

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

*Estudo da Variabilidade das Propriedades Ópticas dos
Aerossóis sobre a América do Sul e dos Impactos do
Efeito Radiativo Direto das Partículas de Queimadas*

NILTON MANUEL ÉVORA DO ROSÁRIO

São Paulo
2011

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

*Estudo da Variabilidade das Propriedades Ópticas dos
Aerossóis sobre a América do Sul e dos Impactos do
Efeito Radiativo Direto das Partículas de Queimadas*

NILTON MANUEL ÉVORA DO ROSÁRIO

Tese apresentada ao Departamento de
Ciências Atmosféricas da Universidade de
São Paulo para a obtenção do título de
Doutor em Ciências

Orientador: Profa. Dra. Márcia Akemi Yamasoe
Co-orientador: Dra. Karla Maria Longo

São Paulo
2011

À Ana e Pedro.

AGRADECIMENTOS

Agradecimento especial à Prof. Dra. Marcia Akemi Yamasoe e à Dra. Karla Longo, pela orientação, confiança, apoio e, sobretudo, pela amizade e respeito. Sou muito grato pela atitude compreensiva e de disponibilidade em ajudar que vocês sempre tiveram quando as circunstâncias da minha vida exigiram.

Meus agradecimentos à Dra. Helen Brindley, pela co-orientação durante o doutorado sanduíche no *Imperial College London*.

Ao Prof. Dr. Carlos Morales pelo acompanhamento do projeto e pelas sugestões.

Ao Dr. Saulo Freitas pelo apoio e pronta disponibilidade para esclarecer as dúvidas.

A todos os meus amigos e colegas do grupo de radiação do IAG/USP e do GMAI no INPE. Sem vocês o caminho teria sido mais árduo, obrigado pelo apoio, pelas trocas de idéias e pelos momentos de descontração.

Aos amigos do *Imperial College London* pelo apoio e convívio, em especial Nathan Sparks.

À querida Susan Peneycad, incansável no incentivo, pelo ensino, carinho e pela hospitalidade.

Aos amigos da USP, Ivan, Daniel, Renato, Grace, Renata pela amizade e pelas sucessivas hospedagens.

Agradecimento ao pessoal da secretaria de pós-graduação do IAG, Marcel, Rose, Lilian, Carol pelo apoio e prontidão para ajudar.

Agradeço a todo o corpo docente e administrativo do Departamento de Ciências Atmosféricas, em particular aos funcionários da secretaria e do suporte, Bete, Ana, Sonia, Samuca, Sebá e Djalma pelo apoio durante todo o projeto.

Ao CNPq pelo suporte financeiro através dos processos 140559/2007-8 e 201177/2009-9.

À minha família, em particular Ana, Pedro, meus pais, meus avôs, Minie e meus irmãos, um especial agradecimento, o apoio e carinho incondicional de vocês são o meu porto seguro.

E por fim, à esta terra mãe gentil que, sem nunca esquecer a que me viu nascer, me faz sentir como um dos seus, obrigado por tudo!

RESUMO

ROSÁRIO, N. M. E. **Estudo da variabilidade das propriedades ópticas dos aerossóis sobre a América do Sul e dos impactos do Efeito Radiativo Direto das partículas de queimadas.** 2011. Tese (Doutorado). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

A atenuação da radiação através dos processos de espalhamento e absorção, Efeito Radiativo Direto (ERD), é uma das importantes vias através do qual os aerossóis participam do balanço de energia no sistema climático. Apesar da compreensão que se tem da física do ERD, o seu modelamento continua sendo uma das principais fontes de incerteza na avaliação do impacto dos aerossóis no clima. Isso deve-se em parte à variabilidade espacial e temporal das propriedades dos aerossóis. O cálculo do ERD nos modelos é, no geral, baseado na prescrição de três propriedades ópticas, a profundidade óptica ($\tau_{a,\lambda}$), o albedo simples ($\omega_{s,\lambda}$) e o parâmetro de assimetria (g_λ). Nesse contexto, o presente estudo analisou a variabilidade dessas propriedades para a América do Sul a partir de medições de longo prazo dos fotômetros da AErosol RObotic NETwork (AERONET). Sinergia entre estudos numéricos e experimentais permitiram avaliar a sensibilidade da energia solar na superfície à variabilidade das referidas propriedades. Foi conduzido um estudo com o modelo de transporte CATT-BRAMS que visou o prognóstico da variabilidade espaço-temporal da $\tau_{a,\lambda}$ associada ao particulado fino emitido pelas queimadas. Os resultados foram avaliados comparando com dados observados a partir da superfície e de satélites. O efeito dos aerossóis na energia solar na superfície e absorvida pela atmosfera e seus impactos no perfil termodinâmico da baixa troposfera foi avaliado considerando e negligenciando o ERD. Os resultados mostraram que para uma correta representação da variabilidade geográfica e temporal da $\tau_{a,\lambda}$ e, portanto, para uma acurada avaliação regional do ERD e dos seus impactos, é importante que os demais sistemas de aerossóis que afetam a América do Sul, além das queimadas na região central do continente, sejam corretamente modelados. O negligenciamento da variabilidade de $\omega_{s,\lambda}$ e g_λ induz diferenças importantes na radiação solar disponível na superfície e absorvida pela atmosfera. Entretanto, os benefícios de uma acurada representação dos aerossóis que considere a variabilidade desses parâmetros serão efetivos apenas se o campo da concentração das partículas for corretamente modelado. Nesse sentido, as comparações da $\tau_{a,\lambda}$ modelada e observada são promissoras, particularmente para as queimadas da região central do continente. O estudo dos impactos do ERD no perfil termodinâmico mostrou que qualquer conclusão a esse respeito precisa ser contextualizada do ponto de vista da capacidade de absorção e distribuição vertical dos aerossóis e, sobretudo, das condições de umidade do solo.

ABSTRACT

ROSÁRIO, N. M. E. **Variability of aerosol optical properties over South America and the impacts of direct radiative effect of aerosols from biomass burning.** 2011. Thesis (PhD). Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, 2011.

Aerosol direct radiative effect (DRE), which consists of attenuation of radiation by scattering and absorption processes, is one of the most important way by which the atmospheric aerosols influence the climate system's energy budget. Despite the fact that DRE's driven physical processes are well understood, DRE is still an important source of uncertainty regarding the aerosols role on climate change. A major reason for this is the large geographical and temporal variability that characterizes aerosol concentration and intrinsic properties. In general circulation models, DRE calculations are generally based on three optical properties, aerosol optical depth (AOD), single scattering albedo (SSA) and asymmetry parameter (ASY). The current study analyzed and characterized the variability of these optical properties over South America using long-term measurements from sunphotometers operated by AErosol RObotic NETwork (AERONET). The sensitivity of solar energy available at the surface to the typical regional variability of AOD, SSA and ASY was evaluated via numerical and observational analysis. A study using the transport model CATT-BRAMS coupled to an emission model was performed aiming to simulate spatial and temporal variability of AOD associated with fine particulate matter emitted by biomass burning activities during the dry season in the central areas of South America. The results were compared with observations from ground based and satellite sensors. Aerosols' effect on solar energy available at the surface and absorbed by the atmosphere and its impact on lower troposphere thermodynamics were evaluated including and neglecting DRE in CATT-BRAMS. In order to model accurately AOD field and, consequently, DRE over South America results showed that it is essential to include all major aerosols systems that affect the continent. The results also showed that neglecting the variability of SSA and ASY is likely to induce large deviations in solar radiation at the surface. However, accurate modelling of the variability of SSA and ASY ultimately demands a correct spatial and time distribution of aerosols concentration. In this regard, the comparison between modelled and observed AOD are promising, especially in the biomass burning areas of the central regions of South America. The study of the DRE impacts on lower troposphere thermodynamic showed that any conclusions on this issue has to be qualified in terms of surface moisture conditions, aerosols' single scattering albedo and vertical distribution.

SUMÁRIO

Lista de siglas	i
Lista de símbolos	iii
Lista de figuras	v
Lista de tabelas	xiv
1. Introdução: Problemática e Objetivos	1
1.1- O sistema climático e as mudanças globais	3
1.2- Aerossóis atmosféricos	7
1.3- O papel dos aerossóis no sistema climático	12
1.4- Problemática: contexto global	15
1.5- Problemática: América do Sul	19
1.6- Objetivos e organização do trabalho	31
2. Fundamentação Teórica	33
2.1- Transferência radiativa na atmosfera: formulação teórica	35
2.2- Interação radiação-aerossóis: Teoria Mie	42
2.3- Tamanho e estado de mistura dos aerossóis atmosféricos	49
3. Dados e Modelos	53
3.1- Dados	55
3.1.1- AERosol RObotic NETwork (AERONET)	55
Radiância espectral direta (<i>Direct sun products</i>)	57
Radiância espectral difusa (<i>Sky radiance products</i>)	57
3.1.2- Solar Radiation Network (SolRad-Net)	58
3.1.3- MODerate resolution Imaging Spectro-radiometer (MODIS)	59
3.1.4- Smoke, Aerosols, Clouds and Climate (SMOCC)/ Radiation, Cloud, and Climate Interactions (RACCI)	60
3.2- Modelos	63
3.2.1- Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer code (SBDART)	63
3.2.2- Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS)	64
Descrição e configuração	64
Módulo de emissões de queimadas	67
4. Resultados	69
4.1- Variabilidade Geográfica e Temporal dos Aerossóis sobre a América do Sul	71

4.1.1- Variabilidade da profundidade óptica dos aerossóis	72
4.2- Variabilidade das Propriedades Intrínsecas dos Aerossóis sobre a América do Sul....	82
4.2.1- Variabilidade das propriedades microfísicas.....	83
4.2.2- Sensibilidade das propriedades ópticas às microfísicas.....	88
4.2.3- Variabilidade das propriedades ópticas	92
4.3- Regimes de Propriedades Ópticas dos Aerossóis.	101
4.3.1- Método: Análise de clusters	102
4.3.2- Regimes de propriedades ópticas	103
4.4- Sensibilidade da Irradiância Solar na Superfície à Variabilidade das Propriedades Ópticas Intensivas: Estudo de caso	116
4.4.1- Método	117
4.4.2- Resultados	120
4.5- Distribuição Vertical dos Aerossóis e o Perfil da Taxa de Aquecimento Radiativo .	129
4.5.1- Distribuição vertical dos aerossóis	130
4.5.2- Perfil da taxa de aquecimento radiativo	133
4.6- Modelagem da Profundidade Óptica dos Aerossóis de Queimadas.....	139
4.6.1- Cálculo da profundidade óptica	140
4.6.2- Resultados: Modelo <i>versus</i> Observação.....	143
4.7- Avaliação Numérica do Impacto do Efeito Radiativo Direto no Perfil Termodinâmico da Baixa Troposfera.....	158
4.7.1- Efeito radiativo direto dos aerossóis	159
4.7.2- Impacto no perfil termodinâmico da baixa troposfera	163
5. Considerações Finais.....	171
Referências Bibliográficas	183
Apêndice A	199
Apêndice B	207

LISTA DE SIGLAS

3BEM	<i>Brazilian Biomass Burning Emission Model</i>
AERONET	<i>AErosol RObotic NETwork</i>
AOD	<i>Aerosol optical depth</i>
AP	água precipitável
AQUA	Satélite
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
BC	Carbono elementar (do termo inglês <i>Black Carbon</i>)
CATT-BRAMS	<i>Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System</i>
CCN	Núcleos de condensação (do termo inglês <i>cloud condensation nuclei</i>)
CDNC	Concentração de número de gotas de nuvens (do termo inglês <i>cloud droplet number concentration</i>)
CH ₄	Metano
CLAIRE	<i>Cooperative LBA Regional Experiment</i>
CLP	camada limite planetária
CO	Monóxido de carbono
CO ₂	Dióxido de carbono
DISORT	Método das ordenadas discretas (do termo inglês, <i>Discrete Ordinates Radiative Transfer</i>)
EAM	Erro absoluto médio
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ETR	Equação da transferência radiativa
FDA	Função distribuição acumulada
GEE	Gases de efeito estufa
GOES WF ABBA	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite - Wild Fire Automated Biomass Burning Algorithm</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
Landsat TM	Satélite
LBA	<i>Large-Scale Biosphere Experiment in Amazônia</i>
LIDAR	<i>Light Detection And Ranging</i>
LWC	Conteúdo de água líquida (do termo inglês <i>liquid water content</i>)
MetUM	<i>Met Office Unified Model</i>

MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MPO	Material particulado orgânico
N ₂ O	Óxido nitroso
Nimbus 4	Satélite
O ₃	Ozônio
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PAM	<i>Partion Around Medoid</i>
PM	Partículas marinhas
RACCI	<i>Radiation, Cloud, and Climate Interactions</i>
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
RDMQ	Raiz da diferença média quadrática
REMQ	Raíz do Erro Médio Quadrático
SBDART	<i>Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer code</i>
SCAR-B	<i>Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil</i>
SMOCC	<i>Smoke, Aerosols, Clouds and Climate</i>
SO ₂	Dióxido de enxofre
SolRad-Net	<i>Solar Radiation Network</i>
SU	Aerossol sulfato
SZA	<i>Solar Zenital Angle</i>
TERRA	Satélite
TOMS	<i>Total Ozone Mapping Spectrometer</i>
UTC	<i>Coordinated Universal Time</i>
VOCALS-REx	<i>VAMOS Ocean-Cloud-Atmosphere- Land Study Regional Experiment</i>
ZCIT	Zona de convergência inter-tropical

LISTA DE SÍMBOLOS

$\omega_{o\lambda}$	Albedo simples
Θ	Ângulo de espalhamento
A_{fogo}	Área queimada
c_p	Calor específico à pressão constante
$\langle S \rangle$	Choque geométrico
χ_j	Coefficiente da expansão
$\alpha_{\lambda_1/\lambda_2}$	Coefficiente de Angstrom
α_{esp}	Coefficiente de espalhamento
α_{ext}	Coefficiente de extinção
k_{ext}	Coefficiente volumétrico de extinção
λ	Comprimento de onda
M	Concentração mássica
ϵ_i	Constante dielétrica
ϵ_{MG}	Constante dielétrica efetiva (quadrado do índice complexo de refração)
ρ	Densidade do ar
σ_{mf}	Desvio padrão geométrico da moda fina
σ_{mg}	Desvio padrão geométrico da moda grossa
d_p	Diâmetro da partícula
$dV/d\ln(r)$	Distribuição de tamanho volumétrico
Q_{abs}	Eficiência de absorção
Q_{esp}	Eficiência de espalhamento
β_{veg}	Fator de combustão
$Q_{ext \lambda}$	Fator de eficiência de extinção
EF_{veg}^η	Fator de emissão da espécie
α_{veg}	Fração de biomassa acima do solo
f_i	Fração volumétrica das espécies
(η)	Função da espécie
$P(\cos\Theta)$	Função de fase de espalhamento
$B(\tau)$	Função de Planck
$n_\lambda + ik_\lambda$	Índice complexo de refração
F_{liq}	Irradiância líquida

N	Número total de partículas
g_λ	Parâmetro de assimetria
k_λ	Parte imaginária do índice de refração complexo
n_λ	Parte real do índice de refração complexo
$n(r)$	Partículas com uma distribuição de tamanho
P_{aer}	Perfil vertical do aerosol
τ	Perfis da profundidade óptica total
P_j	Polinômio de Legendre de grau j
$\tau_{a\lambda}$	Profundidade óptica espectral
τ_m	Profundidade óptica molecular
r	Raio da partícula
r_{eff}	Raio efetivo
r_{mf}	Raio mediano da moda fina
r_{mg}	Raio mediano da moda grossa
ΔV	Volume da primeira célula física de grade
V_f	Volume de concentração da moda fina
V_g	Volume de concentração da moda grossa

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1.1** – Representação esquemática do sistema climático com os seus componentes, processos e interações (setas finas), e potenciais mudanças que podem ocorrer no sistema. (Fonte: IPCC, 2001)..... 3
- Figura 1.1.2** – Descrição gráfica da influência das atividades humanas na composição química da atmosfera global..... 4
- Figura 1.1.3** – Balanço anual global da energia no sistema climático. A quantidade de energia solar absorvida pelo sistema climático é balanceada pela emissão de radiação terrestre pelo sistema. A superfície terrestre absorve aproximadamente 50% da energia solar absorvida pelo sistema. Parte desta energia é transferida para a atmosfera na forma de calor sensível e latente. A atmosfera, por sua vez, emite radiação no espectro terrestre para fora do sistema. (Fonte: IPCC, 2007)..... 5
- Figura 1.1.4** – (a) Exemplos de aerossóis atmosféricos com descrição da composição química e tamanho. (b) Diagrama idealizado contendo a distribuição de tamanho dos aerossóis separada por modas, as fontes e os mecanismos que controlam a emissão, formação e remoção das partículas da atmosfera. (Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 1997) 7
- Figura 1.1.5** – Distribuição global da profundidade óptica das partículas das modas (a) fina e (b) grossa obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA durante o mês de setembro de 2000. A profundidade óptica, representada na escala de cores, é uma medida da concentração de aerossóis na coluna atmosférica. As caixas brancas indicam as áreas com alta concentração de aerossóis. Moda fina: (a,c) Poluição urbana na América do Norte e Europa, (b,d) Queimadas na América do Sul e África. (e) Poluição no sul e sudeste da Ásia. Moda grossa: (a, c) plumas de poeiras da África e do Oriente Médio e (b) partículas de sal na região oceânica do hemisfério sul. (Fonte: Kaufman et al., 2002) 9
- Figura 1.1.6** – Representação esquemática dos vários mecanismos associados com os efeitos radiativos dos aerossóis (Haywood and Boucher, 2000). Os pontos pretos menores representam os aerossóis e os círculos brancos, gotas de nuvens. As linhas grossas e finas representam respectivamente a radiação solar incidente e refletida. As linhas onduladas simulam a radiação de onda longa. A nuvem na condição natural apresenta gotas maiores, enquanto nuvens em condições poluídas apresentam gotas menores. Concentração de número de gotas de nuvens (CDNC, do inglês *cloud droplet number concentration*). Conteúdo de água líquida (LWC, do inglês *liquid water content*). 14
- Figura 1.1.7** – Forçante radiativa média global e anual e a respectiva incerteza para 2005 com relação a 1750 para os gases de efeito estufa (CO₂, CH₄, N₂O), aerossóis e outros agentes. (Fonte: IPCC, 2007)..... 15
- Figura 1.1.8** – Estimativas da forçante radiativa direta dos aerossóis baseados em estudos observacionais, estudos numéricos independentes e resultados do experimento numérico AeroCom, no qual foram prescritas as mesmas condições de emissões de aerossóis para todos os modelos. A caixa vermelha realça o caso do resultado de um mesmo modelo (GISS) em que foi alterado apenas o estado de mistura dos aerossóis, de mistura interna para externa. (Fonte: IPCC, 2007)..... 16

Figura 1.1.9 – (a) Distribuição espacial do número de focos de queimadas detectados sobre a América do Sul em 2004 por sensores a bordo de satélites (Fonte: Freitas et al., 2005). (b) Mapa de vegetação com destaque dos ecossistemas onde a incidência de focos é alta. (Fonte: Josse et al., 2003).....	20
Figura 1.1.10 – Climatologia de precipitação (sombreado), pressão (linhas) e vento (flechas) na superfície para a América do Sul e oceanos adjacentes. A linha tracejada branca representa a Zona de Convergência Inter-Tropical e as letras H e L representam, respectivamente, centros de alta e baixa pressão. (Fonte: Veblen et al., 2007)	22
Figura 1.1.11 – Modelo conceitual de transporte de poeira do solo do deserto do Saara para as Américas do Norte e do Sul. (Fonte: adaptado de Perry et al., 1997)	27
Figura 2.1.1 – Ilustração da aproximação plano-paralela. Radiação ascendente: $\mu > 0$. Radiação descendente $\mu < 0$. As direções do zênite ($\mu = 1$), nadir ($\mu = -1$) e horizontal ($\mu = 0$) são indicadas. A radiação solar incide de (θ_s, ϕ_s) . (fonte: Zdunkowski et al., 2007)	35
Figura 2.1.2 – Irradiância solar espectral descendente no topo da atmosfera e na superfície para ângulo zenital solar de 60° em uma atmosfera desprovida de aerossóis e nuvens. Absorção gasosa e espalhamento molecular são indicados. (fonte: Liou, 2002)	39
Figura 2.1.3 – Espectro de emissão terrestre como observado pelo satélite Nimbus 4 e como descrito por curvas teóricas de radiancia obtidas a partir da equação de Planck para diferentes temperaturas de emissão. (fonte: Liou, 2002)	39
Figura 2.1.4 – (a) Transmitância atmosférica e (b) profundidades ópticas típicas associadas aos constituintes atmosféricos radiativamente ativos no espectro solar. (fonte: desconhecida).....	41
Figura 2.2.1 – Processos associados à interação entre um feixe de radiação eletromagnética incidente e uma partícula. (Fonte: Corrêa, 2003, adaptado de Seinfeld e Pandis, 1998)	42
Figura 2.2.2 – Fatores de eficiência de (a) espalhamento, (b) absorção e (c) extinção como função do parâmetro de tamanho para diferentes valores da parte imaginária do índice de refração (k), adotando $n = 1,33$. (fonte: Zdunkowski et al., 2007).....	46
Figura 2.2.3 – Gráfico da função de fase $P(\cos(\theta))$ para $m = 1,33 + 0i$ e três distintos parâmetros de tamanho. Curva tracejada $x = 0,01$, curva sólida na parte inferior $x = 1$ e curva sólida na parte superior $x = 50$. (fonte: Zdunkowski et al., 2007).....	47
Figura 2.3.1 – Sobreposição da distribuição log-normal de partículas de aerossóis de diferentes fontes. (fonte: adaptado de Stier et al., 2007).....	50
Figura 2.3.2 – Modelo conceitual de possíveis estados de mistura entre <i>Black carbon</i> e aerossóis não absorvedores. (fonte: Martins et al., 1998).....	51
Figura 3.1.1 – Rede mundial de fotômetros da AERONET e a configuração padrão do sistema de medição da rede	55
Figura 3.1.2 – A configuração das estações operadas pela Solar Radiation Network (SolRad-Net) junto das estações da rede AERONET consiste, em geral, de : (a) um piranômetro Kipp	

& Zonen CM-21 e (b) um sensor Skye SKE-510 com filtro de interferência com resposta entre 400 e 700 nm..... 58

Figura 3.1.3 – Mapa do estado de Rondônia indicando os sítios experimentais durante as campanhas SMOCC e RACCI que ocorreram na região durante a estação de queimada de 2002 (set-nov). A localização da estação da AERONET Abracos Hill é a representada pela Fazenda Nossa Senhora..... 60

Figura 3.1.4 – Variabilidade diária da profundidade óptica dos aerossóis em 500 nm ($\tau_{a\ 500\text{ nm}}$) e do conteúdo de água precipitável (AP) entre a estação seca e início da estação chuvosa de 2002. Os valores correspondem à média diária e as barras, ao desvio padrão associado. As linhas verticais na cor verde delimitam o período em que ocorreram os experimentos SMOCC e RACCI..... 62

Figura 3.2.1 – Processos na escala de sub-grade associados ao transporte de gases e aerossóis pelo CATT-BRAMS (fonte: Freitas et al., 2010)..... 65

Figura 3.2.2 – Os domínios das grades 1 e 2 do modelo CATT-BRAMS utilizados. O campo é referente a profundidade óptica climatológica dos aerossóis em 550 nm para o mês setembro de acordo com o sensor MODIS a bordo do satélite TERRA..... 66

Figura 3.2.3 – Diagrama representando as informações utilizadas para estimar a emissão das queimadas pelo modelo 3BEM (fonte: Longo et al., 2010)..... 68

Figura 4.1.1 – Climatologia mensal da distribuição geográfica da profundidade óptica dos aerossóis no visível ($\lambda=550\text{ nm}$) sobre a América do Sul obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA entre os anos de 1999 e 2009..... 74

Figura 4.1.2 – Climatologia mensal da distribuição geográfica de áreas sobre a América do Sul com profundidade óptica no visível ($\lambda=550\text{ nm}$) ≥ 0.20 obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA 75

Figura 4.1.3 – Climatologia mensal da profundidade óptica do aerossol no visível ($\lambda=550\text{ nm}$) para estações da AERONET instaladas na América do Sul: a) estações localizadas fora de áreas de queimadas; b) estações nas proximidades de áreas de queimadas 77

Figura 4.1.4 – Climatologia da contribuição dos aerossóis da moda fina para a profundidade óptica total expressa como o valor médio da razão entre a profundidade óptica dos aerossóis da moda fina e a total calculada a partir das medições das estações da AERONET..... 79

Figura 4.1.5 – Irradiância solar descendente na superfície, para ângulo zenital solar de 0° , como função da profundidade óptica dos aerossóis em 550 nm considerando valores médios de propriedades ópticas (albedo simples e parâmetro de assimetria, tópico. 4.2.3 do próximo sub-capítulo) para estações da AERONET localizadas em diferentes sistemas de aerossóis. O caso referência consiste das propriedades ópticas medias das estações da região sul da bacia Amazônica, isto é, Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco..... 81

