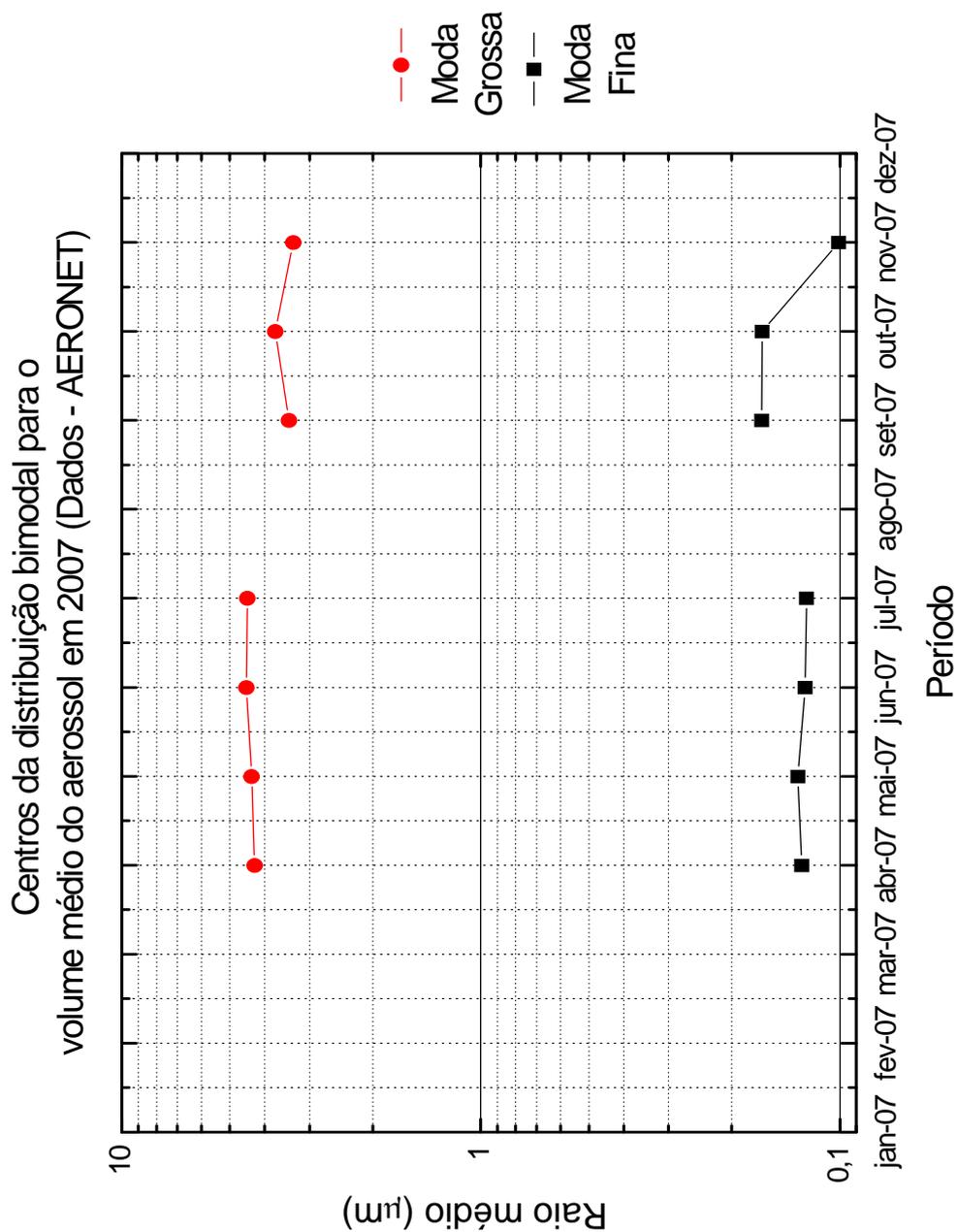


Figura 30 - Gráficos da evolução temporal dos raios médio das partículas fina (■) e grossa (●) para o ano de 2007.

