

Universidade de São Paulo – USP
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG
Departamento de Ciências Atmosféricas – DCA

**Resultados de um Estudo Estatístico das Propriedades
Ópticas das Partículas de Aerossol de Queimadas na
Amazônia via AERONET**

Marcelo Pinheiro Garcia

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia,
Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de
São Paulo para a obtenção do Título de Mestre em
Ciências

Orientadora: Dra. Márcia Akemi Yamasoe

São Paulo
Agosto de 2005

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Dedico este trabalho, em memória,
a minha avó materna Inah Pinheiro
e ao meu avô paterno Luciano Garcia.

AGRADECIMENTOS

Depois de uma linguagem rebuscada que visou uma escrita enriquecida e de fácil compreensão de todos os capítulos desta dissertação seja para os mais experientes, ou mesmo para aqueles que acabaram de ingressar no meio acadêmico, chega a hora de uma das etapas que requer maior esforço. Todo cuidado é pouco a fim de evitar qualquer esquecimento a todos que de alguma forma tiveram sua contribuição na elaboração desta.

Em primeiro lugar à Dra. Márcia Akemi Yamasoe por ter conduzido o desenvolvimento deste trabalho. Enalteço sua confiança, apoio, paciência, compreensão e motivação ao longo deste período.

A Brent Holben e aos demais pesquisadores envolvidos pelo fornecimento dos dados da AERONET. Agradecemos também aos operadores responsáveis pela manutenção nos sítios de Alta Floresta, Cuiabá e Rio Branco.

Ao grupo de radiação que por meios de reuniões foi viável trocar informações pertinentes ao trabalho de cada um. Em especial ao Ricardo Almeida de Siqueira por desenvolver toda a parte ferramental do Método dos Mínimos Quadrados.

Aos funcionários do IAG da USP por sempre mostrarem presteza em solucionar as dificuldades encontradas e por todo suporte dispensado para a realização deste trabalho.

Ao Paulo Takeshi, a Climatempo e ao Laboratório MASTER pelo fornecimento dos dados de precipitação.

Às funcionárias da Secretaria de Pós-Graduação e aos integrantes da Comissão de Pós-Graduação, especialmente, Profa. Dra. Naomi Ussami, pelo apoio, esclarecimentos, compreensão e dedicação no processo de alteração de matrícula.

As amizades conquistadas durante estes três anos no Departamento de Meteorologia do IAG/USP. Com mais ênfase para os amigos Valdir Herrmann, América Espinosa, Tatiana Jorgetti, Rachel Albrecht, Raquel Silva Lima, Marcos Longo, Rodrigo Gevaerd, Rafael Rosolem, Ivan Jazzote, Ana Cristina de Almeida Palmeira e Ronaldo Palmeira pela convivência, companheirismo, incentivo e momentos de descontração.

A Universidade de São Paulo (USP) pela disposição dos meios materiais e do corpo docente, que proporcionou a elevação científica necessária à minha formação.

A CAPES pelo apoio financeiro. A FAPESP e ao CNPq face ao suporte empregado nas campanhas do projeto LBA.

E como os últimos sempre serão os primeiros, agradeço todo suporte emocional, financeiro e incentivador que sempre recebi do meu pai, da minha mãe e da minha irmã. Sem vocês o caminho seria muito mais tortuoso.

RESUMO

Durante o período de intensa queima de biomassa no Brasil (agosto a outubro), há o predomínio de uma névoa persistente sobre uma grande parte da área abrangida pela bacia Amazônica e a região de cerrado. Essa névoa é dominada por fumaça, mas também contém aerossol de fontes biogênicas e da ressuspensão da poeira vinda do solo. As medições e os cálculos apresentados neste trabalho estão dentro desse contexto que aborda essa contaminação regional, com ênfase nas contribuições devido a queima de biomassa.

Neste trabalho averiguou-se o papel dos aerossóis de queimada durante a estação seca na região Amazônica. Nesse sentido foram desenvolvidas diferentes bibliotecas das propriedades ópticas dos aerossóis para cada local de estudo, em virtude dos tipos distintos de ecossistemas de cada região (desde cerrado até floresta). Os modelos desses parâmetros ópticos foram determinados a partir da utilização de valores médios de índice de refração (partes real e imaginária), distribuição de tamanho, fator de assimetria e albedo simples obtidos através de medidas dos radiômetros espectrais solares e celestes da rede AERONET. A validação da biblioteca na região espectral do visível foi realizada a partir de cálculos com o código radiativo SBDART, de irradiancias na região espectral fotossinteticamente ativa (PAR) que atingem a superfície para os sítios de Alta Floresta e Rio Branco, enquanto que no caso do sítio de Cuiabá, através de irradiancias integradas em todo espectro solar.

Os cálculos (modelados) foram comparados com valores de irradiância PAR e solar global medidos simultaneamente nos sítios de monitoramento onde estão instalados os radiômetros. Os estudos estatísticos aplicados aos dados de irradiância (medições e cálculos) evidenciaram o bom desempenho dos modelos ópticos de aerossóis propostos. Este estudo mostrou também que a utilização de um modelo óptico não adequado pode resultar em diferenças significativas nos cálculos de irradiância solar à superfície. Considerando apenas o aerossol proveniente da queima de vegetação, houve diferenças significativas nos diferentes modelos ópticos, resultantes da queima de diferentes tipos de cobertura vegetal. Pela vasta extensão geográfica do país, onde diversas fontes de aerossol desde naturais e urbanas/antrópicas podem ser encontradas, um estudo similar ao aplicado neste trabalho deve ser expandido para gerar bibliotecas que caracterizem de forma mais

realística as propriedades ópticas que predominam nas diferentes localidades. Dessa forma, tanto os modelos de previsão, meteorológica e climática, quanto técnicas de sensoriamento a bordo de satélites artificiais para o monitoramento do aerossol atmosférico poderão ser beneficiados.

ABSTRACT

During the intense biomass burning season in Brazil (August to October), there is a predominance of a persistent mist on a great part of the area enclosed for the Amazonian Basin and the *Cerrado* location. This mist is dominated by smoke, but also contains biogenic aerosol sources and the dust particles resuspended of the ground. The measurements and irradiance modeled in this work are inside the above context that attempts this regional contamination, with emphasis on the contributions of the biomass burning.

In this work it is inquired the role of the forest fire aerosols during the dry season over the Amazon region. In this sense, different libraries of the aerosol optical properties were developed for each particular area of study, representing the different types of burned ecosystems (from *cerrado* to forest). These optical parameter models were generated using average values of refractive index (real and imaginary parts), size distribution, asymmetry factor and single scattering albedo, retrieved from direct and indirect measurements of the sun and celestial spectral radiometers of the AERONET. The library validation for the visible spectral region was carried out using calculations of PAR irradiance at surface, obtained by the SBDART radiative code for Alta Floresta and Rio Branco sites, and for Cuiaba site the validation was extended by using irradiances calculated considering the entire solar spectra.