Figura 4.2.1 – Função distribuição acumulada (*fda*) dos raios medianos volumétricos das modas finas (r_{mf}) e grossas (r_{mg}) e dos respectivos desvios padrões geométricos (σ_{mf} , σ_{mg}) para as estações da AERONET analisadas 84

Figura 4.2.2 – Função distribuição acumulada (<i>fda</i>) das partes real (n_λ) e imaginária (k_λ) do índice de refração complexo nas regiões espectrais do visível ($\lambda=440$ nm) e infra-vermelho próximo ($\lambda=870$ nm) para as estações da AERONET analisadas	87
Figura 4.2.3 – Gráficos das propriedades microfísicas dos aerossóis representando as configurações utilizadas para estudar a sensibilidade das propriedades ópticas. A configuração controle é mantida na cor preta e as demais cores representam os casos utilizados para testar a sensibilidade das propriedades ópticas. Nos gráficos da distribuição de tamanho o parâmetro avaliado encontra-se identificado no lado superior direito.	89
Figura 4.2.4 – Sensibilidade do albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) às configurações das propriedades microfísicas apresentadas na Tabela 4.2.2 e Figura 4.2.3. No topo superior direito e, para o último gráfico, no lado inferior esquerdo de cada gráfico é identificado o parâmetro microfísico responsável pela variação no albedo simples	90
Figura 4.2.5 – Sensibilidade do parâmetro de assimetria (g_λ) às configurações das propriedades microfísicas apresentados na Tabela 4.2.2 e Figura 4.2.3. No topo superior direito de cada gráfico é identificado o parâmetro microfísico responsável pela variação no parâmetro de assimetria.....	91
Figura 4.2.6 – Sensibilidade da eficiência de extinção ($Q_{ext \lambda}$) às configurações das propriedades microfísicas apresentadas na Tabela 4.2.2 e Figura 4.2.3. No topo superior direito de cada gráfico é identificado o parâmetro microfísico responsável pela variação na eficiência de extinção.....	91
Figura 4.2.7 – Função distribuição acumulada (<i>fda</i>) do albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) do parâmetro de assimetria (g_λ) nas regiões espectrais do visível ($\lambda=440$ nm) e infra-vermelho próximo ($\lambda=870$ nm) para as estações da AERONET analisadas	93
Figura 4.2.8 – Fator de assimetria no infravermelho próximo ($\lambda=1020$ nm) em função do albedo simples no visível ($\lambda=440$ nm) para as estações da AERONET analisadas. Os símbolos menores representam medições instantâneas e os maiores os valores médios.....	95
Figura 4.2.9 – Fator de assimetria no infravermelho próximo ($\lambda=1020$ nm) em função do albedo simples no visível ($\lambda=440$ nm) para as estações da AERONET analisadas. As informações são as mesmas para as estações de Alta Floresta, Arica e Suriname. Para as demais estações não são consideradas as inversões com padrões similares a Alta Floresta....	95
Figura 4.2.10 – Comportamento espectral médio do albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e do parâmetro de assimetria (g) para as estações analisadas incluindo (a, b) e removendo (c, d) as inversões similares a Alta Floresta, sob a hipótese de elas representarem os aerossóis transportados das áreas de queimadas do sul da Amazônia. Nos gráficos c e d, Córdoba (CD) e Santa Cruz (SC) são representados por duas curvas distintas que indicam a ocorrência de distintos tipos de aerossóis mesmo após a remoção da influência das inversões associadas ao transporte. Suriname (SR), Arica (AR), Alta Floresta (AF), Cuiabá (CB), Belterra (BT), Buenos Aires (BA), São Paulo (SP).	97

Figura 4.2.11 – Média das distribuições volumétricas de tamanho normalizadas pelas concentrações volumétricas totais derivadas a partir das observações da AERONET em que foram atendidas os critérios de inversão do albedo simples ($t_{440\text{ nm}} \geq 0,4$). (a) Estações dentro ou próxima de áreas queimadas; (b) Estações afastadas das áreas de queimadas. O caso referência corresponde ao comportamento médio considerando os dados das três estações localizadas na região sul da bacia Amazônica, Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco. SBB e NBB simbolizam, respectivamente, o período das queimadas no sul e nordeste da bacia Amazônica. A distribuição de tamanho do sensor MODIS (Levy et al, 2007b) associada ao modelo óptico utilizado para representar aerossóis de queimadas é mostrado a título de comparação..... 98

Figura 4.2.12 – Média das partes (a) real e (b) imaginária (k) derivadas a partir das observações da AERONET em que foram atendidas os critérios de inversão do albedo simples ($t_{440\text{ nm}} \geq 0,4$). O caso referência corresponde ao comportamento médio considerando os dados das três estações localizadas na região sul da bacia Amazônica, Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco. SBB e NBB simbolizam, respectivamente, o período das queimadas no sul e nordeste da bacia Amazônica. Os dados do sensor MODIS(Levy et al, 2007b) associada ao modelo óptico utilizado para representar aerossóis de queimadas é mostrado a título de comparação. 99

Figura 4.2.13 – (a) Albedo simples e (b) parâmetro de assimetria dos aerossóis calculadas a partir do código Mie utilizando como dados de entrada as médias de distribuição de tamanho (Figuras 4.2.11) e índice de refração complexo (Figuras 4.2.12) derivadas para diversas estações da AERONET. O caso referência corresponde ao comportamento médio considerando os dados das três estações localizadas na região sul da bacia Amazônica, Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco. SBB e NBB simbolizam, respectivamente, o período das queimadas no sul e nordeste da bacia Amazônica. Os dados do sensor MODIS (Levy et al, 2007b) associada ao modelo óptico utilizado para representar aerossóis de queimadas é mostrado a título de comparação 100

Figura 4.3.1 – Distribuição mensal de inversões de radiância do céu (nível 2.0) da AERONET para condições favoráveis à inversão do albedo simples 103

Figura 4.3.2 – Média das distribuições volumétricas de tamanho, albedo simples e parâmetro de assimetria dos regimes de propriedades ópticas R1, R2 e R3 obtidos a partir da análise de cluster aplicada aos dados das estações de: a) Alta Floresta, (b) Rio Branco, (c) Belterra, (d) Cuiabá, (e) São Paulo e (f) Arica..... 107

Figura 4.3.3 – Campo médio da profundidade óptica dos aerossóis do MODIS em 550 nm para os regimes de aerossóis (a) R1 e (b) R3 observados em Cuiabá. O ponto vermelho representa a localização de Cuiabá 108

Figura 4.3.4 – Campo médio da profundidade óptica dos aerossóis do MODIS em 550 nm para os regimes de aerossóis (a) R1 e (b) R3 observados em São Paulo..... 110

Figura 4.3.5 – Diagrama da direção, frequência e intensidade do vento na superfície em Arica para condições em que ocorre o regime de propriedades ópticas de aerossóis (a) R1 e (b) R2 111

Figura 4.3.6 – Frequência de ocorrência dos regimes de aerossóis para diferentes condições de água precipitável (AP) e profundidade óptica dos aerossóis (AOD, *aerosol optical depth*) em 440 nm para as estações de Alta Floresta, Cuiabá, São Paulo e Arica. (a) poluído e úmido; (b) extremamente poluído e úmido; (c) poluído e seco; (d) extremamente poluído e seco. Essas definições levam em consideração as condições típicas de cada região. Para Alta Floresta e Cuiabá poluído corresponde a $0,4 \leq AOD_{440 \text{ nm}} < 1,0$, enquanto para São Paulo e Arica corresponde a $0,4 \leq AOD_{440 \text{ nm}} < 0,7$. Em ambos os casos, valores acima dos limites superiores estão classificados na categoria extremamente poluído. Para Alta Floresta, Cuiabá e Arica $AP > 3 \text{ cm}$ é considerada condição úmida e para São Paulo o limite definido é $AP > 2$ 112

Figura 4.3.7 – Diferença entre irradiância solar total descendente na superfície (linhas sólidas e símbolos fechados) e absorvida pela atmosfera (linhas tracejadas e símbolos abertos) para a distância zenital de 30° utilizando as propriedades ópticas dos regimes R1, R2 e R3 das estações de (a) Alta Floresta, (b) Cuiabá, (c) Belterra e (d) São Paulo 114

Figura 4.4.1 – Dependência espectral média do (a) albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e do (b) parâmetro de assimetria (g_λ) calculado a partir dos dados nível 2.0 da AERONET para os períodos de 1999 a 2007 (linha preta) e 2000 a 2002 (linha cinza). As barras sólidas representam o desvio padrão e as tracejadas os valores máximos e mínimos das duas propriedades radiativas 118

Figura 4.4.2 – Irradiância solar total na superfície observada (Obs.) como função da modelada (Mod.) para condições (a) não poluídas ($\tau_{440 \text{ nm}} \leq 0,1$) e (b) poluídas ($\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$). Diferença relativa entre irradiância solar total na superfície observada e modelada para condições (c) não poluídas ($\tau_{440 \text{ nm}} \leq 0,1$) e (d) poluídas ($\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$) 120

Figura 4.4.3 – Diferença relativa entre irradiância solar total na superfície observada (Obs.) e modelada (Mod.) como função da distância zenital solar e da água precipitável (AP) para condições poluídas ($\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$) 121

Figura 4.4.4 – Comportamento sazonal, para condições poluídas, ($\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$), da (a) diferença relativa entre as irradiâncias solar total na superfície observada (Obs.) e modelada (Mod.) e dos (b) desvios da água precipitável (AP) do valor médio para o período ($\langle AP \rangle$). 122

Figura 4.4.5 – Comportamento sazonal dos desvios do (a) albedo simples e do (b) parâmetro de assimetria invertidos pela AERONET em Alta Floresta entre o período de 1999 e 2007 dos seus respectivos valores climatológicos 123

Figura 4.4.6 – (a, c) Raio mediano volumétrico da moda fina (r_{mf}) e a (b, d) parte imaginária ($k_{440 \text{ nm}}$) do índice complexo de refração na região espectral do visível como função da água precipitável (AP) e profundidade óptica do aerossol ($\tau_{440 \text{ nm}}$) 126

Figura 4.4.7 – (a) A combinação dos modelos ópticos obtidos no sub-capítulo 4.3 que minimiza a diferença entre a irradiância modelada e observada para Alta Floresta como função da profundidade óptica dos aerossóis em 550 nm e água precipitável (AP). (b) Distribuição cumulativa da diferença relativa entre irradiância modelada e observada utilizando o modelo médio e a referida melhor combinação de modelos ópticos 128

Figura 4.5.1 – Perfis instantâneos de coeficientes de extinção (azul) obtidos a partir do LIDAR. A curva na cor preta representa o perfil médio e o na cor vermelha um perfil maximizado arbitrariamente..... 130

Figura 4.5.2 – Distribuição vertical da concentração numérica dos aerossóis medidos pela aeronave (azul) separados por perfis em função da estrutura vertical. Os gráficos na cor preta e vermelha representam, respectivamente, o perfil médio e o perfil considerando a máxima concentração em cada nível..... 131

Figura 4.5.3 – Evolução temporal do coeficiente de extinção entre os horários de 15Z e 17Z para o dia 12 de setembro de 2002. As áreas azul e cinza representam a região típica da variabilidade da altura da camada limite convectiva na Fazenda Nossa Senhora para as 15Z e 17Z, respectivamente. As linhas pretas tracejada e contínua representam, respectivamente, o valor médio do nível de condensação por levantamento na Fazenda Nossa Senhora para as 15Z e 17Z. Os valores de referência para a altura da camada limite e nível de condensação por levantamento foram obtidos de Wang et al., 2009. 132

Figura 4.5.4 – Perfil médio de (a) temperatura e (b) razão de mistura para os horários de 12Z ($P_{atms12Z}$), 15Z ($P_{atms15Z}$) obtidos a partir da média das radiossondas lançadas durante as campanhas SMOCC e RACCI 134

Figura 4.5.5 – Perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo para diferentes conteúdos integrados de vapor d'água, 3,0 (linha cheia) e 5,0 cm (linha tracejada) em condições de atmosfera limpa e sem nuvens nos espectros solar (a) e terrestre (b). Para as geometrias de iluminação $\mu_o = 0,5$ e $\mu_o = 1,0$ foram utilizados, respectivamente, os perfis termodinâmicos médios horários das 12Z (azul) e 15Z (vermelho)..... 135

Figura 4.5.6 – Perfis de taxas de aquecimento radiativo solar considerando os diferentes regimes de propriedades radiativas para o aerossol de queimadas, R1, R2 e R3, diferentes geometrias solar ($\mu_o = 0,5$ e $\mu_o = 1,0$) e diferentes valores de profundidade óptica do aerossol, $t_{550nm} = 0,5$ (azul) e $t_{550nm} = 1,0$ (vermelho). Os resultados correspondem a distintas distribuições verticais de aerossóis, e, a primeira (P_{aer^2}) descreve um decaimento exponencial da concentração dos aerossóis com a altitude (a, c) e segunda (P_{aer^4}) um cenário com a concentração estratificada (b, d)..... 137

Figura 4.5.7 – Perfis de taxas de aquecimento radiativo líquido (solar + terrestre) em condições de atmosfera sem aerossóis (linhas pretas, tracejada para $\mu_o=1,0$ e cheia para $\mu_o=0,5$) e para os perfis verticais de aerossóis (a) P_{aer^2} e (b) P_{aer^4} e os regimes de propriedades radiativas, R1, R2 e R3. Nos casos em que os aerossóis são considerados a distinção entre as geometrias do sol é feita por meio das cores azul ($\mu_o = 0,5$) e vermelho ($\mu_o = 1,0$) 138

Figure 4.6.1 – Dependência espectral dos fatores de eficiência de extinção associados ao comportamento médio das propriedades microfísicas dos aerossóis (distribuição de tamanho da moda fina e índice de refração complexo) para as estações da AERONET localizadas em áreas de queimadas. O gráfico identificado como referência corresponde ao caso em que o cálculo dos valores médios das propriedades microfísicas incluem os dados das estações de Abracos e Alta Floresta..... 141

Figure 4.6.2 – Dependência espectral do albedo simples e parâmetro de assimetria calculado a partir do código Mie considerando (a) apenas a moda fina e (b) a fina e grossa. Foram

utilizados como dados de entrada no código Mie a distribuição de tamanho e índice de refração complexo médio para cada estação. No caso referência foram utilizados os dados médios considerando as estações de Abracos Hill, Alta Floresta e Rio Branco. 142

Figure 4.6.3 – Média mensal da profundidade óptica do aerossol em estações da AERONET como prognosticado pelo modelo e medido pelos radiômetros da AERONET instalados em superfície e pelos sensores MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA 144

Figure 4.6.4 – Variabilidade sazonal da profundidade óptica média diária modelada e medida pelos fotômetros da AERONET 145

Figure 4.6.5 – Profundidade óptica do aerossol, média diária, do modelo versus a da AERONET considerando todas as médias diárias da rede independente do número de inversões. As barras representam o desvio padrão associado à média diária 148

Figure 4.6.6 – Profundidade óptica do aerossol média diária do modelo versus a da AERONET como função do número de inversões utilizadas no cálculo da média diária da rede..... 149

Figure 4.6.7 – Profundidade óptica média diária do modelo versus a da AERONET considerando apenas as médias diárias da rede calculada com mais de 20 inversões. As barras representam o desvio padrão associado à média diária 150

Figure 4.6.8 – Campo médio mensal da profundidade óptica dos aerossóis em 550 nm: (coluna esquerda) do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA; (coluna direita) do modelo para as 15Z 152

Figure 4.6.9 – Campo médio mensal da profundidade óptica dos aerossóis em 550 nm: (coluna esquerda) do sensor MODIS a bordo do satélite AQUA; (coluna direita) do modelo para as 18Z 153

Figure 4.6.10 – Relação entre a profundidade óptica do aerossol e o volume total da moda fina como função da: (a) parte real do índice de refração no mesmo comprimento de onda que a profundidade óptica do aerossol, (b) do raio mediano volumétrico da moda fina, de acordo com as inversões instantâneas da AERONET..... 155

Figura 4.7.1 – Diferença média para o período de agosto a outubro entre campos modelados negligenciando e considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis. (a) Irradiância solar descendente na superfície. (b) Taxa de aquecimento radiativo no nível de 2 km 160

Figura 4.7.2 – Profundidade óptica média dos aerossóis para o período de agosto a outubro. As caixas representam áreas selecionadas para a análise dos impactos do efeito radiativo direto dos aerossóis. Estas estão centralizadas nas estações da rede AERONET e incluem regiões dentro de um raio de ~300 km. 1- Belterra, 2 - Alta Floresta, 3 - Cuiabá, 4 - Abracos Hill, 5 - Rio Branco..... 161

Figura 4.7.3 – Variabilidade sazonal da profundidade óptica dos aerossóis (média diária) e irradiância solar descendente na superfície observada (15Z) e modelada para a região de Abracos Hill. A irradiância modelada é apresentada para os casos negligenciando (NOAER) e considerando (AER) o efeito radiativo dos aerossóis 162

- Figura 4.7.4** – Variabilidade sazonal da profundidade óptica dos aerossóis (média diária) e irradiância solar descendente na superfície observada (15Z) e modelada para a região de Cuiabá. A irradiância modelada é apresentada para os casos negligenciando (NOAER) e considerando (AER) o efeito radiativo dos aerossóis 162
- Figura 4.7.5** – Variabilidade sazonal do perfil (a) de PM_{2,5} considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis e das diferenças entre (b) taxa de aquecimento radiativo e (c) temperatura considerando e negligenciando o efeito direto 163
- Figura 4.7.6** – Perfil vertical médio do material particulado com diâmetro menor que 2,5 µm para a estação de queimada (ago-set-out) e para o período entre 21 e 26 de setembro para as 12, 15 e 18Z. A área sombreada representa a variabilidade para o perfil das 15Z..... 164
- Figura 4.7.7** – Diferença entre os perfis médios da temperatura modelados negligenciando e considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis para a estação de queimada (Ago-Set-Out) e para o período entre 21 e 26 de setembro para os horários das 12, 15, 18Z 165
- Figura 4.7.8** – Variabilidade sazonal do perfil (a) de PM_{2,5} considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis e das diferenças entre (b) taxa de aquecimento radiativo e (c) temperatura considerando e negligenciando o efeito direto. As setas vermelha (22/Set) e branca (28/Set) mostram respectivamente dois casos caracterizados por distintos perfis de aerossóis..... 166
- Figura 4.7.9** – Perfil vertical do material particulado com diâmetro menor que 2,5 µm para a região de Cuiabá nos dias 22 e 28 de setembro de 2002 para os horários das 12, 15 e 18Z. Nos gráficos são apresentados os valores médios do dia referentes à profundidade óptica ($\tau_{a550\text{ nm}}$), umidade do solo (θ) e água precipitável (AP) 167
- Figura 4.7.10** – Diferença entre os perfis de temperatura modelados, negligenciando e considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis para a região de Cuiabá, nos dias 22 e 28 de setembro de 2002 para os horários das 12, 15 e 18Z 167
- Figura 4.7.11** – Diferença entre a temperatura a 2 m da superfície (TS) negligenciando (NOAER) e considerando (AER) o efeito radiativo direto dos aerossóis como função da profundidade óptica ($\tau_{a550\text{ nm}}$), (a) umidade do solo (θ) e (b) água precipitável (AP) 169
- Figura 4.7.12** – Diferença entre os fluxos de calor (a) sensível (H) e (b) latente (LE) modelados negligenciando (noaer) e considerando (aer) o efeito radiativo direto dos aerossóis como função da profundidade óptica ($\tau_{a550\text{ nm}}$) e umidade do solo (θ) 170

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1.1.1** - Sumário da composição química, mecanismos de formação, fontes e tempo de vida dos aerossóis das modas fina e grossa. (Fonte: Senfield e Pandis, 1997) 10
- Tabela 1.1.2** – Dados experimentais de índice de refração complexo para diferentes substâncias e categorias de aerossóis atmosféricos para comprimentos de onda no visível.... 11
- Tabela 1.1.3** – Estimativas do albedo simples (ω_0) dos aerossóis de queimadas para a região central da América do Sul e melhores estimativas para aerossóis de queimadas, em geral, de acordo com Reid et al. (2005) 23
- Tabela 3.1.1** - Descrição das estações da AERONET utilizadas no presente estudo: localização geográfica, período em que os dados foram coletados, e número de inversões correspondentes às medições de radiância direta e difusa. Entre parênteses é indicado o número de inversões para profundidade óptica do aerossol maior que 0,4 no canal de 440 nm. 56
- Tabela 3.1.2** - Relação da instrumentação utilizada durante os experimentos SMOCC/RACCI que ocorreu no estado de Rondônia durante o período de transição da estação seca para chuvosa de 2002 61
- Tabela 4.1.1**- Estações da AERONET localizadas dentro ou nas proximidades da área de influência de cada subsistema e período no qual a profundidade óptica do aerossol é máxima para cada sistema. 76
- Tabela 4.2.2** – Parâmetros microfísicos utilizados no estudo de sensibilidade: Controle indica valores considerados quando a variável não está sendo avaliada e os casos indicados pela letra C seguida de número representam os valores utilizados para avaliar a sensibilidade a cada variável. 89
- Tabela 4.3.1** – Número de eventos agrupados em cada regime ou cluster para cada sítio analisado. É apresentado também o intervalo em anos da série temporal analisada em cada local. 103
- Tabela 4.3.2** – Valores médios das propriedades radiativas albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e parâmetro de assimetria (g_λ) para cada regime para os comprimentos de onda padrões da AERONET. 104
- Tabela 4.4.1** - Estatística das séries temporais de albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e parâmetro de assimetria (g_λ) dos produtos nível 2.0 da AERONET para os períodos de 1999 a 2007 e de 2000 a 2002. 117
- Tabela 4.4.2** – Impactos em valores absolutos no albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e parâmetro de assimetria (g_λ) associados à variabilidade típica do raio mediano da moda fina (r_{mf}), desvio padrão geométrico da moda fina (σ_{mf}) e índice de refração complexo ($n+ik$) em Alta Floresta. 124
- Tabela 4.6. 1** - Parâmetros de ajustes lineares ($y=ax+b$) e resultados dos critérios estatísticos de avaliação da concordância entre a profundidade óptica média diária modelada (y) e

observada (x). (N - número de casos; a - coeficiente angular; b - coeficiente linear; R^2 - coeficiente de correlação de Pearson; REMQ - Raiz do erro médio quadrático; EMA - erro médio absoluto; σ_{mod} , σ_{obs} - desvio padrão dos dados do modelo e da observação, respectivamente. 149

Tabela 4.6. 2 – Parâmetros de ajustes lineares ($y=ax+b$) e resultados dos critérios estatísticos de avaliação da concordância entre a profundidade óptica média diária modelada (y) e observada (x). (N - número de casos; a - coeficiente angular; b - coeficiente linear; R^2 - coeficiente de correlação de Pearson; REMQ - Raiz do erro médio quadrático; EMA - erro médio absoluto; σ_{mod} , σ_{obs} - desvio padrão dos dados do modelo e da observação, respectivamente.. 151

1. Introdução: Problemática e Objetivos

1.1- O sistema climático e as mudanças globais

O sistema climático (**Figura 1.1.1**), como definido pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, da expressão em inglês *Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2001, 2007), é um sistema interativo que consiste em cinco principais componentes: a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a superfície terrestre e a biosfera. Esse sistema pode ser forçado ou influenciado por diversas forçantes externas das quais a mais importante é o sol. As atividades humanas são também classificadas como forçantes externas. Entre os cinco componentes, a atmosfera é o mais instável e o mais susceptível a mudanças. Em termos gerais, o estado do sistema climático é denominado de clima (IPCC, 2001) que, rigorosamente, consiste da descrição estatística a partir da média e da variabilidade das variáveis do sistema para períodos da ordem de décadas, tradicionalmente estabelecido como 30 anos pela Organização Meteorológica Mundial (OMM).