O gráfico da figura 33 representa a diferença entre os valores acumulados dos aerossóis finos e grossos. O comportamento durante os anos estudados é predominantemente a favor da moda fina, principalmente para os períodos de queimada. Novamente o ano de 2002 tem uma tendência atípica.

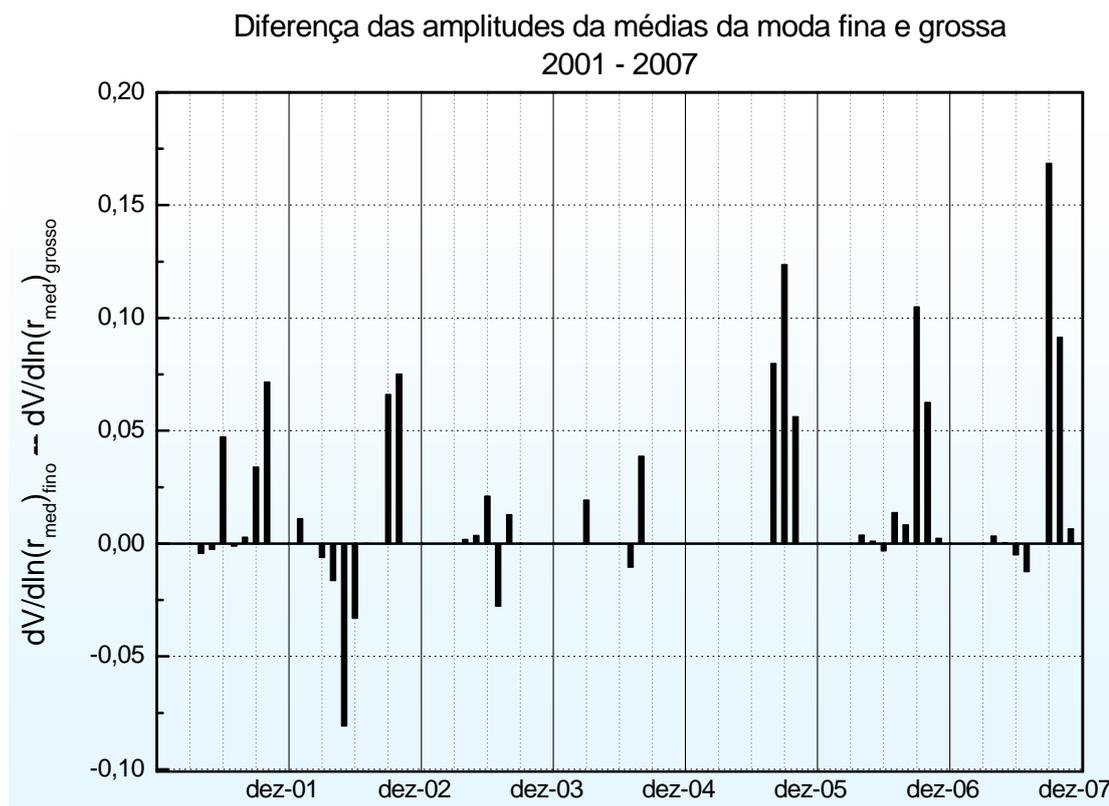


Figura 31 - Comportamento da distribuição do tamanho das partículas para os anos 2001 a 2007. As barras superiores (valores positivos) indicam um maior acúmulo de material particulado fino, enquanto as barras inferiores (valores negativos) mostram uma tendência do material particulado grosso. As subdivisões temporais são trimestrais.

5.2 O FENÔMENO EL NIÑO

Em algumas situações, a temperatura das águas do Oceano Pacífico, na região equatorial sofre um aumento substancial. Este fenômeno desencadeia um processo em escala global de mudança climática. Nestes períodos a temperatura das regiões

equatoriais tendem a se elevarem, enquanto que, nas regiões tropicais há registros de temperaturas abaixo da média. Este evento acontece com uma certa frequência e é conhecido por “El niño”. A tabela 3 mostra os anos de ocorrência deste fenômeno e a sua intensidade.