The calculations (modeled irradiance) were compared to values of global PAR and solar irradiance measured at the monitoring sites, where the radiometers are installed. The statistical studies applied to the irradiance data (measurements and calculations) evidenced the good performance of the optical aerosol models considered. This study also showed that the use of a non-representative model can return in significant differences for solar irradiance at surface. Considering only aerosols proceeded from the vegetation burning, it was found significant differences in the optic models, resulted by the burning of different types of vegetation cover. As this country has an enormous geographic extension, where it can be found a diverse source of aerosols, from natural to urban/anthropogenic, a similar study as that applied in this work has to be extended to develop libraries that can characterize in a more realistic way the predominant optic properties of each different

location. Therefore, weather and climate forecast models, as well as remote sensing using artificial satellite techniques for monitoring atmospheric aerosols, could be benefited by this work.

ÍNDICE

| | |
|---|-----------|
| CAPÍTULO 1..... | 1 |
| INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1. Aerossóis e o Clima | 1 |
| 1.2. Produção e Processos de Remoção dos Aerossóis na Atmosfera | 7 |
| 1.3. Caracterização das partículas de Aerossol e de suas Distribuições..... | 12 |
| 1.4. Propriedades Radiativas dos Aerossóis | 14 |
| 1.5. Objetivos | 17 |
| | |
| CAPÍTULO 2 | 18 |
| | |
| FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA | 18 |
| 2.1. Lei de Beer-Buguer-Lambert | 18 |
| 2.2. A Radiação Solar | 20 |
| 2.3. Características da Absorção Gasosa | 21 |
| 2.4. Espalhamento Atmosférico | 23 |
| 2.5. O Espalhamento e a absorção por partículas pequenas | 25 |
| 2.6. A transferência radiativa na atmosfera | 27 |
| 2.7. O aerossol na atmosfera | 29 |
| | |
| CAPÍTULO 3 | 32 |
| | |
| METODOLOGIA | 32 |
| 3.1. Os Sítios Estudados | 32 |
| 3.2. AERONET – Panorama Geral | 38 |
| 3.2.1. Os radiômetros solares e celestes | 39 |
| 3.2.2. As seqüências de medidas | 40 |

| | |
|--|------------|
| 3.2.3. Metodologia empregada a partir dos dados da AERONET | 43 |
| 3.2.4. Acurácia de alguns parâmetros | 44 |
| 3.3. Pirâmetro e Sensor PAR | 45 |
| 3.3.1. O Pirâmetro CM 21/31 | 45 |
| 3.3.2. O Sensor PAR SKE 510 - SKYE | 46 |
| 3.4. O Código SBDART | 47 |
| 3.4.1. Descrição do Modelo | 47 |
| 3.4.2. Características Físicas do SBDART..... | 49 |
| 3.4.3. Metodologia empregada na utilização do código SBDART | 50 |
| 3.5. Análise Estatística dos dados de irradiância | 58 |
| 3.5.1. A incerteza nos dados de irradiância obtidos por instrumentação | 60 |
| CAPÍTULO 4 | 62 |
| RESULTADOS | 62 |
| 4.1. As medidas da AERONET | 63 |
| 4.2. Avaliação dos modelos ópticos para o aerossol de queimadas | 84 |
| 4.2.1. Análise e discussão dos cálculos para Alta Floresta | 84 |
| 4.2.2. Análise e discussão dos cálculos para Rio Branco | 88 |
| 4.2.3. Análise e discussão dos cálculos para Cuiabá | 91 |
| CAPÍTULO 5 | 104 |
| CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS..... | 104 |
| BIBLIOGRAFIA | 107 |

| | |
|---|------------|
| ANEXO | 117 |
| Trabalho publicado no XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia: Resultados de um Estudo Estatístico das Propriedades Ópticas das Partículas de Aerossol de Queimadas via AERONET | 118 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1 – Detecção de focos de incêndio no Brasil no dia 05/09/2000 durante a passagem do satélite NOAA-14 (Fonte: CPTEC/INPE) | 3 |
| Figura 1.2: Diferentes componentes que contribuem para a forçante radiativa global e seus respectivos níveis de conhecimento científico (Adaptado de Seinfeld, 1986)..... | 5 |
| Figura 1.3 – Reservatórios e fluxos dos gases e das partículas de aerossol na atmosfera (Adaptado de Akselsson <i>et al.</i> , 1995)..... | 8 |
| Figura 2.1: Atenuação da radiação incidente ao atravessar um meio de espessura ds (Adaptada de Liou, 1980)..... | 19 |
| Figura 2.2 – Espectro de absorvância (ou coeficiente de absorção) para os principais gases atmosféricos e uma ilustração mais abrangente da opacidade da atmosfera ao longo do espectro (adaptado de Fleagle e Businger, 1980)..... | 22 |
| Figura 2.3 – Seção transversal de absorção como uma função do comprimento de onda para o gás Ozônio (Adaptada de Liou, 2002)..... | 23 |
| Figura 3.1 – Localização geográfica dos sítios de monitoramento de propriedades ópticas das partículas de aerossol da AERONET na região amazônica, utilizados neste trabalho...35 | |
| Figura 3.2 – Distribuição mensal dos focos de incêndio registrados em todo o Estado de Mato Grosso nos anos de 1999 (a), 2000 (b), 2001(c), 2002(d), 2003(e) e 2004(f)..... | 36 |
| Figura 3.3 – Distribuição mensal dos focos de incêndio registrados em todo o Estado do Acre nos anos de 1999 (a), 2000 (b), 2001(c), 2002(d), 2003(e) e 2004(f)..... | 37 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.4 – A transmitância atribuída ao sensor CM 31* na faixa espectral correspondente à irradiância solar global (Kipp & Zonen) | 46 |
| Figura 3.5 – Faixa espectral de detecção do sensor SKE 510 (SKYE) | 47 |
| Figura 4.1 - Médias e desvios padrão mensais (linhas verticais, que indicam a variabilidade da grandeza ao longo de um mês) das profundidades ópticas do aerossol no comprimento de onda igual a 500 nm para os sítios de Alta Floresta, Rio Branco e Cuiabá durante a estação seca nos anos de 1999 (a), 2000 (b), 2001 (c) e 2002 (d)..... | 65 |
| Figura 4.2 – Frequência de ocorrência (%) do Coeficiente de Ångström (alfa) e da Profundidade Óptica do Aerossol (AOT), no comprimento de onda de 500 nm, no sítio de Alta Floresta durante a estação seca nos anos de 1999 (a), 2000 (b), 2001 (c) e 2002 (d)... | 67 |
| Figura 4.3 – Frequência de ocorrência (%) do Coeficiente de Ångström (alfa) e da Profundidade Óptica do Aerossol (AOT), no comprimento de onda de 500 nm, no sítio de Rio Branco durante a estação seca nos anos de 2000 (a), 2001 (b) e 2002 (c)..... | 69 |
| Figura 4.4 – Frequência de ocorrência (%) do Coeficiente de Ångström (alfa) e da Profundidade Óptica do Aerossol (AOT), medida no comprimento de onde de 500 nm, no sítio de Cuiabá durante a estação seca nos anos de 2001 (a) e 2002 (b)..... | 71 |
| Figura 4.5 – Coeficiente de Ångström (α), calculados com os valores de profundidade óptica dos aerossóis obtidos pelos radiômetros nos comprimentos de onda 440nm e 870 nm, em função de τ_a (500nm) para os três sítios estudados..... | 74 |
| Figura 4.6 – Distribuição volumétrica de tamanho média ($dV/d\ln r$) das partículas de aerossol de queimadas durante a estação seca para os sítios de Alta Floresta (a), Rio Branco (b) e Cuiabá (c)..... | 75 |