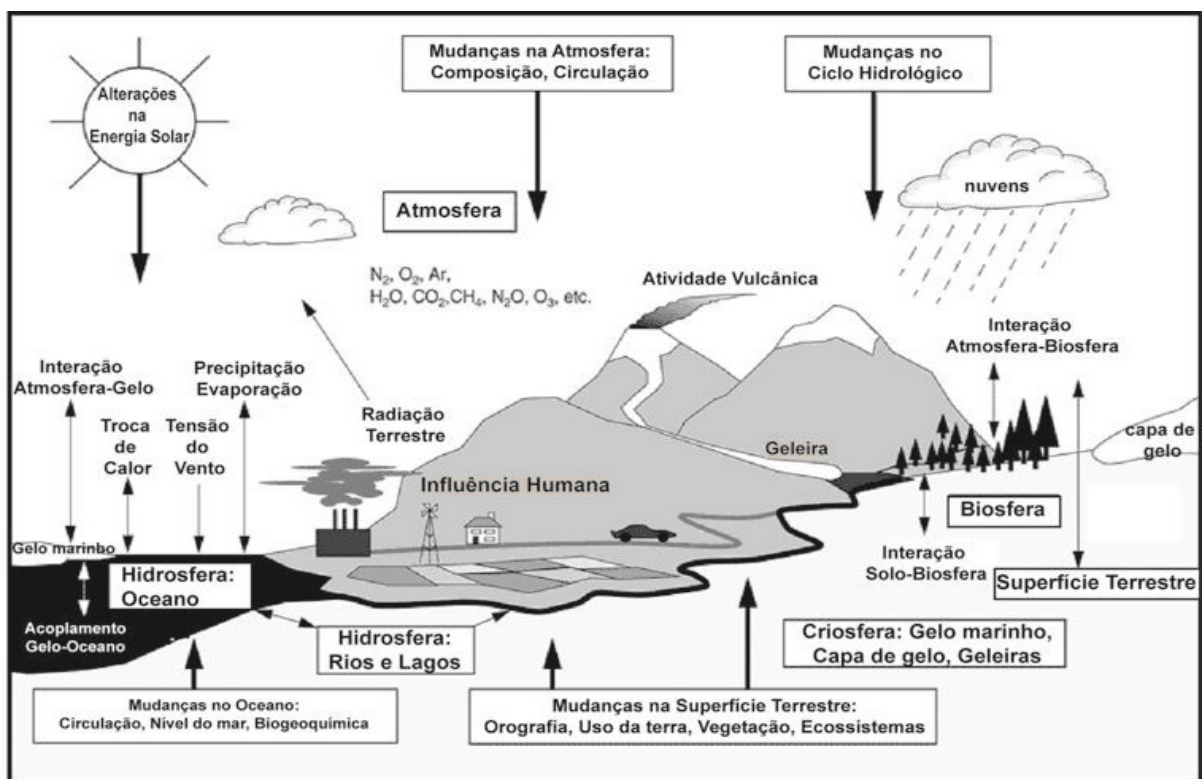


Figura 1.1.1 – Representação esquemática do sistema climático com os seus componentes, processos e interações (setas finas), e potenciais mudanças que podem ocorrer no sistema (setas grossas). (Fonte: IPCC, 2001).

Ao longo da sua existência, a civilização humana conviveu com mudanças no clima induzidas por agentes externos naturais, especificamente, a atividade solar e as erupções vulcânicas. Estudos têm mostrado correlações entre o clima e o colapso de civilizações no passado (Possehl, 1996; Weiss e Bradley, 2001; Haug, et al., 2003). Também, várias civilizações atingiram o auge graças às condições climáticas favoráveis. No entanto, foi com o advento da revolução industrial que, pela primeira vez na história, as atividades humanas passaram a apresentar o potencial de perturbar o estado do clima global. Embora todos os componentes do sistema climático, direta ou indiretamente, em menor ou maior grau, estejam potencialmente sofrendo perturbações como consequência das atividades humanas, são as alterações na composição química da atmosfera que colocaram definitivamente a discussão das mudanças no sistema climático na agenda política, econômica e social dos países. A **Figura 1.1.2** apresenta um diagrama-resumo de como as atividades humanas afetam a composição química da atmosfera global.

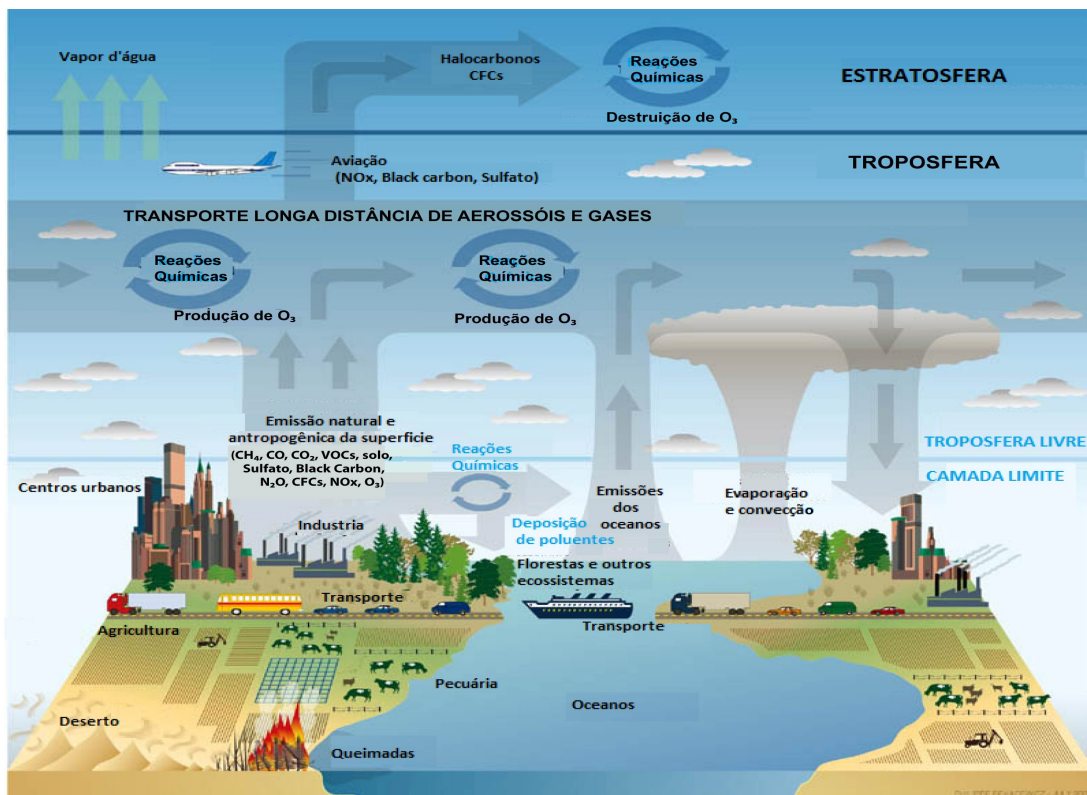


Figura 1.1.2 – Descrição gráfica da influência das atividades humanas na composição química da atmosfera global.

A composição química da atmosfera tem papel vital no balanço radiativo que, em última análise, é o balanço energético primário do sistema climático. A alteração da composição química da atmosfera é uma das vias mais eficazes para perturbar o balanço radiativo e, conseqüentemente, outros processos climáticos, entre estes o balanço hidrológico (Ramanathan et al., 2001). O balanço radiativo implica que a quantidade de energia absorvida pelo sistema climático, basicamente proveniente do sol, é similar à que o sistema emite de volta para o espaço (Figura 1.1.3).

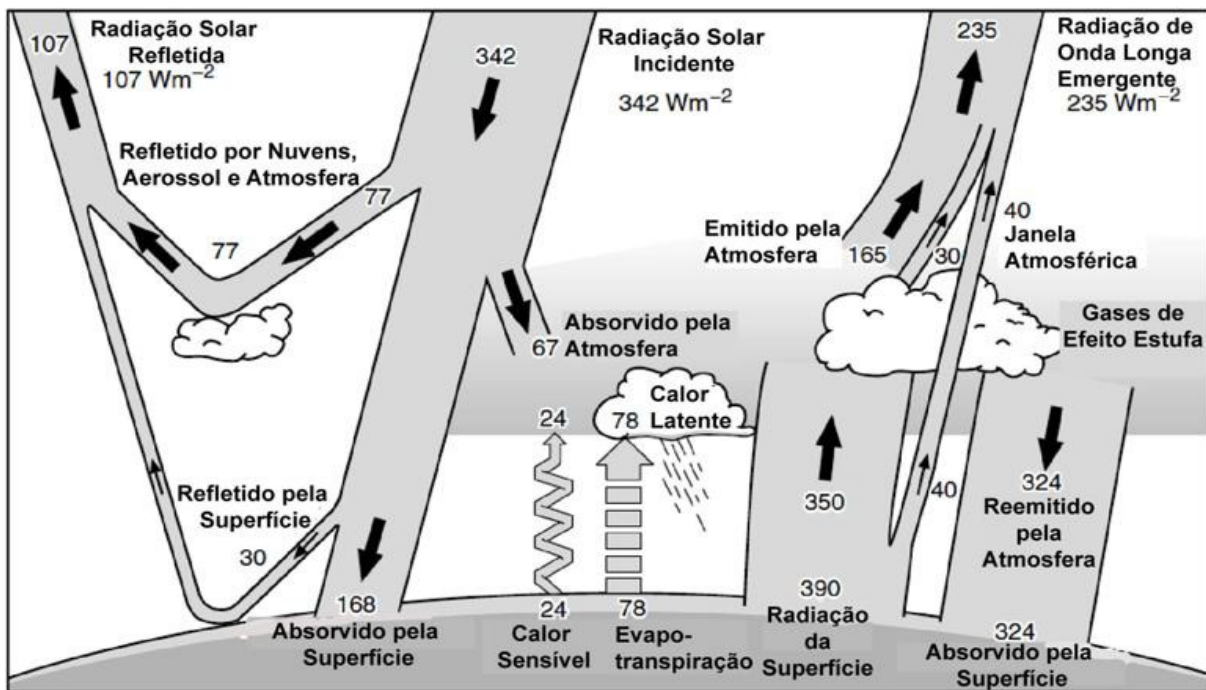


Figura 1.1.3 – Balanço anual global da energia no sistema climático. A quantidade de energia solar absorvida pelo sistema climático é balanceada pela emissão de radiação terrestre pelo sistema. A superfície terrestre absorve aproximadamente 50% da energia solar absorvida pelo sistema. Parte desta energia é transferida para a atmosfera na forma de calor sensível e latente. A atmosfera, por sua vez, emite radiação no espectro terrestre para fora do sistema. (Fonte: IPCC, 2007).

O topo da atmosfera recebe aproximadamente 342 Wm^{-2} de energia proveniente do sol, dos quais cerca de 107 Wm^{-2} são refletidos de volta para o espaço e 235 Wm^{-2} são absorvidos pelo sistema. Os elementos da atmosfera, nuvens, aerossóis e gases, são responsáveis por 72% da energia refletida para o espaço e a superfície, por 28% restante. Da energia que fica no sistema, 70% é absorvida pela superfície e 30% pelas nuvens, aerossóis e gases. A energia absorvida pela superfície é convertida nos fluxos de calor (sensível e latente) para a atmosfera e dentro do solo. O equilíbrio radiativo é estabelecido a partir das emissões de radiação no espectro terrestre ou de onda longa (basicamente, radiação com comprimento de onda maior que $4 \mu\text{m}$). Como é

mostrado na Figura 1.1.3, o sistema climático emite para o espaço quantidade de energia similar (235 Wm^{-2}) àquela que absorve proveniente do sol, estabelecendo, deste modo, o balanço radiativo. Entretanto, como referido anteriormente, este balanço está susceptível a perturbações induzidas por agentes externos. Uma vez perturbado, o sistema tende a se rearranjar de forma a re-estabelecer o equilíbrio radiativo. É este processo que está no cerne de um dos maiores desafios da comunidade científica na área do clima, isto é, caracterizar, entender e prognosticar o comportamento do sistema climático em todas as suas dimensões temporais (meteorológico e climático) e espaciais (global, regional e local) num cenário de transição de um estado de equilíbrio para outro. Esta transição pela qual o sistema climático potencialmente passa no momento está principalmente associada ao aquecimento médio da atmosfera atribuído ao aumento da concentração dos gases de efeito estufa (GEE), nomeadamente dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O) e ozônio (O_3), produzidos pelas atividades humanas (IPCC, 2001, 2007). O sucesso do empenho da comunidade científica depende da construção de um sólido e acurado conhecimento das características e da distribuição espacial e temporal dos elementos associados às forçantes externas e internas, assim como as vias através das quais estes perturbam o balanço de energia nas escalas global e regional.

Nas últimas décadas, muito se avançou no conhecimento das características dos GEE e das vias através das quais estes participam das mudanças no sistema climático, o que contribuiu para significativa redução da incerteza associada aos seus impactos (IPCC, 2001, 2007). Ao contrário, as incertezas associadas aos impactos dos aerossóis atmosféricos, outro importante componente antrópico para as mudanças climáticas, permanecem substanciais apesar dos progressos verificados. No cenário atual, a caracterização dos aerossóis e das vias através das quais estes afetam o clima constitui importantes desafios para a acurácia dos prognósticos do estado do sistema climático no futuro (IPCC, 2001, 2007). O primeiro desafio para o esforço de reduzir as incertezas associadas aos aerossóis é a dificuldade em caracterizar adequadamente a sua distribuição espacial, das suas propriedades físicas e químicas e o estado de mistura. Esta dificuldade vem do fato de que a mais importante característica dos aerossóis é a sua alta variabilidade espacial e temporal. Para ultrapassar este desafio é necessária uma sinergia entre monitoramento global de longo prazo, campanhas experimentais dedicadas e modelagem numérica.

1.2- Aerossóis atmosféricos

Os aerossóis atmosféricos consistem de partículas sólidas e líquidas suspensas no ar com diâmetro típico variando entre poucos nanômetros e dezenas de micrômetros (Seinfeld e Pandis, 1997). Estes apresentam formatos e composição química variados que dependem da fonte emissora e dos processos pelos quais sofrem na atmosfera. Quando emitidos diretamente são designados de aerossóis primários, porém, quando formados na atmosfera são classificados como aerossóis secundários (Seinfeld e Pandis, 1997). Podem ser emitidos por fontes naturais (ex. ressuspensão da poeira do solo e partículas marinhas pela ação do vento, vulcões) e antrópicas (ex. emissão veicular, queimadas). A **Figura 1.1.4** apresenta exemplos de partículas de aerossóis encontrados na atmosfera como função da fonte emissora e do tamanho. O tamanho das partículas tem substancial impacto no tempo de vida dos aerossóis na atmosfera e na sua eficiência em interagir com a radiação solar e terrestre.

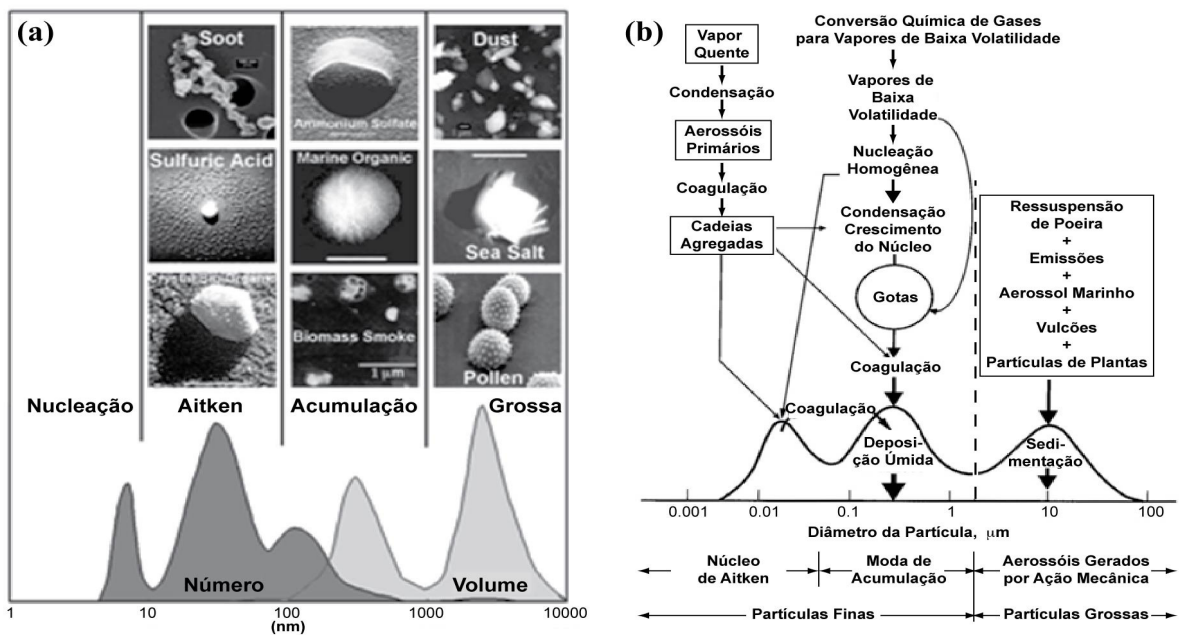


Figura 1.1. 4 – (a) Exemplos de aerossóis atmosféricos com descrição da composição química e tamanho. (b) Diagrama idealizado contendo a distribuição de tamanho dos aerossóis separada por modas, as fontes e os mecanismos que controlam a emissão, formação e remoção das partículas da atmosfera. (Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 1997).

Conforme o tamanho, as partículas são classificadas em diferentes modas. Uma classificação mais geral separa entre partículas finas e grossas, sendo $2,5 \mu\text{m}$ o diâmetro (d_p)

limítrofe entre as duas modas, enquanto uma segunda classificação divide as partículas em três grupos, núcleos de Aitken ($d_p < 0,1 \mu\text{m}$), moda de acumulação ($0,1 \mu\text{m} \leq d_p \leq 2,5 \mu\text{m}$) e moda grossa ($d_p > 2,5 \mu\text{m}$). O diagrama da distribuição de tamanho mostra também os principais mecanismos associados à formação, transformação, emissão e remoção das partículas. Partículas geradas a partir de processos de combustão, como, por exemplo, emissão veicular, centrais de energia e queima de biomassa estão, em geral, na moda fina. Os aerossóis da moda grossa estão comumente associados à ressuspensão de poeira do solo, pólenes, fragmentos de vegetação, emissões vulcânicas e partículas marinhas. Como pode ser visto no gráfico, existe maior interação entre as modas de Aitken e de acumulação. Em condições de alta concentração de partículas da moda de acumulação, os núcleos de Aitken tendem a coagular preferencialmente com esta moda, o que explicaria o mínimo em torno de $0,1 \mu\text{m}$ (Raes et al., 1995).

A moda de acumulação é a mais importante em termos radiativos devido à sua baixa constante de difusão (ao contrário da moda de Aitken) e baixa eficiência de impacto e velocidade de sedimentação (ao contrário das partículas da moda grossa). Deste modo, as partículas nesta moda podem viajar longas distâncias, o que aumenta a sua exposição ao campo de radiação e o potencial de interação com as nuvens. Além disso, a moda de acumulação representa o intervalo de tamanho de partículas que interage mais efetivamente com a radiação no espectro solar.

Os aerossóis emitidos por fontes naturais são dominantes dentro do sistema climático (Textor et al., 2006; Kinne et al., 2006). A contribuição das atividades humanas representa cerca de 10% dos aerossóis do globo (Textor et al., 2006) que estão concentrados nas proximidades e vento abaixo das fontes, e estão majoritariamente na moda fina. A **Figura 1.1.5** mostra a distribuição global da profundidade óptica dos aerossóis (medida óptica proporcional à concentração) nas modas fina e grossa. A moda grossa domina sobre os oceanos e vento abaixo das regiões de deserto, enquanto as partículas da moda fina dominam sobre continentes e ao longo das regiões costeiras. Vale mencionar que a ausência de informações sobre as regiões desérticas e sobre os pólos está associada a limitações dos algoritmos de inversão da profundidade óptica a partir de satélite para superfícies caracterizadas por altos valores de refletância.

Outro aspecto fundamental dos aerossóis é a sua composição química. De acordo com Senfield e Pandis (1997) mais de 40 elementos químicos são rotineiramente identificados em amostras de material particulado coletadas na atmosfera. Esses elementos têm origem diversa,

combustão de carvão, queima de biomassa, mineradoras, poeira, erupções vulcânicas, spray marinho etc. A **Tabela 1.1.1** apresenta um sumário da composição química para a moda fina e grossa. Nos modelos climáticos, a prescrição da composição química é geralmente feita dividindo os aerossóis em cinco categorias (IPCC, 2007; Kinne et al., 2006; Stier et al., 2007): aerossol sulfato (SU), material particulado orgânico (MPO), carbono elementar (BC, do termo inglês *Black Carbon*), poeira do deserto (*dust*, adoção do termo inglês por conveniência) e partículas marinhas (PM).

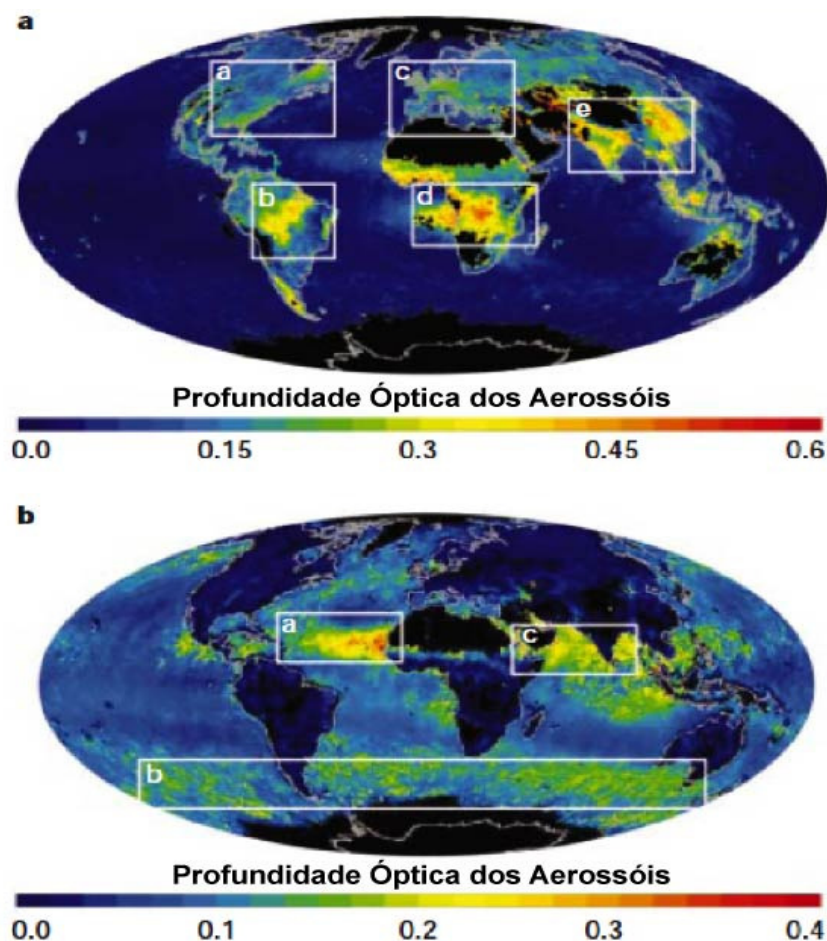


Figura 1.1. 5 - Distribuição global da profundidade óptica das partículas das modas (a) fina e (b) grossa obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA durante o mês de setembro de 2000. A profundidade óptica, representada na escala de cores, é uma medida da concentração de aerossóis na coluna atmosférica. As caixas brancas indicam as áreas com alta concentração de aerossóis. Moda fina: (a,c) Poluição urbana na América do Norte e Europa, (b,d) Queimadas na América do Sul e África. (e) Poluição no sul e sudeste da Ásia. Moda grossa: (a, c) plumas de poeiras da África e do Oriente Médio e (b) partículas de sal na região oceânica do hemisfério sul. (Fonte: Kaufman et al., 2002).

Os aerossóis de sulfato são majoritariamente produzidos pela oxidação do dióxido de enxofre (SO₂) e estão associados a fontes naturais e antrópicas, sendo as indústrias, a queima de combustíveis fósseis, a biosfera marinha e as erupções vulcânicas os maiores contribuidores (IPCC, 2007). O material particulado orgânico está associado a processos de combustão como queima de biomassa e emissão veicular e também à emissão biogênica. O *black carbon* é emitido durante processos de combustão incompleta, principalmente relacionados à queima de biomassa e à emissão veicular. Os aerossóis *dust* e sal marinho são majoritariamente emitidos devido à ação do vento.

Tabela 1.1.1- Sumário da composição química, mecanismos de formação, fontes e tempo de vida dos aerossóis das modas fina e grossa. (Fonte: Senfield e Pandis, 1997)

	Moda fina	Moda grossa
Vias de formação	Reações químicas Nucleação Condensação Coagulação Processamento por nuvens	Ação mecânica Suspensão de poeiras
Composição	Sulfato Nitrato Amônia Carbono elementar Compostos orgânicos Água Metais (Pb, Cd, V, Ni, Cu, Zn, Mn, Fe, etc)	Poeira suspensa Cinzas Elementos da crosta (Si, Al, Ti, Fe) CaCO ₃ , NaCl Pólen, restos de vegetação
Fontes	Combustão (carvão, gasolina, diesel, madeira) Conversão gás partícula de NO _x , SO ₂ , VOC's Mineradoras	Ressuspensão de poeira industrial e do solo Fontes biogênicas Spray marinho
Vida na atmosfera	Dias a semanas	Minutos a dias
Distância	Centenas a milhares de km	< dezenas de km

Do ponto de vista radiativo, a composição química das partículas é usualmente analisada a partir do índice de refração complexo ($n + ik$). À parte real (n) está associado o processo de espalhamento da radiação e à parte imaginária (k) o de absorção da radiação. Quanto maior a parte imaginária, mais absorvedora é a partícula. A **Tabela 1.1.2** apresenta índices de refração

complexos obtidos de várias fontes na literatura para diversas substâncias e categorias de aerossóis. Como se pode ver, o *black carbon* é a substância mais absorvedora, enquanto aerossóis com sulfato são os mais espalhadores. Os aerossóis marinhos são pouco absorvedores e apresentam valores baixos de n , próximos do da água, enquanto os aerossóis de deserto, junto com as partículas de *black carbon*, apresentam os maiores valores de n . Ao contrário das partículas marinhas, a capacidade de absorção dos aerossóis de poeiras de deserto não é desprezível, embora os valores de k sejam menores que os do *black carbon*.