Tabela 3 – Ocorrência de “El niño” entre 1877 a 2007. Fonte: CPTEC.

	Intensidade		
	Fraco	Moderado	Forte
1951		1888 – 1889	1877 – 1878
1953		1913 – 1914	1896 - 1897
1963		1923	1899
1976 - 1977		1932	1902 - 1903
1977 - 1978		1946 – 1947	1905 - 1906
1979 - 1980		1968 – 1970	1911 - 1912
2004 - 2005		1986 – 1988	1918 - 1919
2006 - 2007		1994 – 1995	1925 - 1926
		2002 – 2003	1939 – 1941
			1957 - 1959
			1972 - 1973
			1982 - 1983
			1990 - 1993
			1997 - 1998

Conforme a Tabela 3, durante o período de medidas, os anos de 2004 a 2007 coincidem com um período fraco de El nino, enquanto que nos anos de 2002 a 2003 há uma forte ocorrência.

Observações pluviométricas para os anos de 2001 a 2003 observados na figura 32 mostram uma antecipação do regime da seca. Embora a influência do “El niño” seja evidente nas regiões nordeste (seca extrema) e sul (chuva extrema), alguma interferência é registrada em outras localidades do país.

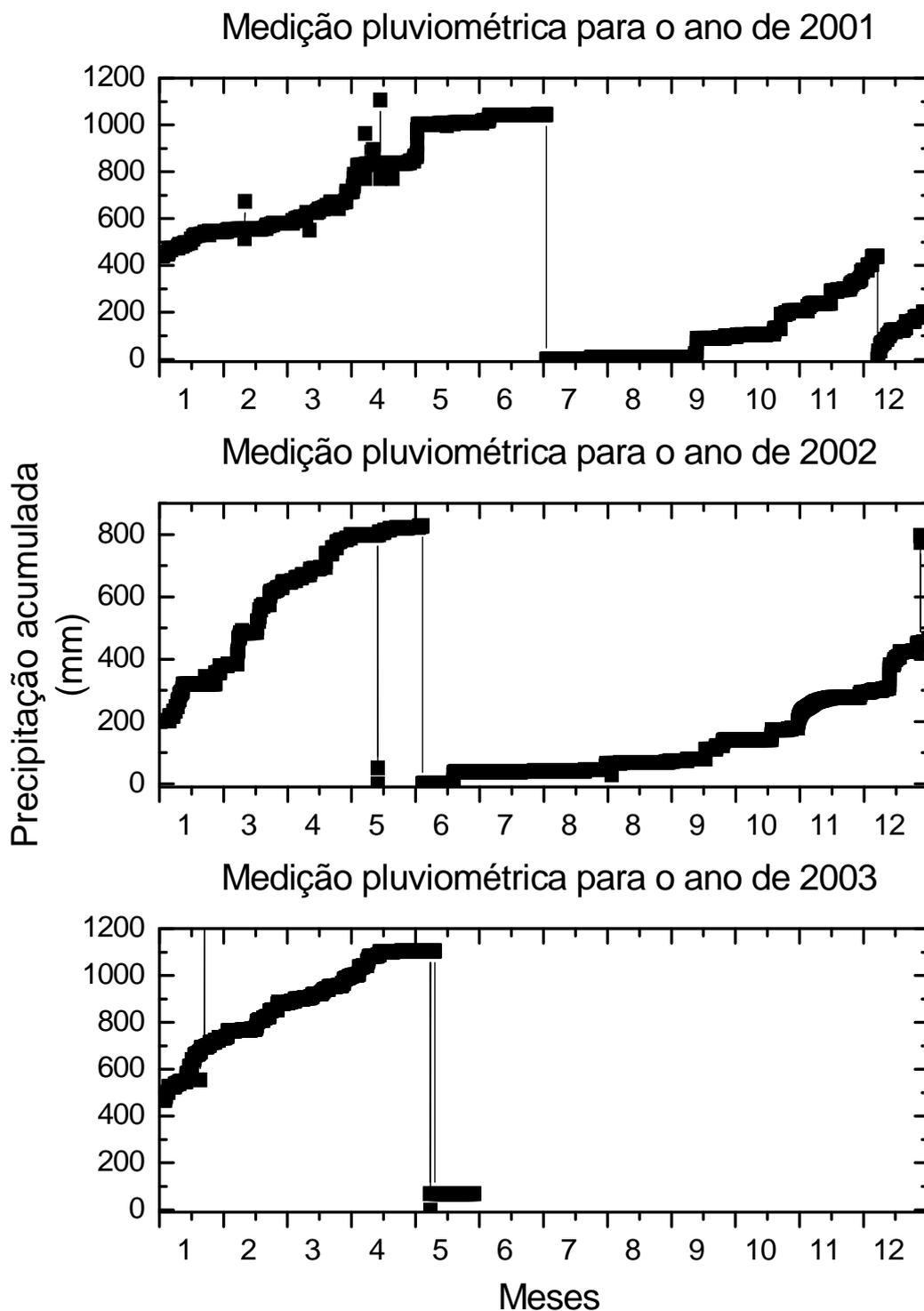


Figura 32 - Gráficos pluviométricos da estação meteorológica de Cuiabá ($15,65^{\circ}$ S; $56,1^{\circ}$ W). **Fonte:** Dados do CPTEC.

5.3 O COMPORTAMENTO DA DISTRIBUIÇÃO BIMODAL

O comportamento bimodal prevaleceu em quase todos os períodos registrados, embora em alguns meses (entre novembro a abril) observa-se uma divisão da moda fina (trimodal). Normalmente a distribuição trimodal é atribuída a núcleos de condensação (moda de acumulação), que eventualmente terão interferência no ciclo hidrológico. No caso em estudo, a média desta moda aparece abaixo do ponto de inflexão das modas fina e grossa ($\approx 2 \mu\text{m}$). Seu registro indica uma provável influência nos registros pluviométricos, embora esta afirmação deva ser também embasada em análise do regime eólico.