| | |
|---|----|
| Figura 4.7– Interpolação linear dos valores médios de albedo simples (a) e fator de assimetria (b) (calculado através do código MIE e medido pela Aeronet) no sítio de Alta Floresta..... | 78 |
| Figura 4.8 – Interpolação linear dos valores médios de albedo simples (a) e fator de assimetria (b) (calculado através do código MIE e medido pela Aeronet) no sítio de Rio Branco..... | 78 |
| Figura 4.9– Interpolação linear dos valores médios de albedo simples (a) e fator de assimetria (b) avaliados em todo o espectro solar (calculado através do código MIE e medido pela Aeronet) no sítio de Cuiabá | 79 |
| Figura 4.10– Interpolação linear dos valores médios de albedo simples (a) e fator de assimetria (b) avaliados na região eletromagnética PAR (calculado através do código MIE e medido pela Aeronet) no sítio de Cuiabá | 79 |
| Figura 4.11 – Dependência espectral da profundidade óptica normalizada em 550nm entre os comprimentos de onda de 400 e 700nm associada a cada biblioteca dos sítios de Alta Floresta, Rio Branco e Cuiabá..... | 80 |
| Figura 4.12 – Irradiância solar descendente calculada para três valores distintos da profundidade óptica: 0,5 (a), 1,0 (b) e 2,0 (c), a partir da utilização dos modelos ópticos para o aerossol de queimadas desenvolvidos para os sítios de Alta Floresta (AF), Rio Branco (RB) e Cuiabá (CYB)..... | 82 |
| Figura 4.13 – Medição e cálculos de irradiância solar global na região espectral fotossinteticamente ativa (PAR) à superfície para o dia 23 de maio de 1999 em Alta Floresta para um dia limpo. Também são apresentados os componentes direto e difuso obtidos numericamente e as medições do coeficiente de Ångström obtidos através da AERONET..... | 86 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.14 - Medição e cálculos de irradiância solar global na região espectral fotossinteticamente ativa (PAR) à superfície e medições da AOT e Coeficiente de Ångström para os dias 03/08/1999 (a) e 05/09/2000 (b) em Alta Floresta..... | 87 |
| Figura 4.15 – Medição e cálculos de irradiância solar global total à superfície e medições da profundidade óptica do aerossol (τ_a) em 500nm e do coeficiente de Ångström (Alfa, α) para o dia 28 de setembro de 2004 em Alta Floresta..... | 88 |
| Figura 4.16 - Medição e cálculos de irradiância solar global na região espectral fotossinteticamente ativa (PAR) à superfície e medições da AOT e do coeficiente de Ångström (Alfa, α) para os dias 28/09/2000 (a) e 23/08/2001 (b) em Rio Branco..... | 89 |
| Figura 4.17 – Medição e cálculo de irradiância solar global total à superfície, medições da profundidade óptica do aerossol (τ_a) em 500nm e do Coeficiente de Ångström (α) para o dia 24 de agosto de 2004 em Cuiabá..... | 91 |
| Figura 4.18: Ajuste linear através do método dos mínimos quadrados com os dados de irradiâncias simulados e os medidos com o sensor PAR nos anos de 1999, 2000 e 2001 em Alta Floresta em 13 dias selecionados, totalizando 114 pontos. No canto superior é mostrada a reta de ajuste, com as respectivas incertezas dos parâmetros obtidos entre parênteses, o valor de χ^2_{red} e os valores estimados dos parâmetros α e $\sigma\theta$ referentes à incerteza das medições..... | 94 |
| Figura 4.19: Gráfico de resíduos para o ajuste de reta obtido na figura 4.18 | 94 |
| Figura 4.20: Ajuste linear através do método dos mínimos quadrados com os dados de irradiâncias simulados e os medidos a partir de um pirânometro nos anos de 2003 e 2004 em Alta Floresta em 17 dias selecionados, totalizando 212 pontos. No canto superior é mostrada a reta de ajuste, com as respectivas incertezas dos parâmetros obtidos entre parênteses, o valor de χ^2_{red} e os valores estimados dos parâmetros α e $\sigma\theta$ referentes à incerteza das medições..... | 95 |

| | |
|---|-----|
| Figura 4.21: Gráfico de resíduos para o ajuste de reta obtido na figura 4.20..... | 96 |
| Figura 4.22: Ajuste linear através do método dos mínimos quadrados com os dados de irradiâncias simulados e os medidos os medidos com o sensor PAR nos anos de 2000 e 2001 em Rio Branco em 08 dias selecionados, totalizando 82 pontos. No canto superior é mostrada a reta de ajuste, com as respectivas incertezas dos parâmetros obtidos entre parênteses, o valor de χ^2_{red} e os valores estimados dos parâmetros α e $\sigma\theta$ referentes à incerteza das medições..... | 98 |
| Figura 4.23: Gráfico de resíduos para o ajuste de reta obtido na figura 4.22..... | 98 |
| Figura 4.24: Ajuste linear através do método dos mínimos quadrados com os dados de irradiâncias simulados e os medidos a partir de um pirânometro nos anos de 2003 e 2004 em Rio Branco em 17 dias selecionados, totalizando 212 pontos. No canto superior é mostrada a reta de ajuste, com as respectivas incertezas dos parâmetros obtidos entre parênteses, o valor de χ^2_{red} e os valores estimados dos parâmetros α e $\sigma\theta$ referentes à incerteza das medições..... | 99 |
| Figura 4.25: Gráfico de resíduos para o ajuste de reta obtido na figura 4.24..... | 100 |
| Figura 4.26: Ajuste linear através do método dos mínimos quadrados com os dados de irradiâncias simulados e os medidos a partir de um pirânometro nos anos de 2001, 2002, 2003 e 2004 em Cuiabá em 48 dias selecionados, totalizando 670 pontos. No canto superior é mostrada a reta de ajuste, com as respectivas incertezas dos parâmetros obtidos entre parênteses, o valor de χ^2_{red} e os valores estimados dos parâmetros α e $\sigma\theta$ referentes à incerteza das medições..... | 101 |
| Figura 4.27: Gráfico de resíduos para o ajuste de reta obtido na figura 4.26..... | 102 |
| Figura 4.28 - Medição e cálculos de irradiância solar global na região espectral fotossinteticamente ativa (PAR) à superfície para o dia 06/10/2001 em Alta Floresta..... | 103 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1.1 - Nomenclatura para partículas atmosféricas (conforme seus diâmetros - D_p) (adaptado de Horvarth, 2000)..... | 14 |
| Tabela 3.1 – Cálculo a partir de testes de sensibilidade com ozônio e vapor d’água para o modelo óptico de Cuiabá | 56 |
| Tabela 3.2 – Cálculo a partir de testes de sensibilidade com ozônio e vapor d’água para o modelo óptico de Alta Floresta..... | 57 |
| Tabela 4.1 – Valores médios das partes real e imaginária do índice de refração para os comprimentos de onda de 441 e 673nm, para o aerossol de queima de biomassa em Alta Floresta, Cuiabá e Rio Branco, nos meses de agosto a outubro de 1999 a 2002 (dados da AERONET)..... | 76 |
| Tabela 4.2 – Comparação entre os valores médios de albedo simples (ω_a) e fator de assimetria (g_a) obtidos pelo código MIE e pela AERONET nos comprimentos de onda 441 e 673nm nos sítios de Alta Floresta (AF) e Rio Branco (RB)..... | 77 |
| Tabela 4.3 – Comparação entre os valores médios de albedo simples (ω_a) e fator de assimetria (g_a) obtidos pelo código MIE e pela AERONET nos comprimentos de onda 441 e 673nm no sítio de Cuiabá (CYB) | 77 |
| Tabela 4.4 - Comparação entre os valores médios de albedo simples (ω_a) e fator de assimetria (g_a) obtidos pelo código MIE e pela AERONET nos comprimentos de onda 873 e 1022nm no sítio de Cuiabá (CYB)..... | 77 |