Tabela 1.1. 2 – Dados experimentais de índice de refração complexo para diferentes substâncias e categorias de aerossóis atmosféricos para comprimentos de onda no visível.

Substância	Categoria	λ μm	Real (n_λ)	Imag. (k_λ)	Referência
H₂O		0,510	1,34	1,0x10⁻⁹	Jacobson (2005)
Black carbon	Black carbon	0,510	1,82	0,740	Jacobson (2005)
	Black carbon	0,545	1,87	0,220	Schkolnik et al. (2007)
	Black carbon	0,550	1,75	0,440	Shettle e Fenn (1979)
Carbono orgânico	Material orgânico	0,510	1,45	1,0x10 ⁻³	Jacobson (2005)
H₂SO₄	Sulfato	0,510	1,43	1,0x10 ⁻⁸	Jacobson (2005)
(NH₄)₂SO₄	Sulfato	0,510	1,52	5,0x10 ⁻⁴	Jacobson (2005)
NaCl	Oceânico	0,510	1,45	1,5x10 ⁻⁴	Jacobson (2005)
	Oceânico	0,550	1,38	3,7x10 ⁻⁹	Shettle e Fenn (1979)
	Oceânico	0,550	1,381	4,26x10 ⁻⁹	Levoni C et al. (1997)
	Oceânico	0,440	1,36(1)	1,5x10 ⁻³ (1)	Dubovik et al. (2002)
	Dust/Oceânico	0,440	1,48(5)	2,5x10 ⁻³ (1)	Dubovik et al. (2002)
	Dust	0,550	1,53	5,5x10 ⁻³	d'Almeida (1991)
	Dust	0,450	1,55-1,56	3,1 -5,2(x10 ⁻³)	Petzold et al. (2009)
	Dust	0,440	1,56	2,9x10 ⁻³	Dubovik et al. (2002)
	Urbano (Paris)	0,440	1,40(3)	9,0x10 ⁻³ (4)	Dubovik et al. (2002)
	Urbano (C. México)	0,440	1,47(3)	1,4x10 ⁻² (6)	Dubovik et al. (2002)
	Urbano (Sendai)	0,514	1,47-1,57	0,009 - 0,037	Tanaka et al. (1983)
	Queimadas (Floresta)	0,545	1,41-1,46	1,3-1,6(x10 ⁻²)	Guyon et al. (2003)
	Queimadas (Floresta)	0,440	1,47(3)	9,3x10 ⁻⁴ (3)	Dubovik et al. (2002)
	Queimadas (Savana)	0,440	1,51(1)	0,021(4)	Dubovik et al. (2002)

Apesar da consistência que se observa entre os valores dos aerossóis dos distintos meios, por exemplo, maiores valores de k em ambientes urbanos e de queimadas, onde se esperam

maiores frações de *black carbon* devido à ocorrência de processos de combustão incompleta, percebe-se também uma significativa variabilidade entre valores de n e k para um mesmo tipo de aerossol ou ambiente. São vários os fatores associados a isto, desde aqueles intrinsecamente relacionados à amostra (ex. estado de mistura) como também fatores referentes à metodologia de medição. A medição do índice de refração complexo continua sendo um dos principais desafios na caracterização dos aerossóis atmosféricos, o que, de certa forma, é refletido na importante divergência que se verifica entre os valores disponíveis na literatura. Como exemplo, o trabalho de Bergstrom et al. (2002) apresenta um exemplo de divergência entre resultados de medições do índice de refração de uma mesma substância (*black carbon*) e discute como os valores de n e k são sensíveis à metodologia. Para o modelamento no contexto dos modelos climáticos o desafio é ainda maior, pois não só é necessário prescrever corretamente o índice de refração complexo das substâncias que compõem os aerossóis atmosféricos como é fundamental modelar acuradamente o estado de mistura.

1.3- O papel dos aerossóis no sistema climático

O estudo do papel dos aerossóis no sistema climático tem sido em geral pautado pela análise dos efeitos direto e indireto destes no balanço radiativo na atmosfera (Hansen et al., 1997; Ramanathan et al., 2001; Ackerman et al., 2000a; Menon et al., 2004; IPCC, 2001, 2007). A **Figura 1.1.6** mostra um diagrama descrevendo os modos através dos quais os aerossóis podem afetar o balanço radiativo. Esses modos são comumente analisados em termos dos efeitos radiativos direto, indireto e semi-direto. O efeito radiativo direto é o mecanismo por meio do qual os aerossóis espalham e absorvem radiação nos espectros solar e terrestre, portanto, alterando diretamente o balanço radiativo do sistema climático (IPCC, 2007). Todos os tipos de aerossóis mencionados anteriormente, sulfato, material orgânico, *black carbon*, *dust* e partículas marinhas afetam diretamente a transferência radiativa dentro da atmosfera. Para uma determinada coluna atmosférica, a magnitude, o sinal e a região do espectro (solar ou terrestre) associados ao efeito direto dependem da quantidade, da distribuição de tamanho, do índice de refração complexo e da distribuição vertical das partículas, além do albedo da superfície (Haywood e Boucher, 2000; Ramaswamy et al., 2001). Como referido anteriormente, as partículas na moda de acumulação

tem interação mais efetiva com a radiação solar, aquelas com maior k absorvem mais radiação, aerossóis puramente espalhadores ($k \sim 0$) espalham toda a radiação. Estes últimos aumentam a quantidade de energia que deixa o sistema climático pelo topo da atmosfera em qualquer circunstância, enquanto no caso dos absorvedores o resultado depende da superfície. Aerossóis absorvedores sobre superfície com baixo albedo como, por exemplo, oceanos e vegetação densa aumentam a quantidade de energia que deixa o sistema climático. No entanto, o efeito pode ser oposto quando estes aerossóis estão sobre superfícies com alto albedo como, por exemplo, regiões desérticas e nuvens (Chylek and Wong, 1995; Haywood and Shine, 1995). Independentemente das suas propriedades e do albedo da superfície, todos os tipos de aerossóis reduzem a quantidade de energia no espectro solar descendente na superfície. Entretanto, no caso dos aerossóis absorvedores, o impacto tende a ser maior que no caso dos mais espalhadores (Ramanathan et al., 2001). Globalmente, o impacto líquido do efeito radiativo direto dos aerossóis é de diminuir a quantidade de energia solar absorvida pelo sistema climático e reduzir a quantidade de energia disponível na superfície (IPCC, 2007). Embora os mecanismos associados ao efeito radiativo direto sejam bem conhecidos, significativas incertezas ainda afetam a sua avaliação, principalmente com relação à sua distribuição espacial e temporal (Kinne et al., 2005; Schulz et al., 2006; IPCC, 2007). Não obstante as evidências da relevância dos impactos dos efeitos dos aerossóis, a representação destes, quando incluídos, continua deficiente em muitos modelos de circulação atmosférica (Wild, 1999, 2005). Foram esses desafios, associados ao efeito radiativo direto dos aerossóis, que nortearam a proposta e os principais objetivos do presente trabalho. Portanto, um maior desenvolvimento teórico da física associada ao efeito radiativo direto é apresentado no capítulo seguinte.

O efeito indireto é o mecanismo através do qual os aerossóis modificam as propriedades microfísicas das nuvens alterando, portanto, suas propriedades radiativas, a quantidade e o seu tempo de vida na atmosfera. O elemento chave no efeito indireto é a capacidade dos aerossóis atuarem como núcleos de condensação, o que depende do tamanho das partículas, sua composição química e das condições do meio (Penner et al., 2001). O efeito indireto dos aerossóis é geralmente subdividido em efeito no albedo das nuvens (Twomey, 1977; Lohmann and Feichter, 2005) e efeito no tempo de vida das nuvens (Albrecht, 1989; Lohmann and Feichter, 2005). Para um mesmo conteúdo de água líquida, o aumento na concentração de núcleos de condensação induz à formação de gotículas menores. Gotas menores interagem mais

eficientemente com a radiação solar do que as maiores, resultando no aumento do albedo da nuvem. O aumento do tempo de vida das nuvens está associado à redução de sua eficiência precipitante. Nuvens com gotas menores demoram mais tempo para precipitar, o que aumenta o seu tempo de vida e, conseqüentemente, a sua influência no balanço radiativo. O impacto do efeito radiativo indireto dos aerossóis é de resfriamento do sistema climático (IPCC, 2007), pois todos os mecanismos associados a este contribuem para aumentar a energia refletida de volta para o espaço. Embora seja reconhecido como o efeito mais controverso e com maior incerteza no contexto do papel dos aerossóis no sistema climático, a discussão do efeito radiativo indireto se restringe a este tópico, uma vez que não é o tema central do presente estudo.

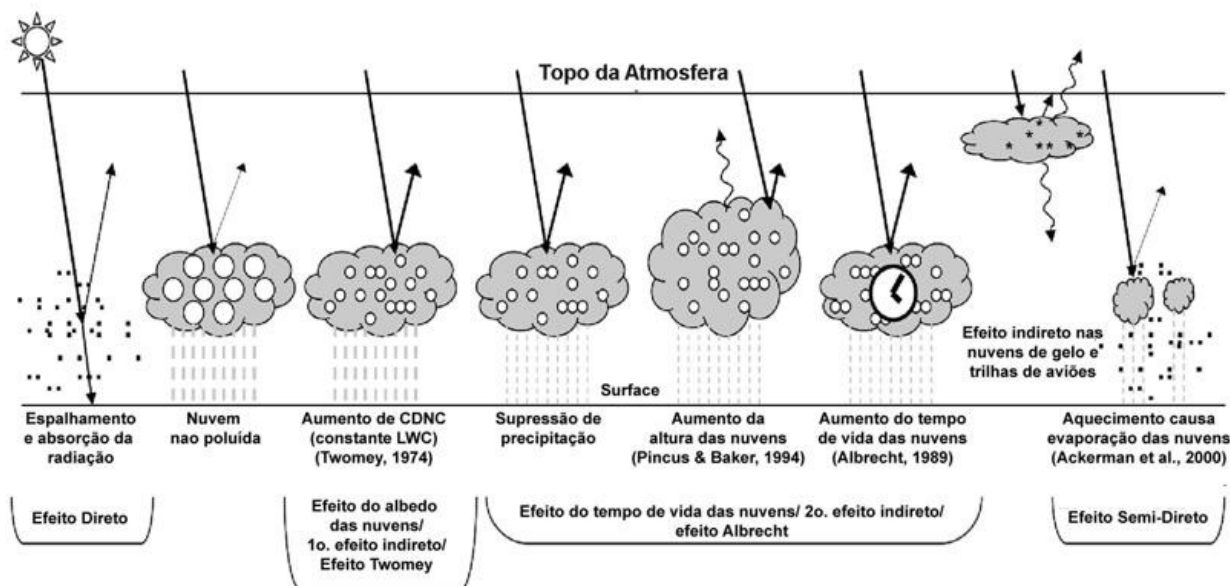


Figura 1.1. 6. Representação esquemática dos vários mecanismos associados com os efeitos radiativos dos aerossóis (Haywood and Boucher, 2000). Os pontos pretos menores representam os aerossóis e os círculos brancos, gotas de nuvens. As linhas grossas e finas representam respectivamente a radiação solar incidente e refletida. As linhas onduladas simulam a radiação de onda longa. A nuvem na condição natural apresenta gotas maiores, enquanto nuvens em condições poluídas apresentam gotas menores. Concentração de número de gotas de nuvens (CDNC, do inglês *cloud droplet number concentration*). Conteúdo de água líquida (LWC, do inglês *liquid water content*).

O efeito semi-direto consiste no aquecimento da atmosfera devido à absorção de energia radiativa pelos aerossóis induzindo, por consequência, a evaporação de nuvens e a estabilização da atmosfera (Hansen et al., 1997; Ackerman et al., 2000a; Menon et al., 2003; Koren et al., 2004). Em última análise, o efeito semi-direto é uma consequência do efeito radiativo direto, pois está diretamente relacionado com absorção de radiação pelos aerossóis e a distribuição vertical destes. A evaporação de nuvens pré-existentes e a prevenção da formação de novas nuvens através da estabilização da atmosfera tem como impacto a redução do albedo do sistema

climático. O efeito semi-direto é o único entre os efeitos radiativos dos aerossóis que, independentemente das circunstâncias, contribui para o aumento da energia dentro do sistema climático. O potencial de impacto deste efeito é alto, entretanto, de acordo com o IPCC (2007), o entendimento científico deste mecanismo é insuficiente para uma caracterização definitiva da magnitude do seu impacto.

1.4- Problemática: contexto global

A **Figura 1.1.7** apresenta o gráfico resumo do último relatório do IPCC com as estimativas da forçante radiativa média global do sistema climático referentes aos agentes externos, isto é, o sol e as atividades humanas.

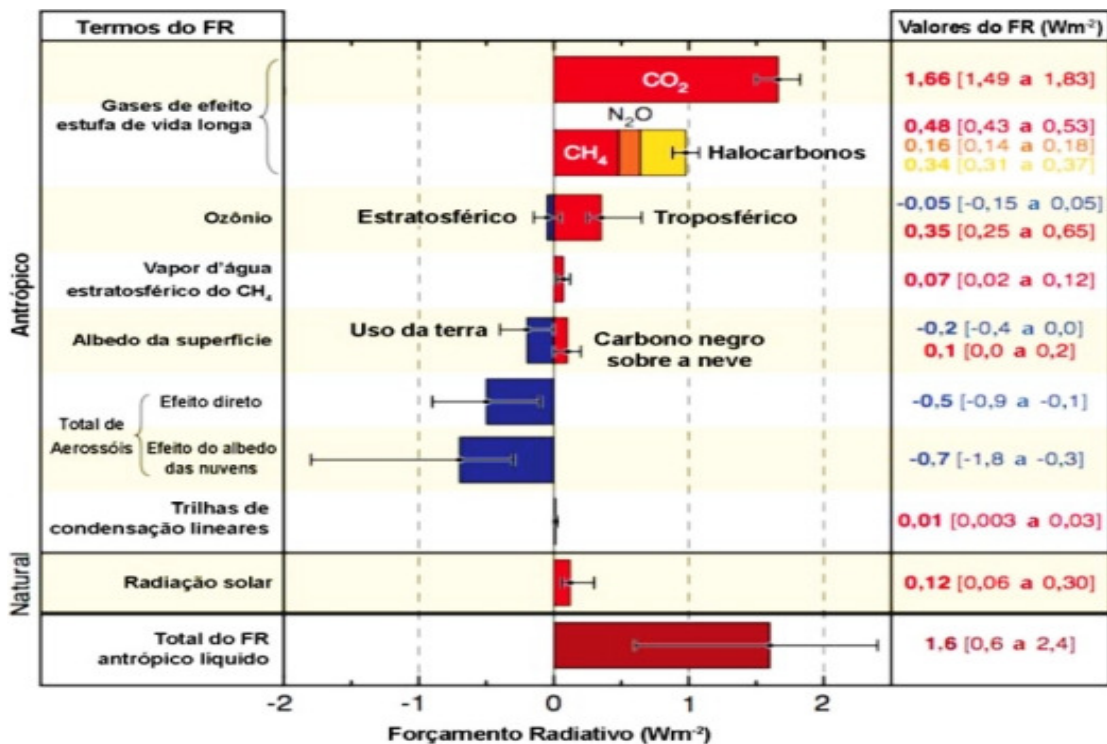


Figura 1.1. 7 - Forçante radiativa média global e anual e a respectiva incerteza para 2005 com relação a 1750 para os gases de efeito estufa (CO₂, CH₄, N₂O), aerossóis e outros agentes. (Fonte: IPCC, 2007).

Este gráfico é comumente empregado para ressaltar a incerteza nas estimativas da forçante radiativa dos aerossóis com relação aos gases de efeito estufa. Também é utilizado para

destacar a incerteza na forçante associada ao efeito radiativo indireto dos aerossóis quando comparada à do efeito radiativo direto. Entretanto, embora menor que a do efeito indireto, a incerteza do efeito direto é substancial (Forster et al., 2007; Kinne et al., 2006), aproximadamente o valor da própria forçante.

O desafio em estimar o efeito radiativo direto dos aerossóis se torna mais evidente quando analisamos a **Figura 1.1.8**, do mesmo relatório, que compara as estimativas da forçante radiativa direta dos aerossóis obtida a partir de modelos e de satélites analisados pelo IPCC. É evidente a significativa diferença entre os modelos e entre estes e as observações.

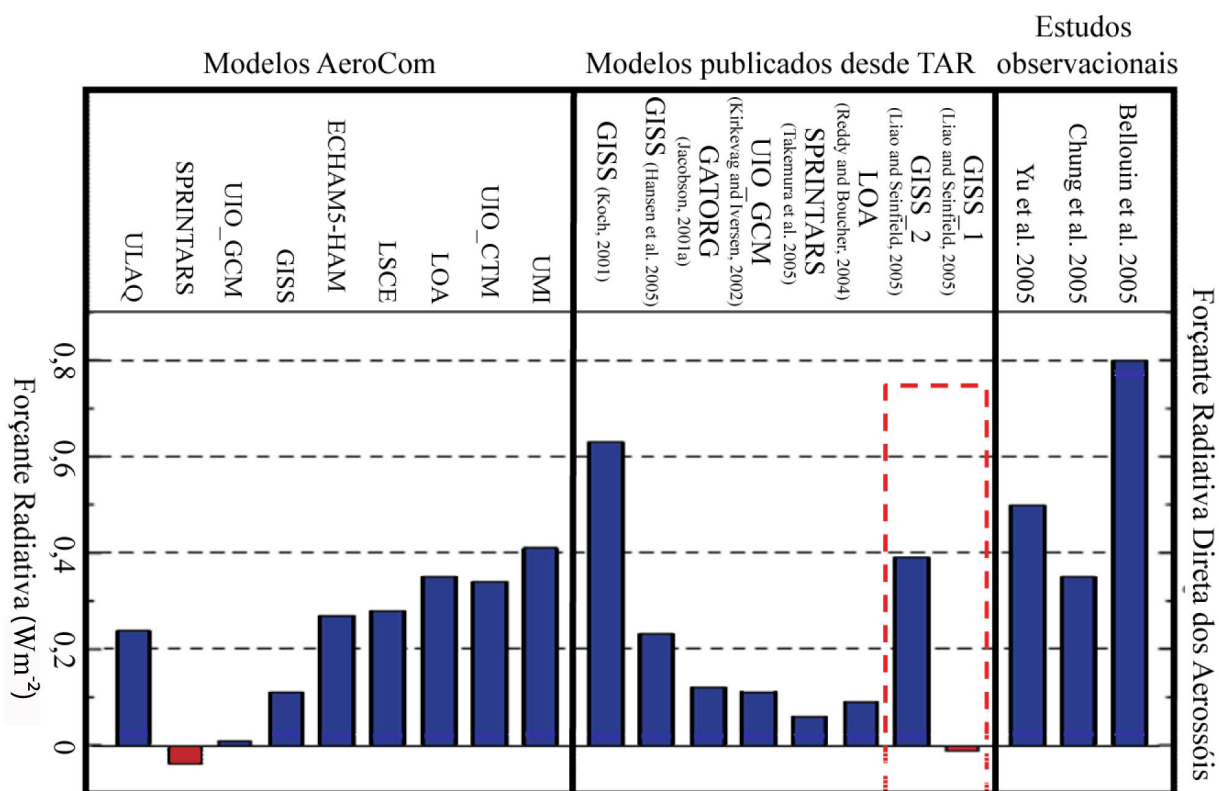


Figura 1.1. 8 – Estimativas da forçante radiativa direta dos aerossóis baseados em estudos observacionais, estudos numéricos independentes e resultados do experimento numérico AeroCom, no qual foram prescritas as mesmas condições de emissões de aerossóis para todos os modelos. A caixa vermelha realça o caso do resultado de um mesmo modelo (GISS) em que foi alterado apenas o estado de mistura dos aerossóis, de mistura interna para externa. (Fonte: IPCC, 2007).

Os próprios resultados do experimento AeroCom (Textor et al., 2006), em que se homogeneizaram as emissões dos modelos, apresentam diferenças importantes. Estas discrepâncias são uma clara demonstração das dificuldades que ainda existem no modelamento do efeito radiativo direto dos aerossóis. Vale ressaltar que regionalmente as discrepâncias entre os resultados dos modelos são maiores (Schulz et al., 2006; Kinne et al., 2005). Com relação aos

resultados da AeroCom, Kinne et al. (2005) mostraram que, não obstante a concordância entre a profundidade óptica média global modelada e a observada, existe uma significativa divergência na distribuição regional da profundidade óptica e no estado de mistura dos aerossóis. Esta divergência é particularmente problemática para o caso dos aerossóis mais absorvedores, isto é, *dust* e carbonáceos.

Embora ocorra maior diversidade entre os resultados dos modelos, as estimativas observacionais também são caracterizadas por diferenças importantes, particularmente entre os resultados de Bellouin et al. (2005) e Chung et al. (2005). A diferença é de quase 100%. Em parte, a divergência entre os resultados dos dois estudos deve-se a diferentes considerações com relação à distribuição espacial das propriedades radiativas dos aerossóis, especialmente com relação à absorção. Enquanto Bellouin et al. (2005) utilizaram propriedades radiativas médias dos aerossóis para as cinco regiões nas quais dividiram o planeta, Chung et al. (2005) consideraram a variabilidade das propriedades radiativas dentro das regiões definidas por Bellouin et al. (2005). Yu et al. (2006), utilizando uma base maior de medições e especificação mais detalhada das propriedades dos aerossóis quando comparadas aos dois estudos anteriores, chegaram a resultado estatisticamente similar ao de Chung et al. (2005). Tanto Chung et al. (2005) quanto Yu et al. (2006) associaram parte importante da incerteza nos resultados obtidos às incertezas na descrição da absorção dos aerossóis e na distribuição vertical destes. Yu et al. (2006) também chamaram atenção para a maior incerteza nas estimativas regionais quando comparadas com a global.

A importância das incertezas no modelamento do efeito radiativo direto dos aerossóis não se restringe ao cálculo da forçante radiativa no contexto climático. Wild (1999, 2005) mostrou que, em regiões com altas concentrações de aerossóis, os modelos de circulação geral utilizados operacionalmente superestimaram sistematicamente a quantidade de energia solar na superfície, enquanto subestimaram a absorção de radiação pela atmosfera quando comparados com dados observados. Wild (1999, 2005) atribuiu esta discrepância à limitação na representação das propriedades dos aerossóis, sendo a subestimativa da absorção dos aerossóis um dos principais problemas. Entre os diversos modelos avaliados por Wild (1999, 2005), o ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) foi o que apresentou melhores resultados, por possuir a melhor representação dos aerossóis naquele momento. Milton et al. (2008) avaliaram o balanço radiativo do modelo global de previsão de tempo Met Office Unified Model (MetUM) comparando os resultados com dados observados para regiões afetadas por aerossóis *dust* e de

queima de biomassa na região oeste da África. As avaliações apontaram a deficiente representação da absorção de radiação pelos aerossóis e do albedo da superfície como os principais responsáveis pelas discrepâncias entre os resultados do modelo e as observações.

A representação das propriedades radiativas, em especial a absorção, dos aerossóis tem sido também um dos principais desafios do monitoramento global dos aerossóis a partir de satélites (Ichoku et al., 2003; Levy et al., 2007; Levy et al., 2010). A inversão da profundidade óptica dos aerossóis sobre as regiões de queimadas no sul da África pelo sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA tiveram melhorias significativas após Ichoku et al. (2003) mostrarem que os aerossóis daquela região são mais absorvedores do que havia sido considerado previamente pelo algoritmo de inversão do sensor. As diferenças sistemáticas recentemente observadas nas comparações entre a profundidade óptica dos aerossóis invertidas pelo MODIS e estimadas pelos fotômetros da rede AERONET sobre as regiões de queimadas no sul da Amazônia e no cerrado (Rosário et al., 2009; Hoelzemann et al., 2009; Levy et., 2010) estão reconhecidamente associadas às considerações na representação da absorção dos aerossóis da região. O atual algoritmo de inversão considera aerossóis mais absorvedores para estas regiões do que sugere as medições da AERONET (Levy et., 2010).