O crescimento do raio médio do aerossol fino nos períodos de agosto a outubro, indicados pela linha de tendência ilustrada nas figuras 17 a 23 é devido a ação de queima de biomassa. Isso se deve ao tipo de combustão característico da região, com menor incidência de chamas e mais fumaça. A acumulação dos aerossóis fino e grosso competem em todo o período, sendo preponderante o particulado sub-micrométrico.

A inversão de amplitudes (distribuição de tamanhos dos aerossóis grossos maior que os aerossóis finos) é evidente, porém sutil, na estação úmida. A região em estudo localiza-se em uma zona urbanizada, e no período de novembro a maio a distribuição é característica de fonte urbano-industrial. Embora Cuiabá não seja uma cidade industrializada, a emissão de partículas do tipo “fuligem” e poeira produzidas por intensos processos de construção civil podem ser responsáveis, a princípio, por este comportamento, embora a própria biomassa produza partículas largas nas estações da primavera e verão. Na estação seca, o regime assemelha-se com a distribuição de tamanho registrado em floresta tropicais e equatoriais, com intensidade da moda fina da ordem de até 50 vezes maior que a moda grossa.

5.4 INFLUÊNCIAS METEOROLÓGICAS

O comportamento da distribuição é bem determinado pelas características sazonais e locais, embora os anos de 2002 e 2003 apresentam um desvio na tendência normal dos padrões das modas. De acordo com os registros históricos de “El niño”

desde 1877, os anos de 2002 e 2003 sofreram moderada influência do fenômeno. Atualmente o aquecimento das águas do Oceano Pacífico está agindo muito fracamente, mas diferente das regiões nordeste e sul, seus efeitos no local de estudos são mais amortecidos.

De qualquer forma, os índices pluviométricos dos anos destacados apontam um alargamento e antecipação da estação seca. O comportamento de queimadas, induzidas pela ação antropogênica, pode ter-se iniciado prematuramente nestes anos devido a ação espontânea. Esses indícios mostram que o “El niño” pode também ser um fator importante na condução do clima na região.