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 – Aerossóis e o Clima

Um grupo de mais de 1.500 cientistas, membros do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 1996), considera haver “fortes evidências” de que a ação humana tem grande responsabilidade sobre as mudanças do clima. Desde que os ingleses ergueram a primeira chaminé da Revolução Industrial, no século XVIII, o nível de dióxido de carbono na atmosfera aumentou 30%. O de metano, 150%. Esses dois gases funcionam como um escudo que impede que parte da radiação infravermelha emitida pela Terra seja perdida para o espaço, atuando como uma estufa natural do planeta. Até certo ponto, isso evita que o globo se esfrie em demasia. O problema é que, com essa camada cada vez mais concentrada, há aumento da retenção de calor.

No decorrer das últimas décadas, existiu um grande interesse em relação ao papel dos aerossóis no clima e na química da atmosfera. Os efeitos climáticos dos aerossóis já haviam sido reconhecidos em meados da década de 1970 (Andreae, 1995), porém, durante os anos 80, as atenções dos cientistas foram redirecionadas para a questão do impacto do aumento das concentrações de CO₂ e de outros gases “estufa”. De acordo com Charlson *et al.* (1987), o interesse científico quanto à posição climática dos aerossóis foi retomado após surgirem evidências de uma conexão entre o clima terrestre e partículas de aerossol de origem marinha biogênica. Esta proposta, que originalmente estava limitada aos efeitos dos aerossóis de sulfato natural, determinou o início de discussões a respeito da contribuição dos aerossóis antropogênicos nas mudanças climáticas, viabilizando a sugestão de que tais aerossóis poderiam apresentar uma *forçante climática*¹, comparável em magnitude, àquela dos gases estufa, porém de sinal oposto (Andreae e Crutzen, 1997).

As mudanças impostas pelas atividades humanas têm alterado a aparência da região amazônica e também a forma pela qual essa região funciona como um sistema integrador,

¹ A forçante climática é definida como uma alteração imposta ao balanço de energia planetário que apresenta potencial de provocar mudanças na temperatura global, como por exemplo, uma variação da radiação solar incidente no planeta ou uma alteração na quantidade de CO₂ na atmosfera. A forçante climática é medida em termos de watts por metro quadrado (Wm⁻²).

onde a biota, a atmosfera e os seres humanos interagem entre si (Andreae e Crutzen, 1997). Tais alterações são responsáveis por proporcionarem efeitos, a longo prazo, no balanço global de carbono, na concentração dos gases do efeito estufa e das partículas de aerossóis, além da capacidade de oxidação da atmosfera planetária. Nesse sentido o Projeto LBA - (do inglês, Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) tem como objetivo gerar novos conhecimentos necessários à compreensão do meio ambiente amazônico. O LBA é uma iniciativa internacional de pesquisa liderada pelo Brasil. Envolve pesquisadores de diversas áreas, tais como, químicos, físicos, meteorologistas, biólogos, agrônomos, hidrólogos, entre outros. As questões analisadas pela equipe de pesquisadores são:

- De que modo a Amazônia funciona, atualmente, como uma entidade regional?
- De que modo as mudanças dos usos da terra e do clima afetarão o funcionamento biológico, químico e físico da Amazônia, incluindo sua sustentabilidade e sua influência no clima global?

Diversos sítios de monitoramento dos aerossóis e de medições de radiação solar foram estabelecidos no Brasil como parte integrante do projeto de pesquisa LBA. A instalação dessas redes de monitoramento também faz parte do projeto de expansão da AERONET (*Aerosol Robotic Network*) no sentido de suprir algumas informações vitais com relação à climatologia de medições de radiação solar e de parâmetros de aerossóis de um dos ecossistemas com maior relevância em todo o planeta. Fotômetros solares da CIMEL instalados junto de pirômetros foram empregados em dois sítios ao sul da região amazônica e na região de cerrado com o intuito de se quantificar a redução instantânea da radiação solar total atribuída aos eventos de altas concentrações de fumaça de queimada (valores elevados da profundidade óptica dos aerossóis - AOT, comparado aos resultados obtidos em condições de background) (Ackerman *et al.*, 2000).

A queima de biomassa nos trópicos é um dos impactos antropogênicos mais importantes no meio ambiente. Incêndios nas regiões dos trópicos compreendem cerca de 80% de toda a biomassa que é queimada mundialmente (Hao e Liu, 1994). Este valor é muito superior ao que ocorria há um ou dois séculos, devido ao aumento da população nas

regiões dos trópicos, avançando sobre áreas florestadas, e o uso de queimadas controladas como ferramenta para o manuseamento da terra. Esta prática é uma das fontes majoritárias no processo de inserção de partículas de aerossóis na baixa atmosfera. Durante o inverno do Hemisfério Sul, a região do Brasil Central e a porção sul da Amazônia são caracterizadas pela diminuição da incidência de precipitação, o que, por sua vez, estimula a ocorrência de queimadas na região (Figura 1.1).