Em suma, a problematização acima visou destacar dois aspectos importantes que ainda comprometem a acurácia da avaliação do efeito radiativo direto dos aerossóis. O primeiro refere-se à deficiente caracterização das propriedades radiativas intensivas dos aerossóis, especialmente as que descrevem a capacidade de absorção. O segundo aspecto está associado à representação da variabilidade regional dessas propriedades. Portanto, esforços que visem efetuar uma acurada avaliação do efeito radiativo direto, além de representar corretamente a distribuição espacial e temporal da concentração das partículas precisam representar de forma adequada a variabilidade regional das propriedades radiativas intensivas dos aerossóis, isto é, aquelas que não dependem da abundância das partículas. Foi, portanto, este contexto que norteou a definição do objetivo geral do presente projeto, isto é, estudar a distribuição espaço-temporal dos aerossóis sobre a região da América do Sul com foco na variabilidade das suas propriedades microfísicas e radiativas intensivas. O tópico seguinte debruça sobre as principais fontes de aerossóis e os fatores que influenciam a variabilidade dos aerossóis sobre a América do Sul.

1.5- Problemática: América do Sul

À semelhança do que acontece na escala global, o sistema de aerossóis na América do Sul é caracterizado por significativa variabilidade geográfica e temporal no que se refere à concentração e às propriedades intensivas do material particulado. Como mencionado anteriormente, essa heterogeneidade é essencialmente controlada pela proximidade, intensidade e sazonalidade da fonte. Além dos fatores intrínsecos às fontes, os padrões meteorológicos associados à circulação, estabilidade, remoção e umidade desempenham importante papel na distribuição espacial e temporal das propriedades das partículas. As condições naturais (aquelas associadas às fontes naturais locais), no geral, são caracterizadas por baixas concentrações de aerossóis. Considerando o exemplo da bacia Amazônica, mais precisamente a região sul da bacia (Alta Floresta, 9°S, 56,0°W), em condições naturais, a concentração de material particulado com diâmetro menor que 10 μm (PM10) é 9–12 $\mu\text{g m}^{-3}$, sendo a concentração da moda fina (PM2,5) de 2–3 $\mu\text{g m}^{-3}$ (Martin et al., 2010). No entanto, durante o período das queimadas, em eventos extremos, a concentração de PM10 naquela região atinge valores de até 300–600 $\mu\text{g m}^{-3}$, sendo a moda fina responsável por cerca de 78% da massa total. Enquanto isso, na área central da bacia (Balbina, 1,9°S, 59,5°W) a concentração do material particulado durante o mesmo período não sofre alteração tão pronunciada em função da distância das áreas de queimadas. A concentração média do PM10 e da moda fina fica em torno de 11 $\mu\text{g m}^{-3}$ e 4 $\mu\text{g m}^{-3}$, respectivamente (Martin et al., 2010). Na região do cerrado (Cuiabá, 15,7°S, 56,0°W) é possível observar um comportamento similar (Echalar et al., 1998), isto é, as condições naturais dominadas por concentrações relativamente baixas de material particulado (PM10 ~ 15 $\mu\text{g m}^{-3}$), típicas de áreas continentais remotas (Kondratyev, 1999).

Sobre a região continental e oceânica da América do Sul, de modo geral, desconhece-se a ocorrência sistemática de variabilidade significativa (do ponto de vista do efeito radiativo direto) na concentração de material particulado associada a emissões de fontes naturais locais, de modo que a participação das fontes naturais na variabilidade da concentração regional de material particulado é relativamente pequena. Por outro lado, é nos cenários de alterações significativas da concentração dos aerossóis que a variabilidade das propriedades intensivas tem maior potencial de impacto no cálculo do efeito radiativo direto e semi-direto. Com base nisso, a discussão que se segue, e o projeto como um todo, privilegia a análise das fontes que induzem a perturbações

significativas no campo regional da concentração de aerossóis. Na América do Sul, as principais fontes são as queimadas, a emissão urbano-industrial e a poeira transportada do deserto do Saara, que é proveniente de uma fonte natural, porém remota.

Entre os anos de 1997 e 2000, de 16 a 27% de todas as queimadas de biomassa registradas no globo ocorreram na América do Sul (Schulz et al., 2002). Ao sul do equador, o Brasil é o país que contabiliza mais queimadas, enquanto ao norte, a Venezuela e a Colômbia dominam as emissões por queimadas (Dwyer et al, 2000). A **Figura 1.1.9** mostra a distribuição espacial de focos de queimadas acumulados sobre a América do Sul durante o ano de 2004 (Freitas et al., 2005). Também é apresentado um mapa de vegetação com destaque para os ecossistemas da floresta amazônica e cerrado, onde ocorre o maior número de focos de queimadas. No cerrado, a vegetação é, em sua maior parte, semelhante à de savana, com gramíneas, arbustos e árvores esparsas (Coutinho, 1990), e as queimadas estão, no geral, associadas ao manejo do solo visando à pecuária e à agricultura. A vegetação nativa da bacia amazônica consiste principalmente da floresta tropical úmida. As queimadas nas bordas da floresta estão relacionadas com o desmatamento primário e com a atividade sazonal de preparo do solo, que consiste na queima de floresta secundária e pastagem (Fearnside, 1990).

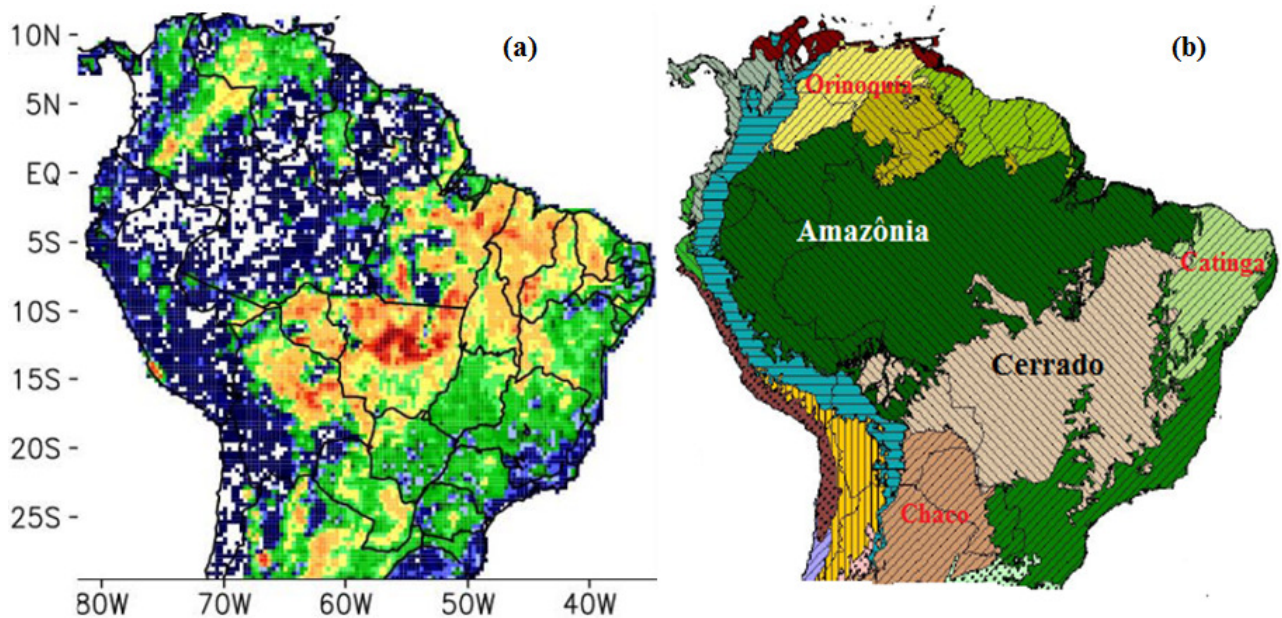


Figura 1.1. 9 – (a) Distribuição espacial do número de focos de queimadas detectados sobre a América do Sul em 2004 por sensores a bordo de satélites (Fonte: Freitas et al., 2005). (b) Mapa de vegetação com destaque dos ecossistemas onde a incidência de focos é alta. (Fonte: Josse et al., 2003).

A maioria das queimadas sobre o continente está distribuída ao longo da região do cerrado e áreas de fronteiras da floresta primária. Nas áreas remotas da floresta tropical, a ocorrência de focos é quase nula. À medida que se aproxima das regiões costeiras, a leste do continente, ocorre progressiva redução no número de focos. No sentido oposto, extremo oeste, existe uma abrupta redução no número de focos associado à presença dos Andes. No extremo noroeste do continente têm-se as queimadas na Venezuela e Colômbia, enquanto a região sul do continente apresenta áreas de extensão reduzida com densidade moderada de focos, especificamente na borda leste do Paraguai e norte da Argentina. É essa configuração espacial da densidade de focos que primariamente define o campo da concentração do material particulado produzido pelas queimadas. Seguidamente, têm-se o padrão de circulação dominante e os processos de remoção. A **Figura 1.1.10** mostra a climatologia da precipitação, pressão e vento nos baixos níveis sobre a América do Sul. Como se pode observar, o padrão de circulação regional dominante é essencialmente definido pela posição e intensidade dos centros de alta pressão de larga escala e pela presença da barreira dos Andes. Estudos têm mostrado que a posição do centro de alta pressão do Atlântico Sul, combinado com o deslocamento de sistemas transientes, é determinante no transporte de produtos de queimadas da Amazônia em direção a regiões remotas no sul do continente (Longo et al., 2009; Freitas et al., 2010).

Ainda do ponto de vista do transporte atmosférico, um aspecto importante na distribuição espacial dos produtos de queimadas é o nível de altitude no qual o material é injetado (Freitas et al., 2006). Isto depende das características da queima e das condições de estabilidade atmosférica. O material injetado acima da camada limite planetária está mais susceptível a ser transportado por longas distâncias alterando, portanto, o campo de concentração em áreas remotas do continente (Freitas et al., 2005, 2006). No caso das propriedades intensivas dos aerossóis de queimadas, o conhecimento que se tem dos processos que controlam a variabilidade espacial e temporal é limitado e, por vezes, conflitante, o que motivou o interesse do projeto no assunto. Aliada à complexidade dos processos que controlam a variabilidade das propriedades intensivas, tem-se o fato de não haver medição sistemática e acurada com alta resolução espacial das propriedades intensivas do material particulado. Usualmente, climatologias locais de propriedades ópticas são extrapoladas para áreas maiores e também aplicadas em regiões remotas afetadas por aerossóis produzidos por processo similar.

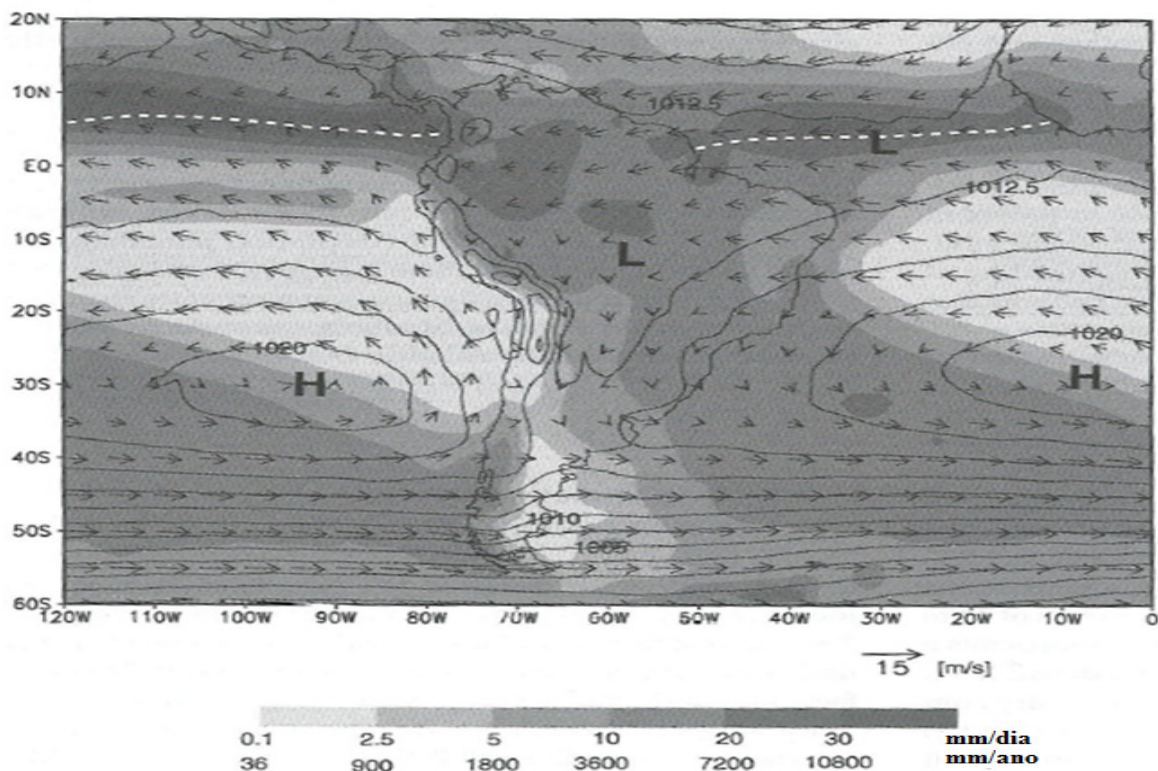


Figura 1.1. 10 – Climatologia de precipitação (sombreado), pressão (linhas) e vento (flechas) na superfície para a América do Sul e oceanos adjacentes. A linha tracejada branca representa a Zona de Convergência Inter-Tropical e as letras H e L representam, respectivamente, centros de alta e baixa pressão. (Fonte: Veblen et al., 2007).

A melhor cobertura espaço-temporal que se tem das propriedades ópticas intensivas dos aerossóis sobre a América do Sul é aquela provida pela AEROSOL ROBOTIC NETWORK (Holben et al., 1998), que operou cerca de 65 estações, permanentes e temporárias, distribuídas sobre uma área continental de ~17,7 milhões de km². A área coberta pela pluma regional de aerossóis produzida durante o pico das queimadas na região central da América do Sul alcança valores de até 6 milhões de km² (Prins et al., 1998), área um pouco menor que aquela da bacia Amazônica (7 milhões de km²). A maior parte do atual conhecimento sobre as propriedades das partículas de queimadas sobre a América do Sul é proveniente de uma região específica da pluma, que inclui o sul da bacia Amazônica e as áreas de cerrado adjacentes. Pouco conhecimento existe sobre as características das partículas da pluma quando esta se encontra distante da fonte, tampouco a respeito das plumas produzidas pelas queimadas nas regiões nordeste e noroeste do continente. Sendo todas as plumas provenientes do processo de queima de biomassa, é natural pensar em extrapolar as características da região estudada para as demais. Entretanto, a variabilidade dentro da própria região estudada e a dificuldade em caracterizar os fatores a ela associada desafia a

extrapolação indiscriminada. Medições, tanto *in situ* como a partir de sensoriamento remoto (Reid et al., 1998, 2005; Dubovik et al., 2002), têm mostrado a diferença entre as características das partículas de aerossóis de queimadas do sul da Amazônia e do cerrado, especialmente com relação à capacidade de absorção da radiação. Além disso, a magnitude da variabilidade observada entre os comportamentos médios das duas localidades é similar à observada entre medições instantâneas em cada uma delas de modo que a variabilidade temporal sobre as duas regiões precisa também ser incluída na discussão do problema. O albedo simples ($\omega_{o\lambda}$) é a propriedade óptica comumente utilizada para descrever a capacidade de absorção de radiação pelos aerossóis. Na **Tabela 1.1.3** são apresentados valores obtidos durante experimentos realizados nas duas regiões citadas anteriormente, sul da Amazônia e a região do cerrado adjacente. Os resultados são apresentados separando amostras de aerossóis de queimadas recém emitidos e com maior tempo de permanência na atmosfera (envelhecidos).

Tabela 1.1. 3 – Estimativas do albedo simples (ω_o) dos aerossóis de queimadas para a região central da América do Sul e melhores estimativas para aerossóis de queimadas, em geral, de acordo com Reid et al.(2005).

Referência	λ (nm)	região	Metodo	ω_o	Umidade
Aerossóis recém emitidos para a atmosfera					
Reid e Hobbs (1998)	550	FT ^a (F ^c)	<i>in situ</i>	0,74±0,06	seco
Reid e Hobbs (1998)	550	FT(S ^d)	<i>in situ</i>	0,84±0,02	seco
Reid et al. (2005) (melhor estimativa)	550	FT	<i>in situ</i>	0,85±0,05	seco
Reid e Hobbs (1998)	550	CR ^b (F)	<i>in situ</i>	0,77±0,03	seco
Reid et al. (2005) (melhor estimativa)	550	CR	<i>in situ</i>	0,82±0,05	seco
Aerossóis envelhecidos					
Reid e Hobbs (1998)	550	FT	<i>in situ</i>	0,86±0,05	seco
Reid et al. (2005) (melhor estimativa)	550	FT	<i>in situ</i>	89±0.05	seco
Reid et al. (2005) (melhor estimativa) ⁺	550	FT	<i>in situ</i>	0.92	ambiente
Guyon et al. (2003)		FT	<i>in situ</i>	0,89±0,02	seco
Chand et al. (2010)	545	FT	<i>in situ</i>	0,92±0,02	seco
Dubovik et al. (2002)	440/670	FT	fotômetro	0,94(2)/0,93(2)	ambiente
Procopio et al. (2003)	440/670	FT	fotômetro	0,93(1)/0,90(1)	ambiente
Dubovik et al. (2002)	440/670	CR	fotômetro	0,91(2)/0,89(2)	ambiente

^aFT-Floresta Tropical; ^bCR- Cerrado; ^cF-Flaming; ^dS-Smoldering

⁺ Aplicando o fator de correção de umidade (1,3) obtido por Kotchenruther e Hobbs (1998)

Quanto menor o valor de $\omega_{o\lambda}$, maior é a capacidade de absorção. Também são fornecidos dados obtidos *in situ* e invertidos a partir de sensoriamento remoto da coluna atmosférica. No caso dos aerossóis recém emitidos é feita a separação entre as fases de combustão da queimada.

Em função dos critérios e das características de inversão, os dados de sensoriamento remoto, no geral, descrevem o comportamento de aerossóis com um tempo de vida na atmosfera maior e para as condições ambientes.

Analisando as melhores estimativas sugeridas por Reid et al. (2005), que excluem o efeito da umidade, observa-se que quanto menor o tempo de vida dos aerossóis na atmosfera, menor é o $\omega_{o\lambda}$, e isto aplica-se tanto para a região de floresta quanto para o cerrado. São vários os processos que contribuem para as alterações das propriedades dos aerossóis com o tempo. Usualmente, esses processos são embutidos no termo envelhecimento, que é um termo genérico. Outro aspecto que os dados da tabela mostram, é que os aerossóis emitidos durante a fase de combustão *flaming* são mais absorvedores do que aqueles emitidos na fase *smoldering* (Reid et al., 1998). A explicação para isso é a restrição da formação de *black carbon* a temperaturas elevadas, como as tipicamente observadas na fase *flaming* (Reid et al., 1998).

Como visto anteriormente, o *black carbon* possui alta capacidade de absorção de radiação, portanto, quanto maior a fração de *black carbon*, menor será o $\omega_{o\lambda}$. O contrário ocorre com relação à umidade. Os dados indicam que a umidificação das partículas tende a aumentar o valor de $\omega_{o\lambda}$, apesar de alguns trabalhos sugerirem que os aerossóis das queimadas nas duas regiões analisadas são pouco sensíveis aos efeitos da umidade (Kotchenruther e Hobbs, 1998; Rissler et al., 2006). O efeito da umidade é um dos componentes do envelhecimento, pois quanto maior o tempo de vida das partículas, maior é sua exposição aos efeitos da umidade. Apesar do gradiente de umidade entre a bacia Amazônica e a região do cerrado, as diferenças entre o comportamento médio do $\omega_{o\lambda}$ para as duas regiões tem sido essencialmente atribuídas à maior prevalência de combustão da fase *flaming* na região do cerrado. Aproximadamente 85% da biomassa queimada no cerrado é consumida na fase *flaming*, contra valores menores que 50% na região de floresta (Ward et al., 1992). Enquanto existe certo consenso com relação ao processo que domina a variabilidade floresta-cerrado, o mesmo não se pode dizer dos processos que controlam a variabilidade que ocorre especificamente em cada uma dessas áreas, particularmente no caso da região sul da Amazônia. Além dos processos mencionados, i.e., a prevalência de determinada fase de combustão e o efeito da umidade, o aumento de tamanho das partículas por

coagulação e condensação (Westphal e Toon, 1991; Radke et al., 1995) também pode influenciar o $\omega_{0\lambda}$. Reid et al. (1998) estimaram que, na região das queimadas no sul da Amazônia, os processos de coagulação e condensação contribuem igualmente para o crescimento do tamanho das partículas dentro de um período de 1 a 4 dias. Para períodos maiores, o primeiro processo passa a ser o mecanismo dominante. Reid et al. (1998) associaram a variabilidade observada no $\omega_{0\lambda}$ das partículas envelhecidas ($\sim 0,06$) à variação no tamanho devido a esses dois processos. Esta variabilidade é similar àquela entre os aerossóis da região sul da bacia Amazônica e do cerrado, a qual é relacionada com a prevalência de diferentes fases de combustão. A hipótese de Reid et al. (1998) prevê que o crescimento das partículas envelhecidas por coagulação ocorre principalmente no contexto da pluma regional (Prins et al., 1998), a qual é normalmente caracterizada por altos valores de profundidade óptica e é composta majoritariamente por aerossóis envelhecidos (Ross et al., 1998).

Remer et al. (1998), utilizando dados de sensoriamento remoto da coluna atmosférica da região sul da Amazônia, identificaram um rápido aumento no tamanho das partículas finas com o aumento da concentração de aerossóis na atmosfera, porém, isto foi observado para baixos valores de profundidade óptica do aerossol ($\tau_{a,670\text{ nm}} < 0,2$) seguida de estabilização. Para a região de cerrado nenhuma dependência com a abundância dos aerossóis foi identificada.

A estabilização do tamanho, no caso dos aerossóis da região sul da bacia Amazônica, sugere que, para condições poluídas, a variabilidade do tamanho das partículas não deve ser o mecanismo dominante para a variabilidade do $\omega_{0\lambda}$. Schafer et al. (2008), também utilizando dados de inversão, mostraram que o tamanho dos aerossóis da moda fina tende a aumentar à medida que o conteúdo de vapor d'água na atmosfera cresce, particularmente para condições poluídas. A umidade não só tem o potencial de afetar o tamanho das partículas, mas também de alterar o índice de refração complexo, o que teria importante implicação para o valor de $\omega_{0\lambda}$. Entretanto, ainda não existe um consenso sobre a relevância do impacto da umidade nas propriedades dos aerossóis de queimadas na Amazônia (Kotchenruther e Hobbs, 1998; Reid et al., 2005). O $\omega_{0\lambda}$ obtido mais recentemente por Chand et al. (2010) acarreta em maiores implicações, pois estes reivindicaram consistência entre o resultado por eles obtidos e as inversões da AERONET, mesmo sem aplicar a correção do efeito da umidade. Além disso, o valor de $\omega_{0\lambda}$ de Chand et al. (2010) está bem acima de qualquer outro obtido anteriormente *in situ* utilizando a mesma metodologia.

Como é possível observar, não obstante os esforços da comunidade científica visando à caracterização observacional dos aerossóis na região sul da bacia Amazônica e no cerrado, o entendimento dos processos que controlam a variabilidade das propriedades intensivas dos aerossóis de queimada na América do Sul ainda é deficiente e, por vezes, conflitante. Esse cenário é um reflexo da complexidade intrínseca que envolve a dinâmica dos aerossóis atmosféricos e das dificuldades relacionadas ao próprio processo de medição das suas características. Isto tem sido um desafio para a modelagem das propriedades dos aerossóis de modo geral, e particularmente, para os de queimadas que variam significativamente com as características da fonte, tempo de vida e condições ambientais (Reid et al., 2005). Esses fatores variam substancialmente entre as quatro principais áreas de queimadas sobre a América do Sul (nordeste, noroeste e sul da bacia Amazônica e o cerrado). Como exemplo, foi discutido anteriormente o impacto das diferenças entre a vegetação do cerrado e da região sul da Amazônia nas propriedades dos aerossóis. Embora não ocorram diferenças tão pronunciadas entre a vegetação das diversas áreas da bacia amazônica, diferenças acentuadas são observadas nas condições ambientais entre o norte e o sul. A região norte da bacia Amazônica tem o ciclo anual de umidade atmosférica menos pronunciado. As queimadas daquela região, assim como as do noroeste do continente, ocorrem em ambientes mais úmidos do que as queimadas na região sul (Schafer et al., 2008). Além disso, a proximidade da costa, no caso da região norte, favorece maior ventilação e possivelmente, intrusão de aerossóis marinhos. Schafer et al. (2008) obtiveram valores significativamente menores de coeficiente de Ångström para o nordeste da bacia Amazônica quando comparado com a região sul, tanto durante o período das queimadas como fora dele. No geral, valores menores de coeficiente de Ångström estão associados a massas de ar contendo aerossóis marinhos e poeira do solo (Eck et al., 1999). Durante o experimento CLAIRES (*Cooperative LBA Regional Experiment*), em março de 1998, Formenti et al. (2001) observaram sobre a região nordeste do continente complexos perfis verticais de aerossóis envolvendo poeira transportada do Saara e plumas provenientes de queimadas no noroeste do continente.