6 CONCLUSÃO

A utilização dos dados da rede de fotômetros AERONET para avaliar as características do aerossol na região de estudo se mostrou eficaz ao descrever com coerência o tipo de particulado, de acordo com as influências climáticas e antropogênicas e comprovar que os parâmetros ópticos das partículas de aerossóis são modificados durante a transição do período úmido para o seco. Foi possível correlacionar os eventos de queimadas e utilização do solo, interpolando inclusive o comportamento da atividade urbana. Foi possível também avaliar que a medida que a atmosfera perde suas características de umidade, aspecto evidenciado na transição do outono para o inverno, houve uma redução significativa do total de precipitação acumulado mensal, e as queimadas são as conseqüências diretas desta redução. Este trabalho ainda aferiu a indução do fenômeno “El niño” sobre o clima regional, algo que ainda não havia sido relacionado.

Assim, podemos concluir que:

- 1) Métodos de espectro-fotometria permitem determinar com certo grau de precisão, o tipo de aerossol e seu comportamento em um determinado sítio;
- 2) É possível determinar mudanças sazonais nos aerossóis, fortemente ligados a fatores climáticos e antropogênicos;
- 3) O tipo de aerossol da região é preponderantemente devido a queima de biomassa;
- 4) O regime de chuvas está associado com aparecimento da moda de acumulação, cujo aerossol produzem núcleos de condensação;

Perspectivas:

- 1) associar outros dados, como a profundidade ótica do aerossol, o albedo de espalhamento único, o fator de assimetria, o coeficiente de Angstrom e o índice de refração, os quais podem fornecer uma descrição mais completa do particulado atmosférico
- 2) Calcular o impacto na forçante radiativa, a qual está diretamente associada às mudanças climáticas
- 3) Utilizar os dados brutos da AERONET (medidas da radiação direta do Sol), usando abordagens alternativas e outros métodos de inversão para o cálculo do volume e raio dos aerossóis.
- 4) Usar dados de outros sensores para comparação com os dados de fotometria.

7 BIBLIOGRAFIAS

7.1 BIBLIOGRAFIAS CITADAS

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

ANDERSON, B. E., GRANT, W. B., GREGORY, G. L., BROWELL, E. V., COLLINS Jr, J. E., SACHSE, G. W., BAGWELL, D. R., HUDGINS, C. H., BLAKE, D. R. e BLAKE, N. J. **Aerosols from biomass burning over the tropical South Atlantic region: Distributions and impacts.** Journal of Geophysical Research, 101, p. 24117-24138, 1996.

ARBEX, M. A., **Avaliação dos efeitos do material particulado proveniente da queima de cana-de-açúcar sobre a morbidade respiratória na população de Araraquara SP.** 2001. 204 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

ARBEX, M. A., CANÇADO, J. E. D., PEREIRA, L. A. A., BRAGA, A. L. F., SALDIVA, P. H. N., **Queima de biomassa e suas repercussões sobre a saúde.** Jornal Brasileiro de Pneumologia, vol. 30 (2), p. 158-175, São Paulo, 2004.

ARTAXO, P. & HANSSON H. C. **Size distribution of biogenic aerosol particles from the Amazon Basin.** Atmospheric Environment, vol. 29, n. 3, p. 393-402, 1995.

ARTAXO, P., SILVA - DIAS, M. A. F., ANDREAE, M. O., **O mecanismo da floresta para fazer chover**. Scientific American Brasil , p. 40-45, Abril, 2003.

AYOADE, J. O., **Introdução à Climatologia para os Trópicos**. 12. ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2007. 332p.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere, Weather and Climate**. 3. ed. Londres, Methuen, 1976.

BOHREN, C. F., HUFFMAN, D. R., **Absorption and Scattering of Light by Small Particles**. JohnWiley & Sons, New York, 1998.

BUCHOLTZ, A. **Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere**. Applied Optics 34, 2765-2773, 1995.