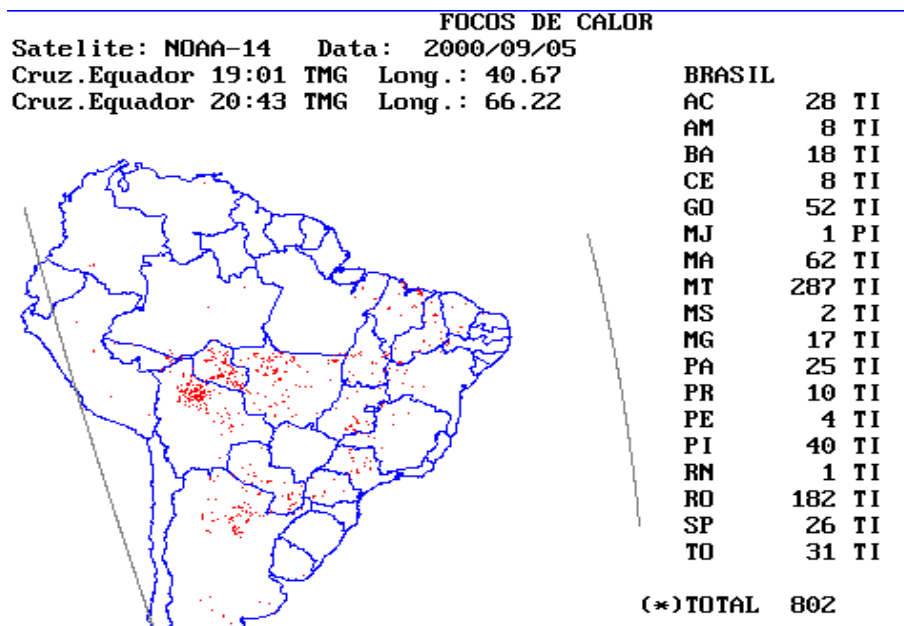


Figura 1.1 – Detecção de focos de incêndio no Brasil no dia 05/09/2000 durante a passagem do satélite NOAA-14 (Fonte: CPTEC/INPE)

O objetivo desta figura é apenas ilustrar a passagem do satélite sobre o país em um dia com focos de queimada bem disseminados. Como o trabalho aborda todo o período da estação seca, o número total de focos registrados por satélites ambientais é ilustrado com maior detalhamento no Capítulo 3 deste trabalho.

As partículas de aerossóis decorrentes da emissão por queimadas apresentam efeitos mensuráveis na radiação solar e são suficientemente bem espalhadas ao ponto que esses efeitos tenham implicações no estudo do clima. Entretanto, existe uma certa dificuldade em se quantificar sua contribuição nos balanços radiativos regional e global haja visto que seu tempo de vida é relativamente curto e irregular. Os aerossóis troposféricos (com tempo de vida que não chega a uma semana e uma distribuição espacial horizontal desordenada)

podem, de maneira geral, ocasionar um resfriamento climático em função do seu efeito radiativo direto (Penner *et al.*, 1992).

Quando essas partículas se espalham na troposfera, elas influenciam o clima direta ou indiretamente. O efeito direto é consequência da absorção e do espalhamento da radiação solar e infravermelha que ocorrem na atmosfera. Esse processo de espalhamento da radiação de onda curta contribui com a radiação refletida de volta para o espaço, implicando no aumento da reflectância (albedo) terrestre e resfriamento do sistema climático (Ramanathan *et al.*, 2001). A absorção de radiação solar e de onda longa altera a taxa de aquecimento atmosférico, que por sua vez pode resultar em possíveis mudanças na circulação atmosférica. O efeito indireto caracteriza-se pela atuação das partículas de aerossóis como núcleo de condensação para formação de nuvens, afetando indiretamente o balanço radiativo devido às alterações ocorridas nas propriedades microfísicas das mesmas.

Segundo o último IPCC (2001), as maiores incertezas em prognósticos de clima futuro são decorrentes da falta de compreensão dos efeitos indiretos dos aerossóis, em sua totalidade (Figura 1.2). Durante a estação de queimadas, a abundância de partículas de aerossol na atmosfera, que atuam como núcleos de condensação, resulta em nuvens do tipo continentais, apresentando gotas menores e com menor eficiência de precipitação. Além disso, a presença de partículas de *black carbon* dentro das gotas das nuvens pode fazer com que parte da radiação solar incidente nas nuvens seja absorvida, resultando num aquecimento local e consequentemente na evaporação das gotas, reduzindo também dessa forma o potencial de precipitação de tais nuvens (Holben *et al.*, 1996).

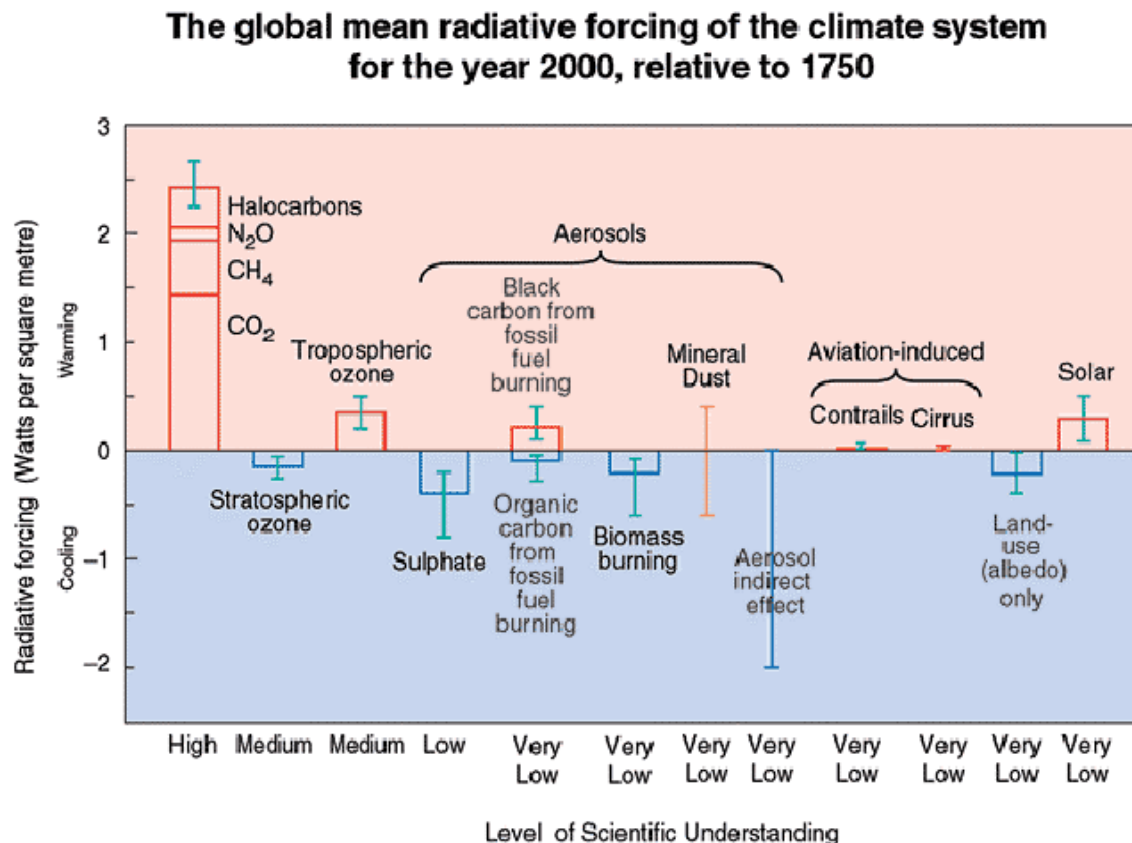


Figura 1.2: Diferentes componentes que contribuem para a forçante radiativa global e seus respectivos níveis de conhecimento científico (Adaptado de Seinfeld, 1986).