O transporte de poeira do Saara para a América do Sul é muito bem documentado, inclusive com registro da presença das partículas em áreas remotas da bacia Amazônica (Swap et al., 1996; Longo, 1999 ; Romero et al., 1999; Yamasoe, 1999; Formenti et al. 2001; Koren et al., 2006). A **Figura 1.1.11** apresenta um modelo conceitual de transporte da poeira do Saara para a América do Sul.

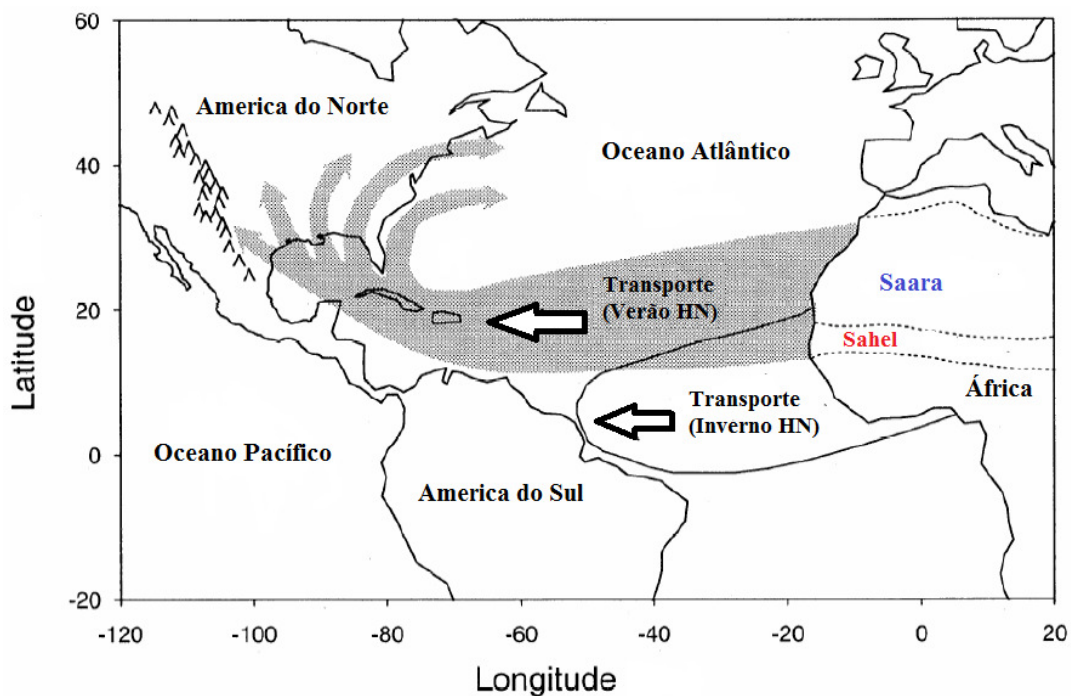


Figura 1.1. 11 – Modelo conceitual de transporte de poeira do solo do deserto do Saara para as Américas do Norte e do Sul. (Fonte: adaptado de Perry et al., 1997).

O pico do transporte para o continente sulamericano ocorre durante o inverno do hemisfério norte entre os meses de fevereiro e abril (Swap et al., 1996) quando a pluma de aerossóis de poeira encontra-se na sua posição mais austral. As áreas mais afetadas são as regiões costeiras do norte e nordeste. Eventualmente, a pluma penetra nas regiões remotas do interior do continente (Ansmann et al., 2009), porém já significativamente diluída. Sobre a região oeste do Atlântico tropical, durante eventos significativos de transporte, a concentração numérica de material particulado no núcleo da pluma pode atingir concentrações acima de $300 \mu\text{gm}^{-3}$ (Talbot et al. 1986; Duce, 1995). Outro fator relevante é a extensão espacial da pluma, pois esta cobre vasta porção do Atlântico onde a zona de convergência inter-tropical (ZCIT) atua. As implicações para a meteorologia da região tropical da América do Sul não são bem conhecidas. A caracterização do impacto da pluma no balanço radiativo é essencial para alcançar tal objetivo. Entretanto, o conhecimento sobre as propriedades radiativas da pluma na costa leste da América do Sul é limitado quando comparado com o lado oposto, na costa oeste africana. De acordo com Duce (1995), à medida que a pluma se afasta do continente africano, o raio médio da moda grossa diminui. Devido à dependência das propriedades ópticas dos aerossóis com a distribuição de tamanho das partículas, esperam-se diferenças entre as climatologias de tais propriedades quando

a pluma se encontra nos extremos opostos do Atlântico. Outro aspecto importante é a exposição da pluma ao ambiente marinho e o estado de mistura dos seus aerossóis. Como mencionado, o período de transporte da pluma de poeira em direção à região norte da América do Sul coincide com a estação de queimada a noroeste da bacia Amazônica, mais precisamente na Venezuela e Colômbia (Armenterasa et al., 2005). Portanto, além da alteração nas propriedades intrínsecas da pluma durante o transporte associada aos processos de remoção e à assimilação de aerossóis marinhos, eventualmente, a mistura com aerossóis das queimadas locais induz a maior variabilidade nas propriedades ópticas da coluna atmosférica afetada pela pluma. Analisando os dados do experimento do CLAIRE, Yamasoe (1999) identificou três padrões nas séries temporais das propriedades ópticas dos aerossóis sobre a região de Suriname, os quais relacionou com o transporte de poeira do Saara, emissão de queimadas e condições naturais (massa de ar marítimo). De acordo com Longo (1999), as massas associadas aos aerossóis de queimadas eram provenientes da região de Roraima e sul da Venezuela. Formenti et al. (2001) identificaram duas estruturas distintas no perfil vertical do coeficiente linear de espalhamento dos aerossóis sobre Suriname, uma verticalmente homogênea e outra, no formato de plumas. O perfil de aerossóis observado por Formenti et al. (2001) consistiu de aerossóis de queimada na alta atmosfera e poeira do Saara na camada confinada abaixo de 700 hPa.

As emissões urbanas na região da América do Sul têm sido, no geral, estudadas no contexto da poluição urbana (Orsini et al., 1986; Saldiva et al., 1992; Castanho e Artaxo, 2001). A distribuição espacial dos principais centros urbanos possivelmente associada às condições meteorológicas dominantes sobre o continente não favorece o estabelecimento de extensas plumas de aerossóis urbanos, à semelhança do que ocorre no sudeste asiático e em algumas regiões da Europa e dos Estados Unidos (Manktelow et al., 2007). Consequentemente, na América do Sul, o impacto das plumas urbanas no balanço radiativo regional é fragmentado e marginal. Entretanto, localmente e nas adjacências desses centros, o efeito radiativo dos aerossóis pode ter impactos importantes na evolução dos sistemas meteorológicos e na qualidade do ar, de modo que a caracterização das propriedades radiativas dos aerossóis urbanos é relevante. Além disso, a acurácia do monitoramento da qualidade do ar em ambientes urbanos via sensoramento remoto do espaço depende da representação das propriedades dos aerossóis nos algoritmos aplicados na inversão dos dados dos satélites (Castanho et al., 2008).

As principais regiões metropolitanas da América do Sul estão localizadas próximas a regiões costeiras. São Paulo é a maior com aproximadamente 20 milhões de habitantes, e com a maior frota de veículos do continente. As principais fontes de aerossóis são as emissões veiculares, atividade industrial e a re-suspensão de poeira do solo (Castanho e Artaxo 2001). A concentração média anual de PM10 é de $48\mu\text{gm}^{-3}$, porém, no inverno é frequente a concentração média exceder o valor de $150\mu\text{gm}^{-3}$ durante períodos de condições atmosféricas desfavoráveis à dispersão e remoção (Castanho e Artaxo, 2001). A fração de *black carbon* no aerossol da cidade é maior do que a observada para aerossóis de queimadas (Castanho e Artaxo, 2001) o que faz com que o aerossol de São Paulo seja altamente absorvedor de radiação (Martins et al., 2009). Entretanto, Castanho et al. (2008) mostraram que existe significativa variabilidade na capacidade de absorção dos aerossóis que afetam a cidade. Eles encontraram valores de albedo simples em 550 nm sobre a cidade variando entre 0,90 e 0,85, associados, respectivamente, com o transporte de aerossóis de queimadas e produzidos localmente. Durante a estação de queimadas na região central do continente, aerossóis são transportados vento abaixo das áreas queimadas, alcançando as regiões metropolitanas de São Paulo e Buenos Aires (Freitas et al., 2005; Landulfo et al., 2009; Otero et al., 2011). A província de Buenos Aires, com cerca de 14 milhões de habitantes, é a segunda maior região metropolitana na costa leste. A concentração média de material particulado é menor que em São Paulo, porém, à semelhança de São Paulo, altas frações de *black carbon* foram observadas em amostras de aerossóis localmente produzidos (Jasan et al., 2009). A emissão veicular é a fonte de aerossóis dominante. Atividades industriais, solo e ambiente marinho apresentam contribuições minoritárias (Jasan et al., 2009). Buenos Aires se encontra próximo do nível médio do mar e à menor distância da costa, o que favorece maior intrusão de massa de ar marítimo, quando comparada com São Paulo. As duas cidades, São Paulo e Buenos Aires, foram escolhidas como referência para introdução da contribuição urbana-industrial no continente por serem os dois principais centros urbanos da América do Sul. Entretanto, a mais importante pluma de aerossóis de origem urbano-industrial sobre a América do Sul é a que ocorre nas costas norte do Chile e sul do Peru. Naquela região uma pluma de aerossóis dominada por partículas de sulfato se estabelece de forma quase-permanente majoritariamente produzida por atividades antrópicas, embora contribuições biogênicas marinhas e vulcânicas têm sido também consideradas (Olivares et al., 2002; Huneus et al., 2006; Chand et al., 2010). Entre outubro e novembro de 2008 foi realizado na região costeira do Chile o experimento *VAMOS Ocean-*

Cloud-Atmosphere- Land Study Regional Experiment (VOCALS-REx), no qual um dos componentes objetivou o estudo dos aerossóis (Wood et al., 2010; Garreaud et al., 2011). Medições de material particulado menor que 1 μm indicaram o domínio de aerossóis sulfato, majoritariamente de origem antrópica. Entretanto, as amostras revelaram contribuição importante de material de queima de biomassa (25% da massa) em amostras de aerossóis coletadas na costa norte do Chile (Chand et al., 2010), o que de certa forma é inesperado, pois não se tem registros de eventos importantes de queimadas naquela região. Esses são resultados preliminares e referentes a um período específico, de modo que precisam ser analisados com cautela. De qualquer forma, estes dados são consistentes com outros estudos (Huneeus et al., 2006; Fast et al., 2008) no que diz respeito ao domínio da contribuição antrópica.

Com essa descrição das regiões e fontes emissoras que afetam o campo natural dos aerossóis sobre o continente, buscou-se, neste trabalho, evidenciar a variabilidade que caracteriza o sistema de aerossóis sobre o continente sulamericano e o desafio que esta variabilidade representa para a modelagem da distribuição espacial das propriedades ópticas e, conseqüentemente, para o cálculo regional dos efeitos radiativos das partículas de aerossóis. Também, procurou-se enfatizar as dificuldades em caracterizar os processos que controlam as propriedades intensivas dos aerossóis, especialmente os produzidos pelas queimadas, e como a circulação regional tem um papel determinante em agregar maior complexidade a este cenário. Enquanto não houver um conhecimento sólido e capacidade computacional suficiente para modelar explicitamente e de forma acurada a dinâmica dos sistemas de aerossóis acima descritos e, conseqüentemente, a variabilidade das suas propriedades ópticas intensivas, climatologias continuarão sendo de extrema valia na prescrição das propriedades ópticas dos aerossóis. Não obstante o significativo avanço que ocorreu no estudo dos aerossóis atmosféricos na última década, o nosso conhecimento da dinâmica dos aerossóis sobre a América do Sul, particularmente com relação às suas propriedades intrínsecas, ainda é limitado. A dificuldade dos sensores em plataformas espaciais acessarem tais propriedades acuradamente tem sido um entrave para o desenvolvimento de campos climatológicos com alta resolução geográfica. Por outro lado, a ampliação da cobertura espacial e o longo tempo de operação das estações de monitoramento dos aerossóis da rede AERONET instaladas no continente propiciam oportunidade para o desenvolvimento de climatologias com maior representatividade espacial e temporal. Os benefícios da análise da referida base de dados não ficam restritos ao

desenvolvimento de climatologias, mas também permite, através de sinergia com outras medições, a exposição e compreensão de alguns dos processos físicos envolvidos na variabilidade das propriedades dos aerossóis em escalas de tempo que campanhas experimentais intensivas não permitem. Foi com essa visão que o objetivo geral do presente projeto foi definido. O qual é descrito a seguir juntamente com os objetivos específicos do projeto.

1.6- Objetivos e organização do trabalho

O objetivo geral do presente projeto foi investigar a variabilidade geográfica e temporal das propriedades ópticas dos aerossóis sobre a América do Sul a partir dos dados da rede de fotômetros AERONET sob o ponto de vista da sua relevância no cálculo do efeito radiativo direto dos aerossóis. Para tanto, alguns objetivos específicos foram definidos:

- Caracterização da distribuição espaço-temporal dos sistemas de aerossóis regionais com contribuição relevante para o efeito radiativo direto.
- Análise da variabilidade das propriedades microfísicas e ópticas dos aerossóis aos sistemas identificados.
- Identificação e caracterização de regimes de propriedades ópticas. Análise dos fatores que controlam a variabilidade das propriedades ópticas.
- Sensibilidade da irradiância solar na superfície e do perfil da taxa de aquecimento radiativo à variabilidade das propriedades ópticas.
- Modelagem da profundidade óptica dos aerossóis sobre a América do Sul associada às emissões de queimadas e o seu impacto no balanço de energia e estrutura termodinâmica da baixa troposfera.

Os demais capítulos do trabalho encontram-se organizados da seguinte forma:

2) Fundamentação Teórica: descreve os conceitos importantes que regem os problemas físicos tratados no projeto.

3) Dados e Modelos: o primeiro tópico apresenta e descreve as bases de dados utilizadas discutindo os processos de medição e a sua acurácia. No tópico seguinte são descritos os modelos numéricos e as configurações utilizados no presente estudo. Com relação à metodologia optou-se por uma alternativa ao procedimento tradicional. Ao invés da descrição no presente capítulo optou-se pela descrição nos sub-capítulos de resultados correspondentes. Essa decisão foi baseada no entendimento de que essa estrutura alternativa facilita a análise e compreensão dos resultados.

4) Métodos e Resultados: descreve os resultados e a metodologia associada por sub-capítulos definidos pelos objetivos específicos.

5) Conclusões e Considerações Finais: apresenta e contextualiza as principais conclusões do trabalho e discute subsídios do projeto para pesquisas futuras.

2. Fundamentação Teórica

2.1- Transferência radiativa na atmosfera: formulação teórica

Em função da sua abordagem geométrica simples, a aproximação plano-paralela (**Figura 2.1.1**) é extremamente útil na introdução da formulação teórica da transferência radiativa na atmosfera. Em tal aproximação as propriedades ópticas da atmosfera são independentes da posição horizontal. Além disso, a radiação incidente, incluindo o componente direto da radiação solar, independe das coordenadas horizontais nas fronteiras superior e inferior da atmosfera. A aproximação plano-paralela fornece uma boa representação da atmosfera quando variações das quantidades radiativas na vertical são significativamente maiores que as na horizontal. Dois exemplos nos quais a aproximação é inadequada são: (a) transferência radiativa em nuvens finitas sobre superfície heterogênea; (b) transferência radiativa numa atmosfera esférica para posições do disco solar próximas do horizonte.

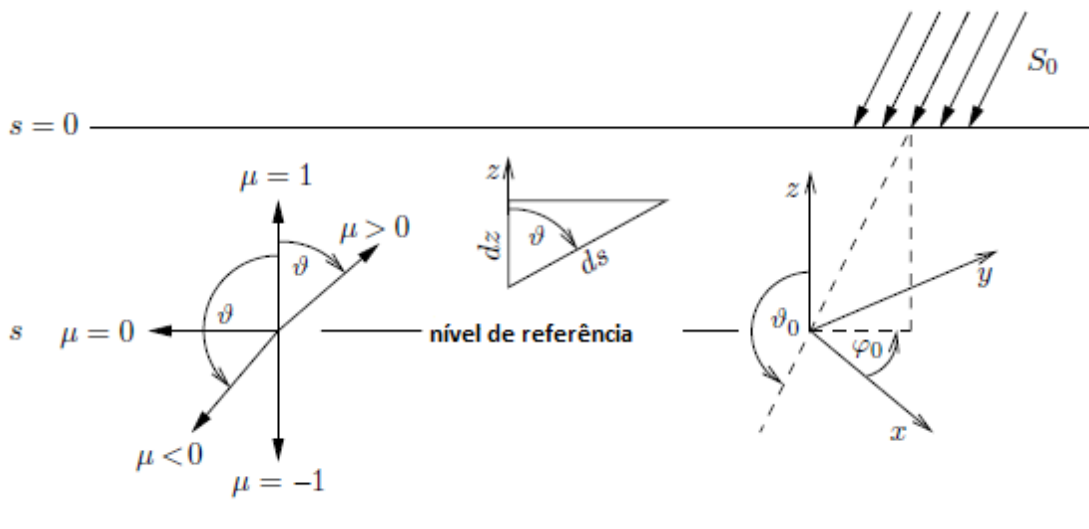


Figura 2.1. 1 - Ilustração da aproximação plano-paralela. Radiação ascendente: $\mu > 0$. Radiação descendente $\mu < 0$. As direções do zênite ($\mu = 1$), nadir ($\mu = -1$) e horizontal ($\mu = 0$) são indicadas. A radiação solar incide de (ϑ_0, φ_0) (fonte: Zdunkowski et al., 2007).

A equação da transferência radiativa (ETR) para a radiância espectral difusa é descrita por:

Eq. (1)

$$\frac{1}{k_{ext}} \frac{dI(s)}{ds} = -I(s) + \frac{\omega_o}{4\pi} \int_{4\pi} P(\Omega' \cdot \Omega) I(s, \Omega') d\Omega' + \frac{\omega_o}{4\pi} P(\Omega \cdot \Omega_o) S(s) + \frac{1}{k_{ext}} J^e(s)$$

onde o co-seno do ângulo de espalhamento é dado por $\cos\Theta = \Omega' \cdot \Omega$, o qual é função dos quatro ângulos $\vartheta', \varphi', \vartheta, \varphi$; zenital e azimutal de incidência e zenital e azimutal de observação, respectivamente.

Eq. (2)

$$\cos\Theta = \mu\mu' + (1 - \mu^2)^{\frac{1}{2}}(1 - \mu'^2)^{\frac{1}{2}}\cos(\varphi - \varphi'), \text{ onde } \mu = \cos\vartheta, \mu' = \cos\vartheta'$$

A dependência espectral (λ) é omitida das equações visando a simplificação. Para um corpo negro, a emissão da função fonte é dada pela lei de Kirchoff:

Eq. (3)

$$J^e(s) = k_{abs}B(s) \quad \text{com} \quad \frac{k_{abs}}{k_{ext}} = 1 - \omega_o$$

onde $B(s) = B(T(s))$ é a função de Planck que depende do comprimento de onda e da temperatura local. Num meio plano-paralelo a única variável espacial é a altitude. A direção da radiação é definida pelo ângulo ϑ com relação ao eixo z e pelo ângulo azimutal φ contado de uma origem arbitrária. O elemento do caminho ds está relacionado com dz , sendo

Eq. (4)

$$ds = \frac{dz}{\mu} \quad \text{onde} \quad \mu = \cos \vartheta$$

Para radiância ascendente, $\mu > 0$, enquanto para a descendente, $\mu < 0$. Para um nível de referência arbitrário, a direção horizontal é caracterizada por $\mu = 0$. Radiações ascendente e descendente na vertical são especificadas por $\mu = 1$ e $\mu = -1$, respectivamente. Entretanto, visando a simplificação, para radiância descendente, com $\vartheta > 90^\circ$, o co-seno do ângulo zenital será representado por $-\mu$, de modo que, para uma direção arbitrária da radiância, μ é positivo. O componente direto da radiação solar é dado pela seguinte expressão (Lei de Beer)

Eq. (5)

$$S(s) = S_o \exp \left(- \int_0^s k_{ext}(s') ds' \right) = S_o \exp \left(- \frac{1}{\mu_o} \int_{\infty}^z k_{ext}(z') dz' \right)$$

A integração do feixe direto inicia na fronteira superior $s = 0$ da atmosfera e segue ao longo do caminho de comprimento s . A profundidade óptica τ é definida como a integral do coeficiente de extinção ao longo do caminho perpendicular ao plano horizontal, isto é,

$$\tau = \int_{\infty}^z k_{ext}(z') dz' \quad \text{ou} \quad d\tau = -k_{ext} dz \quad \text{Eq. (6)}$$

Uma vez que $k_{ext} ds = k_{ext} dz / \mu = -d\tau / \mu$, tem-se que

$$S(\tau) = S_o \exp \left(- \frac{\tau}{\mu_o} \right) \quad \text{onde } \mu_o > 0 \quad \text{Eq. (7)}$$

Com esses resultados se obtém a ETR para a aproximação plano-paralela na sua forma integro - diferencial que descreve a transferência radiativa na atmosfera

$$\begin{aligned} \mu \frac{d}{d\tau} I(\tau, \mu, \varphi) = & I(\tau, \mu, \varphi) \frac{\omega_o}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\cos\Theta) I(\tau, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' \\ & - \frac{\omega_o}{4\pi} P(\cos\Theta) S_o \exp \left(- \frac{\tau}{\mu_o} \right) - (1 - \omega_o) B(\tau) \end{aligned} \quad \text{Eq. (8)}$$

Para o cálculo do balanço de energia e da taxa de aquecimento radiativo é suficiente determinar a irradiância líquida (F_{liq}). Numa atmosfera homogênea horizontalmente, a radiância depende apenas das variáveis (τ, μ, φ) . As irradiâncias, ascendente e descendente, para um dado τ são, respectivamente,

$$F^\uparrow(\tau) = F_{dif}^\uparrow(\tau) = 2\pi \int_0^1 I(\tau, \mu) \mu d\mu \quad \text{Eq. (9)}$$

$$F^\downarrow(\tau) = F_{dif}^\downarrow(\tau) + F_{dir}^\downarrow(\tau) = 2\pi \int_0^{-1} I(\tau, \mu) \mu d\mu + \mu_o F_\odot e^{-\tau/\mu_o}$$

A irradiância líquida para um determinado nível é, portanto,

Eq. (10)

$$F(\tau) = F^\downarrow(\tau) - F^\uparrow(\tau)$$

A mudança na temperatura induzida pela divergência radiativa é dada por

Eq. (11)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{c_p \rho(z)} \frac{\partial F(z)}{\partial z} = \frac{k_{ext}}{c_p \rho(z)} \frac{\partial F(\tau)}{\partial \tau}$$

onde k_{ext} é o coeficiente volumétrico de extinção, c_p é o calor específico à pressão constante e ρ a densidade do ar.

O balanço de energia radiativa na atmosfera é essencialmente determinado pela radiação solar e pela radiação infravermelha emitida pelo sistema superfície - atmosfera. Espalhamento, absorção e emissão da radiação são os processos que controlam as trocas de energia entre as camadas atmosféricas. Esses processos dependem do comprimento de onda da radiação, dos constituintes e do perfil termodinâmico da atmosfera e das propriedades da superfície.

O espectro da radiação solar varia basicamente entre 0,2 – 3,5 μm (**Figura 2.1.2**) e o terrestre entre 3,5–100 μm (**Figura 2.1.3**), o que significa que a transferência radiativa em ambos os espectros pode ser tratada separadamente. Como consequência, no tratamento do espectro solar, a função de Planck $B(\tau)$ pode ser eliminada, enquanto que no espectro terrestre o termo que envolve S_o pode ser desconsiderado.