CHAMEIDES, W. L., YU, H., LIU, S. C, BERGIN, M., ZHOU, X., MEARNS,L., WANG, G., KIANG, C. S., SAYLOR, R. D., LUO, C., HUANG, Y., STEINER, A e GIORGI, F. **“Case Study of the effects of atmospheric aerosols and regional haze on agriculture: An opportunity to enhance crop yields in China through emission controls?”** PNAS, vol. 26, 24, 13.626 – 13633, 1999.

CHANDRASEKHAR, S., **Radiative Transfer**. Oxford University Press, Oxford, 1960.

CHARLSON, R. J., HEINTZENBERG, J., Introduction. Em: R.J. e Heintzenberg, J. (eds.), **Aerosol Forcing of Climate**. pp. 1-10, Charlson, John Wiley & Sons, Inglaterra, 1995.

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

DOCKERY, D. W. & POPE III, C. A. **Acute respiratory effects of particulate air pollution.** *Annu. Rev. Public. Health*, v. 15, p. 107-32, 1994.

DUBOVIK, O., HOLBEN, B. N., KAUFMAN, Y. J., YAMASOE, M., SMIRNOV, A., TANRÉ, D. e SLUTSKER, I. **Single-scattering albedo of smoke retrieved from the sky radiance and solar transmittance measured from ground.** *Journal of Geophysical Research* 103 D24, 31903-31923, 1998.

ECK, T. F., HOLBEN, B. N., WARD, D. E., DUBOVIK, O., REID, J. S., SMIRNOV, A., MUKELABAI, M. M., HSU, N. C., O'NEILL, N. T., e SLUTSKER, I. **“Characterization of the Optical Properties of Biomass Burning Aerosols in Zambia During the 1997 ZIBBEE Field Campaign”.** *Journal of Geophysical Research*, 106, D 4, 3425-3448, 2001.

FEAGLE, R. G., e BUSINGER, J. A., **An introduction do Atmospheric Physics.** Academic Press, Nova York, 1980.

GARCIA, M. P., **Resultados de um Estudo Estatístico das Propriedades Ópticas das Partículas de Aerossol de Queimadas na Amazônia via AERONET.** 2005. 155 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

GASIOROWICZ, S., **Quantum Physics.** John Wiley & Sons, New York, 1979.

HALTHORE, R. N., ECK, T. F., HOLBEN, B. N., MARKHAM, B. L., **Sunphotometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band.** *Journal of Geophysical Research*, 102, 4343-4352, 1997.

HANSEN, J. E. e TRAVIS, L. D. **Light scattering in planetary atmospheres.** *Space Science Reviews* 16, 527-610, 1974.

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

HOBBS, P. V., REID, J. S., KOTCHENRUTHER, R. A., FERREK, R. J., WEISS, R. M. **Direct Radiative Forcing by Smoke from Biomass Burning**. *Science*, 275, 1776 – 1778, 1997.

HOLBEN *et al.*: **AERONET – A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization**. *Remote Sens. Environment*, 66, 1-16, 1998.

HORVATH, H., **Aerosols – An introduction**. *Journal of Environmental Radioactivity*, 51, p. 5 – 25, 2000.

HOUGHTON, J. T., MEIRA FILHO, L. G., BRUCE, J., HOESUNG LEE, CALLANDER, B. A., HAITES, E., HARRIS, N. and MASKELL, K. **Climate Change, 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios**. Cambridge University. Press, 1995.

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

JACOBSON, M. Z., **Strong Radiative Heating due to the Mixing State of Black Carbon in Atmospheric Aerosols**. *Nature*, p. 409, 695-697, 2001.

KASTEN F. e YOUNG, A. T. **Revised optical air mass tables and approximation formula**. *Applied Optics* 28, 4735-4738, 1989.

KAUFMAN, Y. J., GITELSON, A., KARNIELI, A., GANOR, E., FRASER, R. S., NAKAJIMA, T., MATTOO, S. E. HOLBEN, B. N. **Size distribution and scattering phase function of aerosol particles retrieved from sky brightness measurements**. *Journal of Geophysical Research* 99, 10341-10356, 1994.