A resposta da concentração de gotas de nuvens às alterações na quantidade de núcleos de condensação é a base para a modificação da precipitação, da fração de cobertura de nuvens e da forçante indireta, cujo papel fundamental é regular os fluxos de calor em uma área de floresta tropical, que é, por sua vez, uma fonte necessária para a formação de nuvens convectivas. A modificação das concentrações de CCN por meios de atividades antropogênicas, tais como emissões de poluentes industriais e queima de biomassa, poderia resultar em alterações do equacionamento dos ciclos meteorológicos e afetar o clima na Bacia Amazônica (Roberts *et al.*, 2002).

De acordo com Ramanathan *et al.* (2001) as pesquisas mais recentes já começaram a incorporar esses tipos de efeito nos modelos climáticos mais sofisticados quanto à utilização de nuvens rasas. Deve-se a isso o destaque direcionado aos processos de interação entre nuvens e aerossóis como uma das principais forçantes que modulam as variações climáticas, apesar das inúmeras incertezas que ainda são atreladas ao

conhecimento desses processos. Duas publicações com enfoque na interação entre os aerossóis de fumaça e as nuvens na região Amazônica destacam-se na descrição de efeitos adicionais que apresentam impacto relevante no clima numa escala que começa em efeitos regionais e alcança proporções continentais. Koren *et al.* (2004) publicaram a respeito da supressão de nuvens da camada limite (BLC, nuvens rasas que se formam no topo da camada limite planetária, cuja espessura varia entre 100 metros até 1 a 2 km. Geralmente, essas nuvens são designadas como “cúmulos de bom tempo”) em áreas contaminadas durante a estação seca. Enquanto que Andreae *et al.* (2004) estudaram as nuvens desenvolvidas, que visualmente parecem emitir fumaça, durante o período de transição entre as estações chuvosa e seca na Amazônia. Essa característica está associada às nuvens de grande desenvolvimento vertical que podem apresentar grande eficácia no transporte de traçadores a partir de regiões mais poluídas próximas à superfície até a alta troposfera, e até mesmo à região da tropopausa. Esta constatação foi possível, pois de acordo com suas observações, a formação de chuva não é afetada sob condições de pouca poluição, mas onde há muito material particulado, a quantidade de chuva cai drasticamente e o transporte convectivo de poluentes é acentuado.

De acordo com Fraser *et al.* (1997), além de sua interação com as nuvens, as partículas de aerossóis são componentes importantes do sistema superfície-atmosfera, afetando a visibilidade, o balanço radiativo terrestre, e o sensoriamento remoto da superfície terrestre a partir de plataformas espaciais. De fato, devido aos efeitos decorrentes de sua interação com a radiação solar (diretamente e através de seu papel na formação de nuvens), as partículas de aerossóis são consideradas, de acordo com um artigo publicado por Hansen e Lacis (1990), como “a fonte de nossas maiores incertezas quanto a forçante climática. Os aerossóis troposféricos são de difícil monitoramento em virtude da não homogeneidade em sua distribuição espacial, porém muito importante devido à preponderância dos fatores antropogênicos em sua composição”.

1.2 – Produção e Processos de Remoção dos Aerossóis na Atmosfera

O aerossol é uma mescla de gás e partículas e pode ser definido como um sistema de fases múltiplas formado por partículas líquidas e/ou sólidas suspensas em um gás ou em uma mistura de gases, com tamanho da ordem de alguns nanômetros a centenas de micrômetros. O tempo durante o qual as partículas permanecem em suspensão oscila desde alguns poucos segundos até a ordem de alguns anos. O sistema deve ser suficientemente estável a ponto de implicar em valores muito baixos (praticamente nulos) da velocidade vertical das partículas no campo gravitacional terrestre. Em prática, esta propriedade está associada a partículas cujo tamanho é sempre inferior à ordem de centenas de micrômetros (Vestin, 2003). O limite inferior do tamanho dos aerossóis (por volta de 1 nm) é ajustado em virtude de haver um condição de partículas com moléculas estavelmente agrupadas (agregadas). O aerossol atmosférico é um complexo e dinâmico agrupamento de gases, partículas e gotículas. Os principais processos atribuídos aos aerossóis que acontecem na atmosfera são demonstrados na figura 1.3, onde são apresentadas as interações entre os gases traço, as partículas e as nuvens.

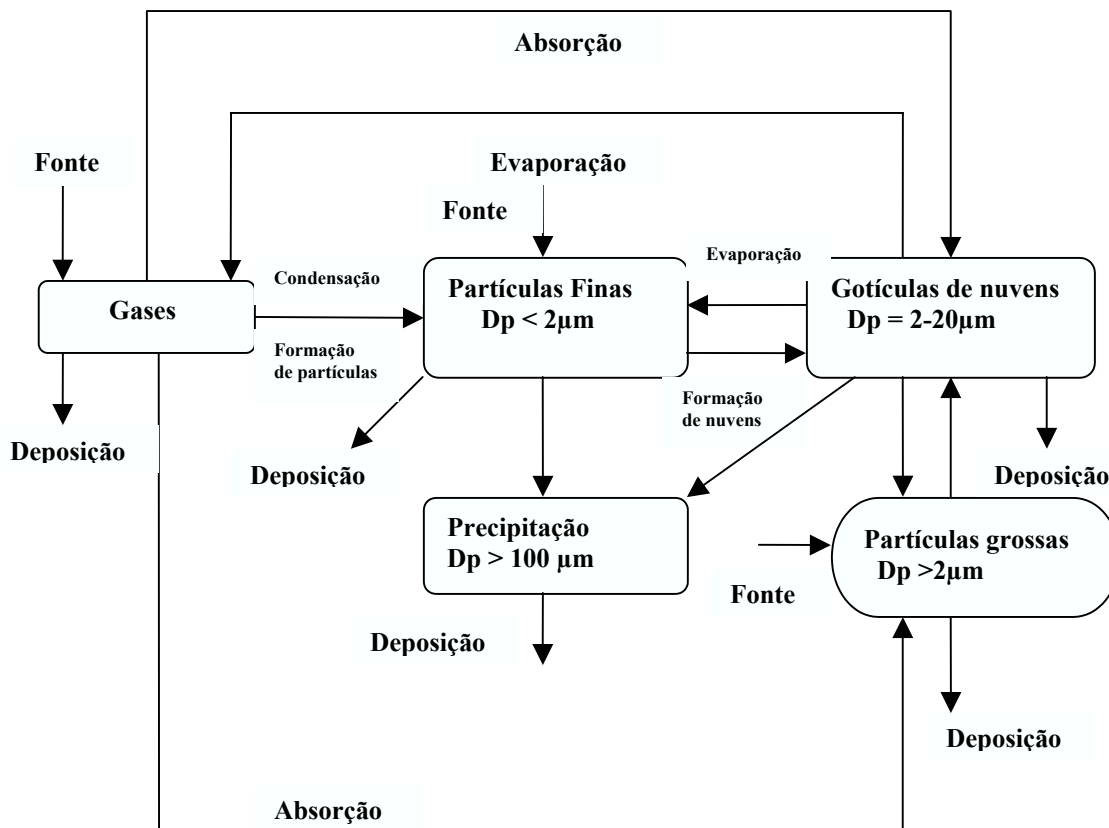


Figura 1.3 – Reservatórios e fluxos dos gases e das partículas de aerossol na atmosfera (Adaptado de Akselsson *et al.*, 1995).