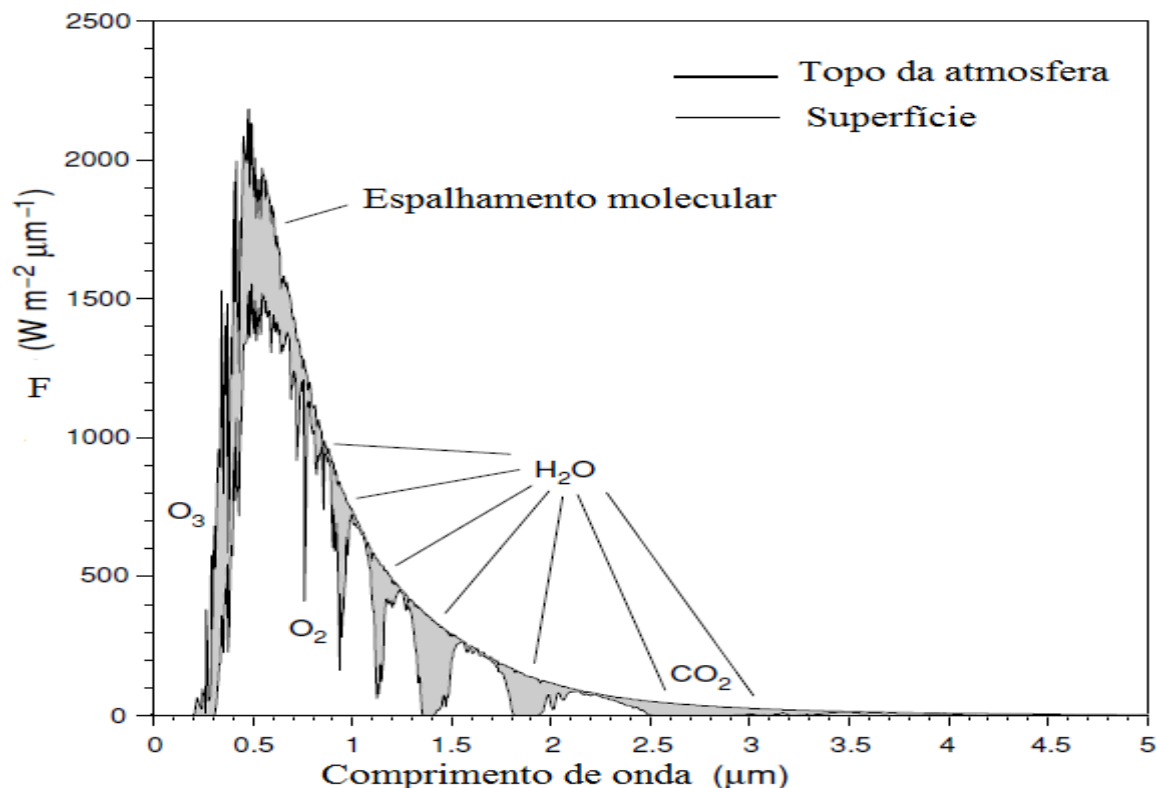


Figura 2.1. 2 – Irradiância solar espectral descendente no topo da atmosfera e na superfície para ângulo zenital solar de 60° em uma atmosfera desprovida de aerossóis e nuvens. Absorção gasosa e espalhamento molecular são indicados. (fonte: Liou, 2002)

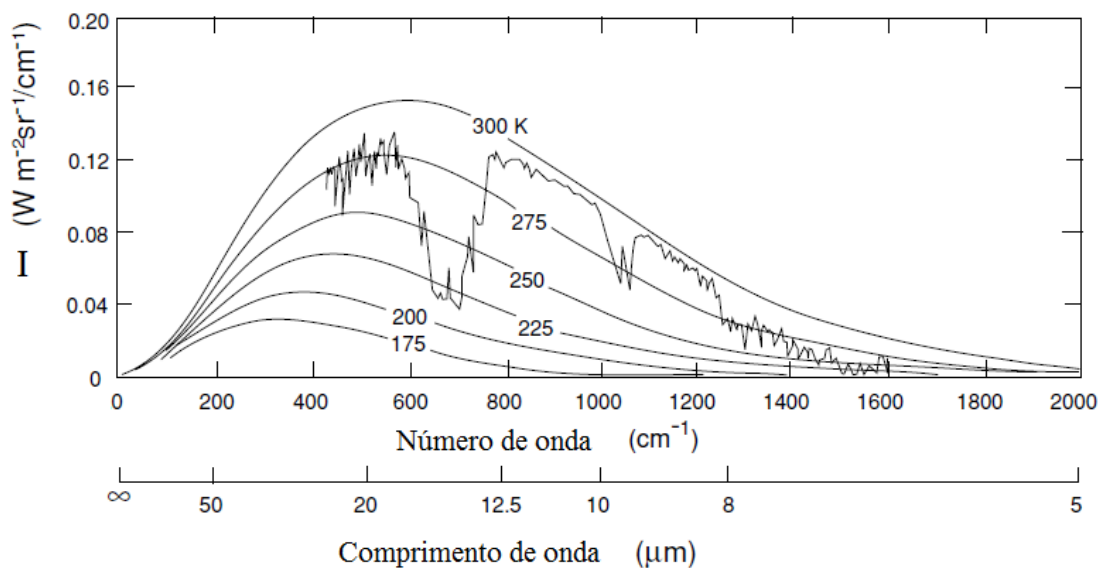


Figura 2.1. 3 – Espectro de emissão terrestre como observado pelo satélite Nimbus 4 e como descrito por curvas teóricas de radiação obtidas a partir da equação de Planck para diferentes temperaturas de emissão. (fonte: Liou, 2002).

Como demonstrado na obtenção da ETR, no caso da transferência da radiação solar dentro da atmosfera, são apenas necessários os perfis da profundidade óptica total (τ), do albedo simples (ω_o) e da função de fase ($P(\cos\theta)$). A profundidade óptica total de uma camada é a soma da profundidade óptica dos constituintes radiativamente ativos presentes naquela camada. Numa atmosfera sem nuvens, geralmente a profundidade óptica total é computada a partir da seguinte soma:

Eq. (12)

$$\tau_\lambda = \tau_{m,\lambda} + \tau_{g,\lambda} + \tau_{a,\lambda}$$

onde τ_m representa a profundidade óptica associada ao espalhamento molecular, τ_g é a associada à absorção gasosa e τ_a à profundidade óptica dos aerossóis. Todas variam com o comprimento de onda (λ) da radiação. A dependência espectral da profundidade óptica tem importante papel no estudo dos constituintes atmosféricos, em particular, no estudo dos aerossóis. A dependência espectral da profundidade óptica dos aerossóis é comumente expressa em termos do expoente de Ångström, que é calculado a partir da expressão

Eq. (13)

$$\alpha_{\lambda_1/\lambda_2} = - \frac{\ln \left[\tau_{a,\lambda_1} / \tau_{a,\lambda_2} \right]}{\ln \left[\lambda_1 / \lambda_2 \right]}$$

O expoente de Ångström tem sido utilizado como uma primeira aproximação para a caracterização do tamanho das partículas. Quanto menor o tamanho das partículas predominantes na atmosfera, maior é o seu valor (~2, para o caso de aerossóis atmosféricos da moda fina), enquanto na presença de partículas de aerossóis grandes como, por exemplo, poeira do solo, o expoente de Ångström apresenta valores próximos a zero.

A magnitude da profundidade óptica de um determinado constituinte é proporcional à concentração deste e à eficiência com que este atenua a radiação, a qual depende das propriedades físicas e químicas intrínsecas do constituinte. A **Figura 2.1.4** mostra a dependência

espectral típica da transmitância e da profundidade óptica no espectro solar de alguns dos principais constituintes da atmosfera. Diferente dos outros constituintes, os aerossóis têm atuação significativa em todas as regiões do espectro solar. O impacto do espalhamento molecular é significativamente reduzido na região do infravermelho próximo, enquanto que os principais gases de efeito estufa têm a sua influência restrita a esta região do espectro, e o efeito dominante do ozônio é na região espectral do ultravioleta. Outra particularidade dos aerossóis é a significativa variabilidade que caracteriza as suas propriedades ópticas intrínsecas, ao contrário dos outros constituintes, que têm as suas propriedades relativamente bem determinadas. No próximo tópico é feita uma breve introdução da teoria que permite calcular as propriedades ópticas dos aerossóis, e que rege a interação destes com a radiação.

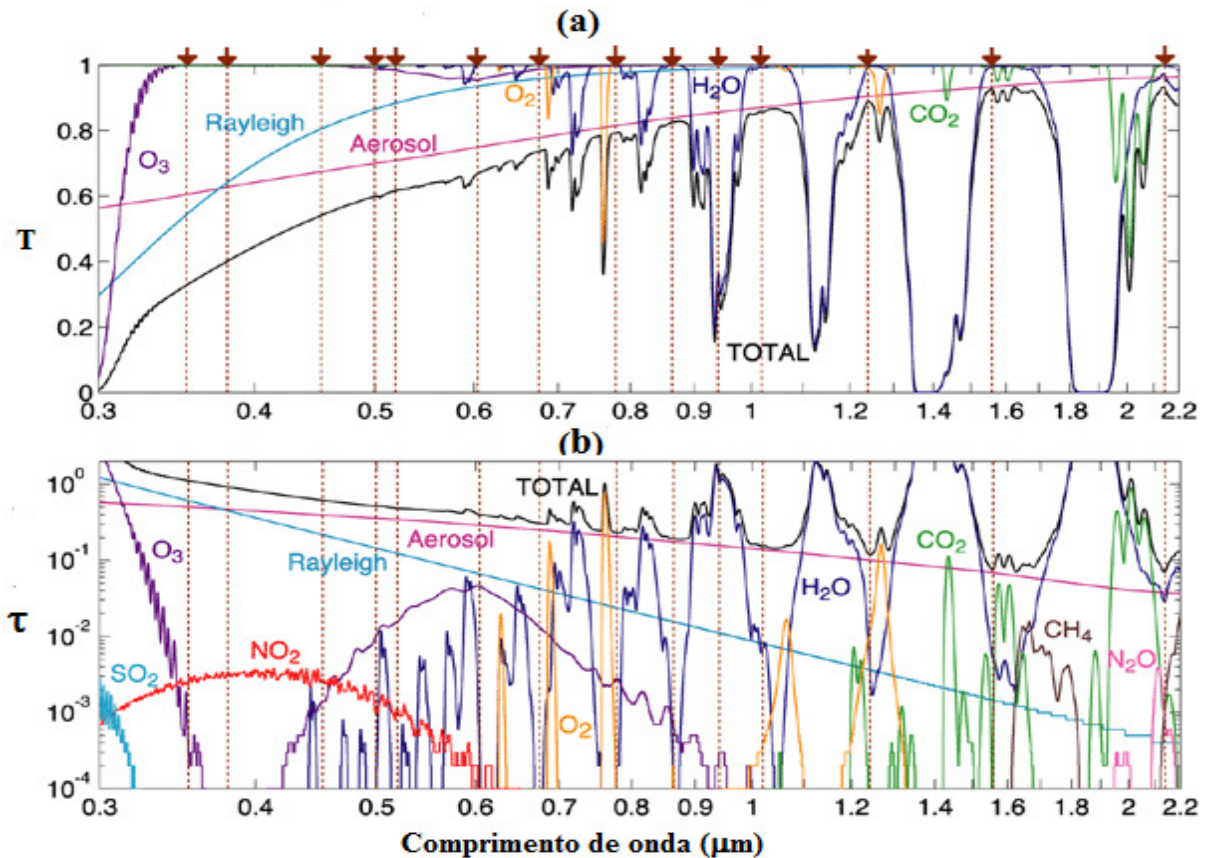


Figura 2.1.4 - (a) Transmitância atmosférica e (b) profundidades ópticas típicas associadas aos constituintes atmosféricos radiativamente ativos no espectro solar. (fonte: desconhecida)

2.2- Interação radiação-aerossóis: Teoria Mie

A **Figura 2.2.1** mostra os processos passíveis de ocorrer quando um feixe de radiação interage com uma partícula esférica. Essa interação é essencialmente regida por dois parâmetros: o índice complexo de refração ($n + ik$), associado à composição química das partículas, e o parâmetro de tamanho

Eq. (14)

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda}$$

onde r é o raio da partícula e λ o comprimento de onda da radiação incidente.

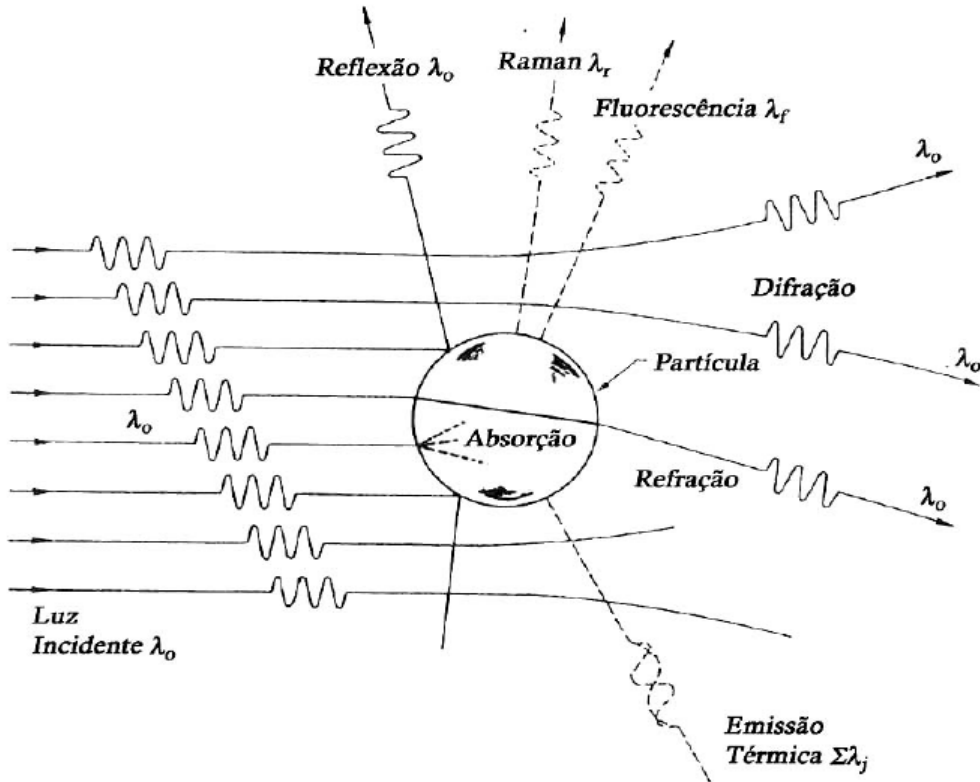


Figura 2.2. 1 - Processos associados à interação entre um feixe de radiação eletromagnética incidente e uma partícula. (Fonte: Corrêa, 2003, adaptado de Seinfeld e Pandis, 1998).

Para partículas com tamanho da mesma ordem do comprimento de onda (*i. e.*, $0,1 \leq x \leq 50$), que é o caso da maioria dos aerossóis presentes na atmosfera, o formalismo matemático que descreve essa interação é a teoria Mie. A teoria Mie, que descreve a interação da radiação eletromagnética com uma esfera homogênea, é baseada na solução formal das equações de

Maxwell. A seguir é feita uma breve apresentação dos resultados da solução Mie visando a introdução das principais propriedades ópticas que descrevem a interação de uma partícula esférica com a radiação, a função de fase e as profundidades ópticas de espalhamento e extinção. Maiores desenvolvimentos sobre a teoria podem ser obtidas em van de Hulst (1981), Bohren e Huffman (1983) e Zdunkowski et al. (2007).

A solução Mie envolve uma matriz de espalhamento, com componentes S_{11} , S_{12} , S_{22} e S_{21} designados de funções de espalhamento Mie, a qual descreve a distribuição de energia para diferentes ângulos entre a onda incidente e a espalhada. As funções de espalhamento Mie são obtidas a partir das seguintes expressões:

Eq. (15)

$$S_{11}(\Theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} \left(a_n \tau_n(\cos(\Theta)) + b_n \pi_n(\cos(\Theta)) \right)$$

Eq. (16)

$$S_{22}(\Theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} \left(a_n \pi_n(\cos(\Theta)) + b_n \tau_n(\cos(\Theta)) \right)$$

Eq. (17)

$$S_{12}(\Theta) = S_{21}(\Theta) = 0$$

onde

$$a_n = \frac{\psi'_n(mx)\psi_n(x) - m\psi_n(mx)\psi'_n(x)}{\psi'_n(mx)\xi_n(x) - m\psi_n(mx)\xi'_n(x)}$$

$$b_n = \frac{m\psi'_n(mx)\psi_n(x) - m\psi_n(mx)\psi'_n(x)}{m\psi'_n(mx)\xi_n(x) - m\psi_n(mx)\xi'_n(x)}$$

onde $m = n + ki$, índice de refração complexo

$$\psi_n(x) = \sqrt{\pi x/2} B_{n+1/2}(x)$$

$$\xi_n(x) = \sqrt{\pi x/2} H_{n+1/2}(x)$$

onde $B_{n+1/2}(x)$ e $H_{n+1/2}(x)$ são as funções de Bessel e Hankel. Θ é o ângulo de espalhamento e as funções π_n e τ_n são determinadas pelas seguintes fórmulas,

Eq. (18)

$$\pi_n(\cos(\Theta)) = \frac{P_n^1(\cos(\Theta))}{\sin(\Theta)}$$

Eq. (19)

$$\tau_n(\cos(\Theta)) = \frac{dP_n^1(\cos(\Theta))}{d\Theta}$$

onde $P_n^1(\cos(\Theta))$ é o polinômio de Legendre associado e Θ é o ângulo de espalhamento. Com essas definições, algumas das propriedades ópticas da partícula, de acordo com a teoria Mie, são obtidas como se segue,

Fator de eficiência de extinção:

Eq. (20)

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

Fator de eficiência de espalhamento:

Eq. (21)

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

Função de fase:

Eq. (22)

$$P(\Theta) = \frac{2(|S_{11}|^2 + |S_{22}|^2)}{k^2 r^2 Q_{esp}}$$

Para um sistema com concentração total de partículas dado por N e distribuição de tamanho dada por $n(r)$, os coeficientes de extinção (α_{ext}), espalhamento (α_{esp}), função de fase $P(\Theta)$, albedo

simples (ω_o) e as profundidades ópticas de espalhamento e extinção podem ser calculados como se segue

Eq. (23)

$$\alpha_{ext} = N \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext} n(r) dr$$

Eq. (24)

$$\alpha_{esp} = N \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{esp} n(r) dr$$

Eq. (25)

$$P(\Theta) = \frac{2\pi N \int_0^{\infty} (|S_{11}|^2 + |S_{22}|^2) n(r) dr}{k^2 \alpha_{esp}}$$

Eq. (26)

$$\omega_o = \frac{\alpha_{esp}}{\alpha_{ext}}$$

Eq. (27)

$$\tau_{esp} = \int_{\infty}^z \alpha_{esp}(z) dz$$

Eq. (28)

$$\tau_{ext} = \int_{\infty}^z \alpha_{ext}(z) dz$$

A **Figura 2.2.2** apresenta a variabilidade das eficiências de espalhamento, absorção e extinção como função do parâmetro de tamanho considerando a parte real do índice de refração fixa ($n = 1,33$) e variando a parte imaginária ($k = 0; 0,01; 0,1; 1$). Para partículas puramente espalhadoras ou moderadamente absorvedoras ($k \leq 0,1$), a eficiência de espalhamento (Q_{esp}) aumenta com x até alcançar o valor máximo ($r \cong \lambda$) para em seguida decrescer e estabilizar em um determinado valor, seguindo um comportamento ondulatório. A magnitude máxima e o valor em torno do qual a Q_{esp} estabiliza depende de k . Como esperado, quanto menor k , maior Q_{esp} , pois mais fótons estão disponíveis para o espalhamento.

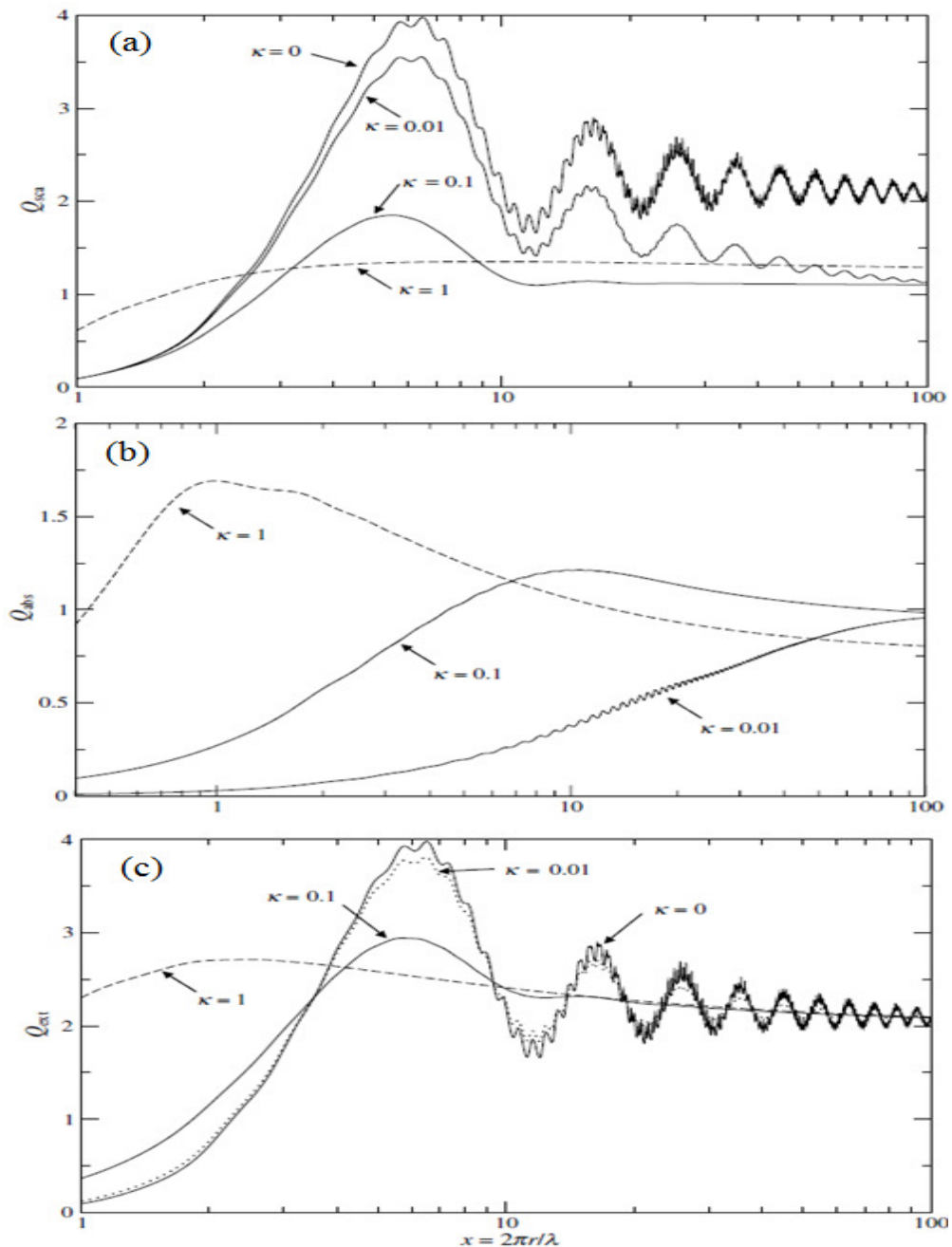


Figura 2.2. 2 – Fatores de eficiência de (a) espalhamento, (b) absorção e (c) extinção como função do parâmetro de tamanho para diferentes valores da parte imaginária do índice de refração (κ), adotando $n = 1,33$. (fonte: Zdunkowski et al., 2007).

Os principais máximos e mínimos associados ao comportamento ondulatório resultam da interferência da luz que é transmitida e refratada pela partícula. Para o caso de partículas extremamente absorvedoras ($\kappa = 1$), Q_{esp} aumenta até determinado valor e depois estabiliza em torno deste valor sem apresentar comportamento ondulatório. Com relação à eficiência de

absorção (Q_{abs}), a principal característica é o deslocamento do valor máximo de Q_{abs} em direção a valores menores de x à medida que k aumenta. O fator de eficiência de extinção é a soma de Q_{esp} e Q_{abs} , portanto para $k = 0$, $Q_{ext} = Q_{esp}$. O comportamento assintótico de Q_{ext} para valores altos de x está associado ao chamado *paradoxo da extinção*. A seção de choque de extinção é duas vezes maior que a seção de choque geométrico. Embora contradiga a realidade, este efeito é real. A radiação é espalhada exatamente na direção frontal de modo que é impossível dissociá-la da radiação direta emergente.

A **Figura 2.2.3** mostra a dependência da função de fase com o parâmetro de tamanho para uma partícula não absorvedora. Valores pequenos de parâmetro de tamanho estão associados à condição na qual as partículas são menores que o comprimento de onda da radiação incidente. Neste cenário, o espalhamento é simétrico com relação aos hemisférios frontal e traseiro. À medida que x aumenta, isto é, o tamanho das partículas passa a ser maior que λ , a função de fase adquire estrutura assimétrica e mais complexa, a qual privilegia o espalhamento na direção frontal. Para comprimentos de onda no visível, $x = 1$ é representativo de partículas pequenas com raio da ordem de $0,1 \mu\text{m}$, enquanto $x = 50$ é típico de gotas de nuvens com raio de $5 \mu\text{m}$.