KOMHYR, W. D., GRASS, R. D. e LEONARD, R. K. **Dobson Spectrophotometer 83: A standard for total ozone measurements, 1962-1987.** Journal of Geophysical Research 94 D7, 9847-9861, 1989.

LENOBLE, J., **Atmospheric Radiative Transfer**, A. Deepak Publishing, Hampton, VA, 1993.

LENOBLE, J., **The particulate matter from biomass burning: A tutorial and critical review of its radiative impact.** Em **Global Biomass Burning - Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications.** Edited by J. S. Levine, MIT Press, Cambridge, MA, p. 381-386, 1991.

LIOU, K. N., **An Introduction to Atmospheric Radiation.** Academic Press, London, 1980.

LIOU, K. N., **An introduction to atmospheric radiation.** Second Edition, Academic Press, New York, 2002.

LONDON, J. R., BOJKOV, D., OLTMANS, S. e KELLEY, J. I. **Atlas of the global distribution of total ozone, July 1957- June 1967,** NCAR Tech. Note 113 + STR, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colorado, 1976.

MAITELLI, G. T. **Uma abordagem Tridimensional de Clima Urbano em Área Tropical Continental. O exemplo de Cuiabá – MT.** 1994. Tese de Doutorado, São Paulo: Faculdade de Filosofia e Ciências Humanas/Universidade de São Paulo. 1994.

MARTINS, J. V., HOBBS, P. V., WEISS, R. M., ARTAXO, P., **Sphericity and morphology of smoke particles from biomass burning in Brazil.** Journal of Geophysical Research, 103, 32 051-32 058, 1998 b.

Mc CARTNEY, E. J., **Optics of the atmosphere: scattering by molecules and particles.** John Wiley & Sons, New York, 1976.

Mc INTOSH, D. H.; THOM, A. S., **Essentials of Meteorology**. Londres, Wykeham Publications, 1969.

NAKAJIMA, T. e TANAKA, M. **Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation**. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer 40, 51-69, 1988.

NAKAJIMA, T. *et al.*, **Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersion**. Applied Optics, 35, 2672-2686, 1996.

NAKAJIMA, T., TANAKA, M. e YAMAUCHI, T. **Retrieval of the optical properties of aerosols from aureole and extinction data**. Applied Optics 22, 2951-2959, 1983.

PALTRIDGE, G. W., PLATT, C. M. R., **Radiative Processes in Meteorology and Climatology**. Elsevier Publishing, 1976.

PEIXOTO, J. P., OORT, A. H. **Physics of Climate**. American Institute of Physics, New York, 1992.

PLANA-FATTORI, A., CEBALLOS, J. C., **Glossário de Termos Técnicos em Radiação Atmosférica**. Série Ciências Atmosféricas, n°: 004, 14 p, IAG-USP, 1998.

PROCÓPIO, A. S., ARTAXO, P., **Queimadas esfriam a Amazônia**. Pesquisa Fapesp, pág 33, Abril, 2003.

PROCÓPIO, A. S., **Forçante radiativa direta dos aerossóis na Região Amazônica devido à queima de biomassa**. 2005. 224 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

PROCÓPIO, A. S., REMER, L., ARTAXO, P., KAUFMAN, Y., HOLBEN, B. N., **Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia.** Geophysical Research Letters, Vol. 30, nº: 24, 2265, DOI: 10.1029/2003GL018063, 2003.

PUESCHEL, R. F. Atmospheric Aerosols. **Composition, Chemistry, and Climate of the Atmosphere.** Editor: H.B. Singh. Van Nostrand Reinhold, New York, pp. 120-175, 1995.

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

REMER, L. A., KAUFMAN, Y. J., HOLBEN, B. N., THOMPSON, A. M. e MCNAMARA, D. **Biomass burning aerosol size distribution and modeled optical properties.** Journal of Geophysical Research 103 D4, 31879-31891, 1998.