As partículas de aerossóis são formadas de maneiras muito diferentes, envolvendo processos físicos, químicos e biológicos. O material particulado é transportado mecanicamente pelo gás, ou apenas em relação ao gás, quando é submetido a forças externas, tais como os *campos gravitacionais* ou *elétricos*. A difusão, provocada por colisões com moléculas gasosas é um dos processos mais importantes de advecção de partículas muito pequenas (Svenningsson, 1997).

Os aerossóis atmosféricos originam-se de uma ampla gama de fontes naturais e antropogênicas, e de tamanho que variam desde $0,001$ até $10\mu\text{m}$ (podendo ser maiores). Dentre os aerossóis primários (emitidos diretamente da fonte) destacam-se a fuligem emitida pelas atividades industriais e queima de diesel, o spray marinho na superfície dos oceanos, além da poeira mineral que surge a partir do efeito da erosão do vento em regiões áridas. O aerossol de sulfato que é formado das emissões de Dimetil Sulfeto (DMS) pelos

fitoplânctons marinhos, como também a partir da liberação de enxofre que ocorre na queima de combustível fóssil, pode ser citado como um exemplo de aerossol secundário. Esses aerossóis são suscetíveis a complexas reações químicas na atmosfera e misturas com outros aerossóis tanto externamente (onde cada partícula contém espécies de aerossóis quimicamente distintas) quanto internamente (onde cada partícula apresenta uma combinação de diferentes espécies de aerossóis). A queima de biomassa em florestas tropicais também pode ser considerada como fonte majoritária de partículas de aerossóis atmosféricos (Haywood e Boucher, 2000).

A formação de partículas através de constituintes líquidos é um processo que ocorre naturalmente na atmosfera. Os oceanos contribuem com uma fração significativa na constituição das partículas atmosféricas através da produção do spray marinho. Este processo se inicia à medida que bolhas gasosas conseguem chegar até a superfície e quando isto ocorre, a película que envolve o gás é rompida e então se forma uma grande quantidade de pequenas gotículas. Simultaneamente, ocorre o surgimento de um jato de água fino e instável que é dividido em diversas gotas maiores. Algumas dessas gotículas secam e acontece a formação de partículas sólidas constituídas por diferentes tipos de sais marinhos e impurezas da película d'água que cobre o mar. De maneira geral, o raio médio destas partículas é maior que $0,1 \mu\text{m}$ e a fração da moda grossa representa quase que a totalidade da massa total da matéria (Akselsson *et al.*, 1995).

Processos biológicos produzem partículas na forma de polens, sementes e cera. A decomposição de material biológico também induz à formação de um certo tipo de material particulado. A matéria é transferida para a atmosfera numa ampla variedade de espectro de tamanhos, desde as partículas de pólen (com diâmetro médio de $100 \mu\text{m}$) regredindo até moléculas orgânicas.

Um dos processos mais fundamentais é a conversão de gases e vapores em partículas. Uma fração relevante da produção das partículas antropogênicas está associada a este tipo de processo de transformação. Em processos submetidos a temperaturas muito elevadas, tipicamente os eventos de combustão, uma grande quantidade de diferentes espécies químicas é formada. O súbito aumento das temperaturas associado aos processos de combustão conduz às pressões de vapor super elevadas. Quando há um ligeiro resfriamento, o vapor fica supersaturado e em estágio suficientemente alto de

supersaturação, então acontece a formação de partículas sólidas estáveis. Todo este procedimento é denominado de *nucleação* e as partículas geradas costumam ser muito pequenas, no âmbito de poucos nanômetros e *coagulam* rapidamente para formar partículas maiores. Se a taxa de nucleação for muito lenta, a condensação de vapores nas partículas existentes torna-se um mecanismo muito importante (Svenningsson, 1997).

As partículas presentes no ar são removidas da atmosfera através de vários processos que podem ser subdivididos em dois grupos: Deposição Seca e Deposição Úmida. Dentre os mecanismos que envolvem a deposição seca, pode-se relacionar a sedimentação gravitacional, segregação das plantas, das construções, além da difusão turbulenta ou não. 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 e 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. No espectro das partículas com tamanho superior a 10 μm , a velocidade de difusão é igual à velocidade de sedimentação. Para pequenas partículas (onde a difusão é importante), a diferença é grande entre as duas, sendo a velocidade de difusão bem maior. 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 um outro processo pelo qual ocorre remoção das partículas através de impactação (impactação gravitacional ou lavagem por água de chuva, de acordo com Seinfeld e Pandis, 1998), as partículas cujo tamanho varia entre poucos micrômetros 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 2,5mm/hora.

Um outro processo de remoção é a absorção pelas gotas de chuva (Seinfeld e Pandis, 1998). Durante a formação de uma nuvem, a pressão de vapor aumenta até se 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. 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 (Liou, 1992).

Um tempo de residência igual a 10 dias é o suficiente para que as partículas com tamanho entre 0,05 e 2 μm sejam transportadas por uma longa distância. Ventos que sopram com velocidade média próxima a 3m/s transportam grande parte do material particulado até 2.500km de distância de sua fonte. Por exemplo, partículas de aerossóis procedentes de áreas industriais da América do Norte, da Sibéria e da Europa já foram encontradas na região do Pólo Norte. Como a remoção das partículas de uma parcela de ar acontece através de um processo estocástico em virtude da turbulência no ar, uma certa fração dessas partículas pode ser encontrada em locais ainda mais distantes. Um típico exemplo é atribuído à presença de fuligem de partículas de aerossol no Pólo Sul. Provavelmente, esse material percorreu, aproximadamente 5.000km até o destino final. Mas por outro lado, quando o tempo de residência é da ordem de 10 dias, acaba não sendo o suficiente para que a concentração de aerossol se distribua de forma homogênea (como, por exemplo, é o caso do CO_2 tendo tempo de residência maior que 10 anos). Sendo assim, grandes variações temporais e espaciais da concentração de partículas de aerossóis ocorrem em quase todas as áreas do planeta (Jaenicke, 1982).