ROSS, J. L. S. & SANTOS, L. M. Geomorfologia. In: **Projeto RADAMBRASIL,** Folha Cuiabá CD 21. Vol. 26, (Ministério de Minas e Energia, org.). pp. 222, Brasília: Ministério de Minas e Energia. 1982.

SATYAMURTI, P., NOBRE, C. A., SILVA-DIAS, P. L. **Meteorology of Southern Hemisphere.** vol. 27, publicado por D. J. KAROLY e D. G. VINCENT, pp. 119-139, American Meteorological Society, 1998.

SEINFELD, J. H., **Atmospheric Chemistry and Physics.** John Wiley & Sons, New York, 1986.

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

SMIRNOV, A., HOLBEN, B. N., DUBOVIK, O., O'NEILL, N. T., REMER, L. A., ECK, T. F., SLUTSKER, I., e SAVOIE, D., **Measurements of atmospheric optical**

parameters on US Atlantic coast sites, ships and Bermuda during TARFOX. Journal of Geophysics Reserch, 105, 9887 – 9901, 2000a.

STEPHENS, G. L., **Remote Sensing of the Lower Atmosphere.** Oxford University Press, New York, Estados Unidos da América, 1994.

THOMAS, G. E., STAMNES, K., **Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean.** Cambridge, University Press, New York, 1999.

TWOMEY, S., **The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds.** Journal of the Atmospheric Sciences, 34, p. 1149-1152, 1977.

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

VIGROUX, E. **Contribution a l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone.** Annales de Physique 8, 709-762, 1953.

WALLACE, J. M., HOBBS, P. V., **Atmospheric Science: An Introductory Survey.** 2nd Edition, 2006.

WARD, D. E., HARDY, C. C. **Smoke emissions from wildland fires.** Enviroment International, Etnsford, n. 17, p. 18, 1991.

WEST, R. A., DOOSE, L. R., EIBL, A. M., TOMASKO, M. G. e MISHCHENKO, M. I., **Laboratory measurements of mineral dust scattering phase function and linear polarization.** Journal of Geophysical Research 102, 16871-16881, 1997.

WISCOMBE, W. J. **The Delta-M method: Rapid yet accurate radiative flux calculations for strongly asymmetric phase functions.** Journal of the Atmospheric Sciences 34, 1408-1422, 1977.

WISCOMBE, W. J., GRAMS, G. W., **The backscattered fraction in two-stream approximations.** Journal of the Atmospheric Sciences, 33, 2440-2451, 1976.

XIANG L., CHRISTOPHER, S. A., ZHANG, J., CHOU, J., WELCH, R. M., **Aerosol Single Scattering Albedo estimated from NOAA-14 AVHRR measurements: Case studies over Brazil.** Dept. of Atmospheric Science, Univ. of Alabama in Huntsville, Huntsville, AL. 35806, 1999.

7.1.1 Bibliografias Consultadas

FAPEMAT. Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Mato Grosso. **Variabilidade Climática e alterações das deposições atmosféricas decorrentes de ações antrópicas na região norte mato-grossense.** Relatório Técnico Científico, 2005.

SCHAFFER, J. S., HOLBEN, B. N., ECK, T. F., YAMASOE, M. A. e ARTAXO, P. **Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols.** Submetido ao Journal of Geophysical Research, 2001.

WARD, D. E., SUSSOT, R. A., KAUFMANN, J. B. **Smoke and fire characteristics for cerrado and deforestation burns in Brazil: BASE-B Experiment.** Journal of Geophysical Research, 97, p. 14601- 14619, 1992.

WARD, D. E.; HARDY, C. **Organic and elemental profiles for smoke from prescribed fires.** In: WATSON, J. G., ed. Receptor Models in Air Resources Management: Transitions of an international speciality conference of the Air and Waste Management Association; San Francisco, Pittsburg, CA, p. 229-321, 1989.

WHITBY, K. T. **In: VIII International Conference on Nucleation Leningrad.** 1973.

WISCOMBE W. J. **Improved Mie scattering algorithms** – *Applied Optics*. 19 (9), 1505-1509, 1980.