1.3 – Caracterização das Partículas de Aerossol e de suas Distribuições

As distribuições de tamanho realizadas na atmosfera têm sido observadas de acordo com certas regras e, portanto um modelo próprio costuma ser utilizado. 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 certo grau de aleatoriedade que ocorre durante a sua formação. De acordo com Whitby (1978), um procedimento de soma de três distribuições lognormais, denominadas como *modas*, é adequado no sentido de se caracterizar o aerossol atmosférico:

- (1) A Moda de Nucleação se origina da condensação de vapores supersaturados. 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.
- (2) A Moda de Acumulação consiste de partículas envelhecidas com tamanhos de alguns décimos de micrometros. Elas permanecem na atmosfera por aproximadamente uma semana e interagem com as partículas da moda de nucleação por processos de condensação e coagulação. Em virtude da grande área superficial das partículas desta moda, a coagulação heterogênea com as partículas supera a coagulação homogênea.
- (3) A Moda Grossa apresenta partículas procedentes de processos mecânicos, tais como o spray marinho, a erosão e a ressuspensão.

Novos instrumentos têm sido desenvolvidos para permitir que seja realizada uma avaliação mais criteriosa das partículas que variam desde alguns nanômetros até 0,5 μm . O modo de nucleação subdivide-se em dois outros modos, com partículas de diâmetro entre 10 e 30 nm representando material particulado jovem (recém-formados), e o modo de Aitken que aborda partículas entre 30 e 100 nm (Horvarth, 2000).

Ciências como a Meteorologia, a Física e a Engenharia adotaram diferentes nomenclaturas para as partículas de aerossóis. Durante o desenvolvimento da ciência do estudo do Aerossol, partículas em uma determinada faixa de tamanho receberam nomes específicos. Estes nomes foram associados à escala temporal conforme o material particulado ia sendo descoberto, mas que, bem provavelmente entraram em desuso nos dias de hoje. É compreensível que partículas que apresentam tamanho próximo aos limites mais inferiores de detecção de um instrumento são chamadas de pequenas e chamadas de grandes quando seus tamanhos se aproximam da extremidade superior (Liou, 1992). A Tabela 1.1 lista os nomes mais freqüentemente utilizados e sua respectiva contribuição para a atmosfera.

As menores partículas são denominadas de núcleo de Aitken, uma vez que foram inteiramente estudadas por Aitken. Assim como foi mencionado anteriormente, partículas menores que a moda de Aitken também foram encontradas e são conhecidas como moda de nucleação. A maioria das partículas grossas e muitas das partículas de Aitken pode servir como núcleos de condensação para a formação de nuvens, apesar de somente uma pequena fração permanecer ativa. Caso ocorram valores extremos de supersaturação (como por exemplo, em um contador de núcleos de condensação) todas as partículas de aerossóis participam do processo. Porém, esse não é o caso da atmosfera. Vale mencionar também que alguns autores subdividem as partículas em moda fina e grossa, as primeiras são aquelas cujo diâmetro é inferior a 2 ou $2,5\mu\text{m}$ e as da moda grossa as que representarem diâmetro maior que tal limiar e menor que $10\mu\text{m}$. A soma das duas modas é denominada particulado inalável.

Tabela 1.1 - Nomenclatura para partículas atmosféricas (conforme seus diâmetros - D_p) (adaptado de Horvarth, 2000).

Nomenclatura meteorológica de acordo com Junge:

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

Partículas Grossas: de 0,1 até 1 μm

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

Nomenclatura de acordo com Whitby:

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

Partículas da moda de acumulação: de 0,1 até 1 μm

Partículas da moda grossa: $> 1 \mu\text{m}$ até $\cong 100 \mu\text{m}$

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 até 2 μm

Partículas da moda fina (Aitken + Acumulação): $D_p < 2 \mu\text{m}$

Partículas da moda grossa: $D_p > 2 \mu\text{m}$ até $\cong 100 \mu\text{m}$

Distribuição de tamanho na eletricidade do ar:

Íons pequenos: $\cong 0,1$ nm

Íons grandes: $\cong 1$ até $\cong 100$ nm

Importância na óptica atmosférica:

Partículas de névoa: $\cong 0,1$ até $\cong 1 \mu\text{m}$

Importância na física das nuvens:

Núcleos de condensação ativos: $\cong 10$ nm até $\cong 1 \mu\text{m}$

Química do ar e estudos de poluição:

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

1.4 – Propriedades Radiativas dos Aerossóis

Os aerossóis podem interferir no caminho óptico da radiação solar na atmosfera através de mecanismos de espalhamento e absorção. Uma das consequências mais evidentes que está diretamente ligada a uma contribuição radiativa da presença de material particulado em suspensão na atmosfera, é o surgimento de névoa e redução da visibilidade. Não tão evidentes, entretanto de maior importância, estão os possíveis efeitos destas mesmas partículas no balanço radiativo terrestre. Tais partículas podem ocasionar decréscimo na quantidade de radiação solar que chega à superfície, um aumento ou diminuição do albedo da mesma, e se o aerossol tiver características de absorvedor, pode ocorrer aquecimento atmosférico.

A concentração das partículas de aerossóis e gases traços na Amazônia passa por um aumento significativo durante a estação seca, variando desde as menores concentrações até valores, que muitas vezes, excedem a quantidade que costuma ser observada em áreas urbanas (Artaxo *et al.*, 1994, 1998). 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. Esse fato contribui para que ocorra uma diminuição drástica da visibilidade atmosférica (em alguns casos fica limitada entre 100 e 300 metros), e ainda produzindo uma forçante radiativa local, devido ao aerossol, de magnitude significativa. Estas queimadas ocorrem principalmente para fins agrícolas ou para manutenção de pastagens para a pecuária localizando-se tanto em áreas de floresta quanto em cerrados. O principal resultado é a emissão ao ambiente de partículas constituídas de compostos orgânicos parcialmente oxidados eficazes em espalhar a radiação solar e também de partículas de *black carbon* (fuligem) que absorvem fortemente a radiação solar (Artaxo *et al.*, 2003).

Para que se tenha uma boa compreensão destes efeitos ópticos torna-se necessário um conhecimento prévio da composição química dos aerossóis, assim como o seu tamanho, haja visto que essas características são preponderantes quanto às propriedades de absorção e espalhamento dos mesmos. E nesse aspecto, o estudo da absorção da luz por essas partículas tem tido uma grande abordagem no meio científico, como é o caso do interesse no *black carbon*. Jacobson (2001) realizou simulações numéricas da evolução da composição química dos aerossóis e sugere que a forçante radiativa da emissão de *black-carbon* é maior do que se pensava anteriormente, podendo equilibrar o efeito de resfriamento da emissão de outros aerossóis antropogênicos. A estimativa obtida por Jacobson (2001) 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 direta, depois do CO_2 .

Os aerossóis de queimadas, portanto, modificam o balanço radiativo na superfície absorvendo e espalhando a radiação solar. Estudos já realizados em regiões de queimadas no Brasil, mais especificamente em Alta Floresta, no Mato Grosso, e Ji-Paraná, em Rondônia, no período de agosto a outubro, mostraram que 20% de 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

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)