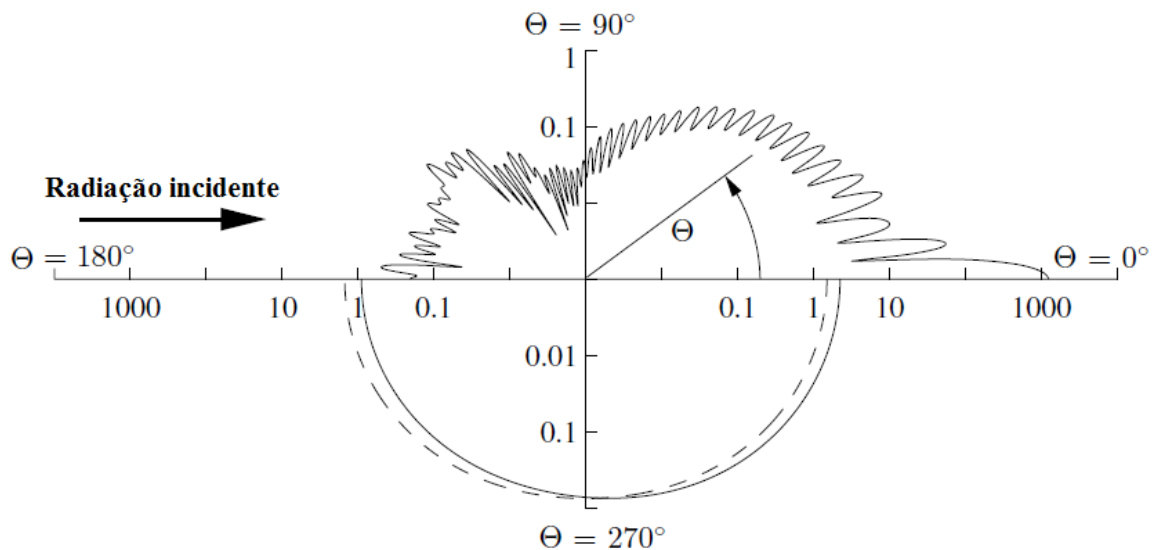


Figura 2.2.3- Gráfico da função de fase $P(\cos(\Theta))$ para $m = 1,33 + 0i$ e três distintos parâmetros de tamanho. Curva tracejada $x = 0,01$, curva sólida na parte inferior $x = 1$ e curva sólida na parte superior $x = 50$. (fonte: Zdunkowski et al., 2007).

O parâmetro de assimetria (g_λ) é comumente utilizado para descrever a direção preferencial de espalhamento dos fótons após interagirem com uma determinada partícula ao

invés da função de fase. Nos módulos de transferência radiativa dos modelos de circulação, no geral, utiliza-se o parâmetro de assimetria devido ao alto custo computacional que a representação da função de fase envolve. A função é usualmente descrita a partir dos polinômios de Legendre (Stephens, 1994):

Eq. (29)

$$P(\theta) = \sum_{j=0}^N \chi_j P_j(\theta)$$

Onde P_j é o polinômio de Legendre de grau j e χ_j são os coeficientes da expansão, definidos como:

Eq. (30)

$$\chi_j = \frac{(2j+1)}{2} \int_{-1}^1 P(\cos(\theta)) P_j(\cos(\theta)) d\cos(\theta)$$

Partículas maiores requerem maior número de termos para expressar a função de fase original. O parâmetro de assimetria é dado por:

Eq. (31)

$$g = \frac{1}{3} \chi_1 = \overline{\cos(\theta)} = \frac{1}{2} \int_0^\pi P(\theta) \cos(\theta) \sin(\theta) d\theta$$

de modo que este representa o primeiro momento da função de fase. O parâmetro de assimetria apresenta valor próximo a -1 quando os fótons são espalhados preferencialmente no sentido oposto e 1 quando coincidente com a propagação do feixe de radiação, respectivamente. Quando não existe uma direção preferencial, isto é, o espalhamento é isotrópico, o parâmetro de assimetria aproxima-se de zero, que é o caso do espalhamento molecular. A aproximação de Henyey-Greenstein para a função de fase (Lenoble, 1993), frequentemente utilizada em módulos de transferência radiativa dos modelos de circulação, é uma função de g

Eq. (32)

$$P_{HG}(\cos\theta, g) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g\cos(\theta))^{3/2}}$$

2.3- Tamanho e estado de mistura dos aerossóis atmosféricos

No tópico anterior foi introduzida a teoria que descreve a interação entre a radiação e uma partícula esférica homogênea e foram apresentadas as propriedades ópticas para um sistema de partículas com distribuição de tamanho dada por $n(r)$. A distribuição das partículas de aerossóis atmosféricos é comumente descrita por meio de três formulações matemáticas, a lei da potência (Junge), função distribuição gama modificada e a distribuição log-normal. No presente estudo, toda a discussão envolvendo a distribuição de tamanho será relacionada à função log-normal, que, como discutido anteriormente, fornece uma boa descrição de populações de aerossóis atmosféricos caracterizadas por diversas modas. A distribuição numérica das partículas é dada pela seguinte função log-normal

Eq. (33)

$$n(r) = \frac{N}{\sigma(2\pi)^{1/2}} \exp\left(-\frac{[\ln(r/r_0)]^2}{2\sigma^2}\right)$$

onde r é o raio da partícula, r_0 é o raio geométrico médio e σ é o desvio padrão geométrico. O número total de partículas (N) por unidade de volume é dado por

Eq. (34)

$$N = \int_0^{\infty} n(r) dr$$

A função log-normal que descreve a distribuição volumétrica pode ser obtida da distribuição numérica a partir da seguinte expressão:

Eq. (35)

$$\frac{dV(r)}{dr} = \frac{4}{3} \pi r^3 n(r)$$

Dois outros parâmetros importantes na descrição de uma população de partículas são a seção de choque geométrica ($\langle S \rangle$) e o raio efetivo (r_{eff})

Eq. (36)

$$\langle S \rangle = \int_0^{\infty} \pi r^2 n(r) dr$$

Eq. (37)

$$r_{eff} = \frac{1}{\langle S \rangle} \int_0^{\infty} r \pi r^2 n(r) dr$$

Esses parâmetros são frequentemente utilizados na parametrização dos aerossóis em modelos de transporte em função da sua praticidade e baixo custo computacional. A **Figura 2.3.1** mostra um exemplo da sobreposição de distribuições de tamanho de diversas modas associadas a diferentes tipos de aerossóis utilizando a função log-normal. Misturas de partículas de diferentes tamanhos e distintas origens representam o que de fato se observa na atmosfera.

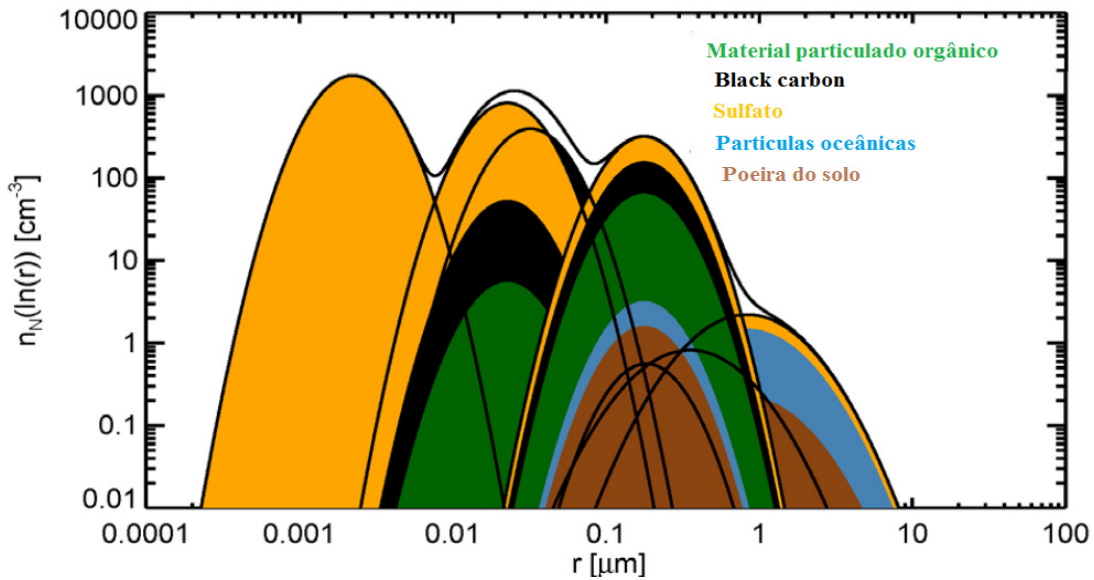


Figura 2.3.1 – Sobreposição da distribuição log-normal de partículas de aerossóis de diferentes fontes. (fonte: adaptado de Stier et al., 2007).

Do ponto de vista do estado de mistura, os aerossóis atmosféricos podem ser encontrados externamente ou internamente misturados. No primeiro caso, cada partícula consiste de um único componente químico, enquanto na mistura interna uma partícula consiste da mistura de diferentes componentes químicos. A **Figura 2.3.2** mostra, como exemplo, o modelo conceitual apresentado por Martins et al. (1998) para os possíveis estados de mistura dos aerossóis de queimadas.

O estado de mistura tem importantes implicações para o índice de refração complexo da partícula, conseqüentemente, para os efeitos radiativos das partículas. Jacobson (2000) analisou e

avaliou o impacto que o estado de mistura tem na seção de choque de absorção dos aerossóis. Os resultados da forçante radiativa direta global dos aerossóis calculados por Liao e Senfield (2005) passaram de negativo para positivo apenas alterando a mistura das partículas de externa para interna (rever capítulo 1, tópico 1.4). Por ser o principal absorvedor entre os aerossóis, estados de misturas que envolvem o *black carbon*, em particular, têm recebido especial atenção.

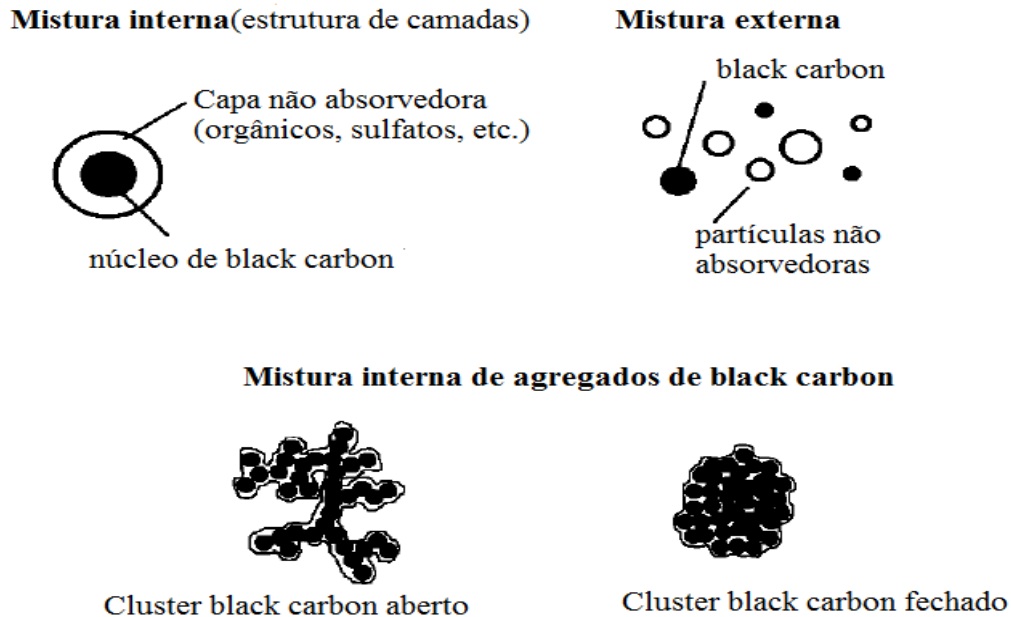


Figura 2.3. 2 – Modelo conceitual de possíveis estados de mistura entre *Black carbon* e aerossóis não absorvedores. (fonte: Martins et al., 1998)

À semelhança da distribuição de tamanho, também existem funções matemáticas que procuram descrever a combinação do índice de refração. Um exemplo desses formalismos matemáticos é a regra de mistura de Maxwell-Garnett (Bohren e Huffman, 1983) que calcula a constante dielétrica efetiva (ϵ_{MG} , quadrado do índice complexo de refração) para uma partícula heterogênea (um núcleo em uma solução):

Eq. (38)

$$\epsilon_{MG} = \epsilon_2 \left[\frac{\epsilon_1 + 2\epsilon_2 + 2f_1(\epsilon_1 - \epsilon_2)}{\epsilon_1 + 2\epsilon_2 - f_1(\epsilon_1 - \epsilon_2)} \right]$$

onde ϵ_i são as constantes dielétricas e f_1 a fração volumétrica da espécie 1.

3. Dados e Modelos

3.1- Dados

3.1.1- AErosol RObotic NETwork (AERONET)

A AERONET (Holben et al., 1998) é uma rede mundial de fotômetros solares espectrais (**Figura 3.1.1**) projetada e implementada visando a quantificação e caracterização das propriedades dos aerossóis atmosféricos. Os fotômetros, modelo CIMEL Electronique 318A, são automatizados e equipados com filtros para medir radiâncias espectrais associadas aos componentes direto e difuso da radiação solar. É a partir das radiâncias espectrais que são invertidas as propriedades dos aerossóis. A padronização da rede se estende também para a calibração dos instrumentos e processamento dos dados, o que assegura a comparabilidade quantitativa das propriedades dos aerossóis obtidos em diferentes lugares e períodos. Em função disso, atualmente a AERONET apresenta uma das mais importantes bases de dados de propriedades ópticas dos aerossóis, amplamente utilizada como referência na avaliação e validação de resultados de modelos numéricos e de produtos de sensoriamento remoto por satélites (ex. Ichoku et al., 2002; Kinne et al., 2006; Yu et al., 2006; Stier et al., 2007; Hoelzemann et al., 2009). Além disso, valores climatológicos de propriedades dos aerossóis obtidos da AERONET têm sido utilizados para parametrizar as propriedades microfísicas e radiativas intrínsecas dos aerossóis nos modelos de circulação e em algoritmos para satélites (Remer et al., 1998; Dubovik et al., 2002; Procopio et al., 2004; Omar et al., 2005; Levy et al., 2007; Castanho et al., 2008). A Tabela 3.1.1 apresenta as informações das estações da AERONET utilizadas no presente estudo, isto é, localização geográfica, período em que os dados foram coletados, e número de inversões correspondentes às medições de radiância direta e difusa.



Figura 3.1. 1 – Rede mundial de fotômetros da AERONET e a configuração padrão do sistema de medição da rede.

Os produtos gerados pela AERONET são divididos em duas categorias baseadas nas medidas das radiâncias espectrais, que podem ser diretas (*Direct sun products*) ou difusas (*Sky radiance products*). Produtos em ambas as categorias são classificados em três níveis determinados pelo controle de qualidade. Todos os produtos utilizados no presente projeto são do nível 2.0, que corresponde ao máximo controle de qualidade da rede. Aos produtos classificados nesse nível são aplicados todos os controles para eliminação de dados contaminados por nuvens, isto é, os *in situ* e os de laboratório, e os dados são corrigidos da influência da tendência de degradação dos fatores de calibração devido ao tempo de exposição do instrumento (Eck et al., 1999). Maiores detalhes sobre os procedimentos de calibração e controle de qualidade dos dados podem ser encontrados em Eck et al. (1999) e Smirnov et al. (2000). É importante observar que todos os produtos da AERONET são integrados na coluna, portanto, representam o comportamento médio para a coluna atmosférica local.

Tabela 3.1 1 - Descrição das estações da AERONET utilizadas no presente estudo: localização geográfica, período em que os dados foram coletados, e número de inversões correspondentes às medições de radiância direta e difusa. Entre parênteses é indicado o número de inversões para profundidade óptica do aerossol maior que 0,4 no canal de 440 nm.

AERONET (L 2.0)	Longitude (°)	Latitude (°)	Altitude (m)	Período	Nº Inversões radiância direta	Nº Inversões radiância difusa
Suriname	-55,200	5,800	0	1998 – 2001	3226	170 (13)
Belterra	- 54,952	- 2,648	70	1999 – 2005	11437	419 (103)
Balbina	-59,487	-1,917	80	1999 – 2002	9546	212 (22)
Rio Branco	- 67,869	- 9,957	212	2000 – 2008	14342	669 (244)
Abracos Hill	- 62,358	-10,760	200	1999 – 2005	17982	820 (357)
Ji-Parana	-62,852	-10,934	218	2006 – 2006	3707	252 (127)
Alta Floresta	- 56,01	- 9,917	175	1999 – 2008	31850	1124 (421)
Cuiabá-Miranda	- 56,021	- 15,730	210	2001 – 2008	18778	739 (229)
Campo Grande	- 54,538	- 20,438	677	2003 – 2006	10850	669 (62)
São Paulo	- 46,735	- 23,561	865	2000 – 2008	20256	1273 (269)
Santa Cruz	- 63,178	- 17,802	442	1999 – 2006	8960	127 (31)
Córdoba	- 64,466	- 31,524	730	1999 – 2007	31485	1553 (28)
Buenos Aires	- 58,500	- 34,567	10	1999 – 2007	39444	1964 (46)
Arica	-70,313	-18,472	25	1998 – 2004	33260	1404 (337)

Radiância espectral direta (*Direct sun products*)

Os produtos derivados da radiância espectral direta são obtidos com base na lei de Beer-Bouguer-Lambert que descreve a atenuação de um feixe de radiação monocromático atravessando um meio (Liou, 2002). Os produtos primários desta categoria são a profundidade óptica espectral ($\tau_{a\lambda}$) dos aerossóis obtida, em geral, nos comprimentos de onda 340, 380, 440, 500, 670, 870 e 1020 nm e o conteúdo de água precipitável (AP), invertido a partir do canal nominal de 940 nm. A acurácia da profundidade óptica do aerossol e do conteúdo de água precipitável obtidos, no caso dos produtos do nível 2.0, é 0,01-0,02 (Eck et al., 1999) e 5-10% (Smirnov et al., 2004), respectivamente. A partir da profundidade óptica do aerossol nos diferentes canais espectrais é calculado o coeficiente de Ångström ($\alpha_{\lambda_1/\lambda_2}$).

Radiância espectral difusa (*Sky radiance products*)

A inversão dos produtos a partir da radiância difusa do céu é baseada na metodologia descrita em Dubovik e King (2000) (adaptado por Dubovik et al., 2006) e tem como produto primário as propriedades microfísicas dos aerossóis, isto é, a distribuição de tamanho e o índice de refração complexo nos comprimentos de onda 440, 670, 870 e 1020 nm. Essas informações são utilizadas como dados de entrada no código Mie a partir do qual são derivadas as propriedades ópticas (radiativas) intrínsecas, que são o albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e o parâmetro de assimetria (g_λ). A acurácia dos produtos invertidos a partir da radiância difusa é definida pelo estudo de Dubovik et al. (2000). De acordo com este estudo, albedo simples (com acurácia de 0,03) e índice complexo de refração ($n_\lambda + ik_\lambda$) (com erros entre 30 e 50% para a parte imaginária e 0,04 para a parte real) só podem ser invertidos para concentrações de aerossóis correspondentes a $\tau_{a440\text{ nm}} \geq 0,4$ e distância zenital solar maior que 50° . Para baixas concentrações de aerossóis a acurácia das inversões diminui significativamente. A acurácia da calibração torna-se um obstáculo, pois a incerteza associada à calibração para baixas concentrações de aerossóis representa cerca de 5 a 10% da profundidade óptica, sendo esta da mesma ordem de grandeza da contribuição da absorção para a profundidade óptica total. Deste modo, a inversão de $\omega_{0\lambda}$ e k_λ torna-se impraticável assim como de n_λ , uma vez que os efeitos de espalhamento associados a n_λ e k_λ não são completamente independentes.

As inversões da distribuição de tamanho não têm restrições relevantes com relação à concentração de aerossóis e os erros associados a estas variam não linearmente com o tamanho das partículas, o tipo do aerossol e com o próprio valor da distribuição. Para tamanhos de partícula variando entre 0,1 e 7,0 μm os erros da inversão são menores que 10%

para o máximo da distribuição e podem aumentar até 35% para o mínimo da distribuição neste intervalo. Para partículas $\geq 7,0 \mu\text{m}$ e $\leq 0,1 \mu\text{m}$ a acurácia da inversão é significativamente reduzida, por conta da baixa sensibilidade do espalhamento de radiação pelos aerossóis nos comprimentos de onda 440, 670, 870 e 1020 nm para partículas com esses tamanhos. Entretanto, isso não afeta a derivação das informações da distribuição (concentração, raio mediano, raio efetivo, etc) porque tipicamente as concentrações para essas faixas de tamanho são baixas.

3.1.2- Solar Radiation Network (SolRad-Net)

SolRad-Net (Schafer et al., 2002) é uma rede de radiômetros de superfície que fornece medidas de irradiância solar global nos espectros solar e visível em alta resolução temporal (2 min) em tempo quase-real. A rede foi idealizada como complemento da rede AERONET, de modo que os instrumentos são geralmente instalados ao lado dos seus fotômetros. No Brasil, vários instrumentos foram instalados no contexto do *Large-Scale Biosphere Experiment in Amazonia* (LBA). A instrumentação da rede em cada sítio, em geral, consiste de um piranômetro Kipp & Zonen CM-21 e um sensor Skye SKE-510 com filtro de interferência com resposta entre 400 e 700 nm (**Figura 3.1.2**).



Figura 3.1.2 – A configuração das estações operadas pela Solar Radiation Network (SolRad-Net) junto das estações da rede AERONET consiste, em geral, de : (a) um piranômetro Kipp & Zonen CM-21 e (b) um sensor Skye SKE-510 com filtro de interferência com resposta entre 400 e 700 nm.

O processamento e controle de qualidade da SolRad-Net segue os padrões da AERONET, com os dados sendo classificados em três níveis mediante aplicação dos critérios de controle de qualidade. Os dados de irradiância utilizados neste projeto são referentes ao nível 2.0 que, à semelhança da AERONET, representa a máxima qualidade. A incerteza absoluta dos dados dos piranômetros do nível 2.0 varia entre 2 e 3%, dependendo da estação, e a dos sensores do visível é estimada em 5%. De acordo com a própria rede, Alta Floresta apresenta a mais acurada série temporal de dados de irradiância (incerteza $\leq 2\%$) na superfície

entre as estações na América do Sul. Em função disso, dados da estação de Alta Floresta, em particular, foram utilizados num estudo visando avaliar a sensibilidade da irradiância solar à variabilidade das propriedades ópticas dos aerossóis (sub-capítulo 4.4). Os dados das demais estações da rede, Abracos Hill, Cuiabá, foram utilizados para avaliar os resultados da simulação do efeito radiativo direto com o modelo de transporte.

3.1.3- MODerate resolution Imaging Spectro-radiometer (MODIS)

Os sensores MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA provêm campos instantâneos da profundidade óptica dos aerossóis sobre o continente e oceanos desde dezembro de 1999 e maio de 2002, respectivamente (Ichoku et al., 2004). O TERRA cruza o equador em direção ao sul às 10:00 (hora local) e o AQUA faz o sentido contrário às 13:30 (hora local). A contribuição da superfície e dos demais componentes radiativos da atmosfera é removida da radiância medida, pelo algoritmo do sensor, de modo a isolar o efeito radiativo dos aerossóis, a partir do qual a profundidade óptica é estimada (Kaufman e Fraser, 1997; Tanre et al., 1997). Para considerar o impacto associado à distribuição espacial e temporal dos diferentes tipos de aerossóis presentes na atmosfera, propriedades ópticas intensivas das partículas são previamente parametrizadas a partir de critérios baseados na localização geográfica, sazonalidade e abundância dos aerossóis (Levy et al., 2007). Os resultados do MODIS têm sido amplamente avaliados e validados com relação às medições da AERONET (Chu et al. 2002; Ichoku et al. 2002; Remer et al. 2002; Hoelzemann et al. 2009). A cobertura global dos sensores MODIS representou um grande avanço na caracterização da variabilidade espacial dos aerossóis dentro do sistema climático. Entretanto, a natureza global do produto da profundidade óptica dos aerossóis do MODIS tem sido um desafio para a parametrização regional detalhada das propriedades ópticas das partículas de aerossóis, o que, a princípio, melhoraria a acurácia dos produtos derivados (ex. Castanho, 2005). No caso da América do Sul, a tendência dos dados do MODIS em superestimar a profundidade óptica em regiões de queimadas durante eventos extremos de poluição é reconhecida (Levy et al., 2010). A principal hipótese para tal fato é a não acurada representação das propriedades intrínsecas dos aerossóis de queimadas. O aprimoramento dos modelos ópticos do MODIS para as queimadas na África (Ichoku et al., 2002, 2004) não resultou necessariamente no aprimoramento do produto da profundidade óptica dos aerossóis para as regiões de queimadas na América do Sul. A variabilidade das propriedades intrínsecas dentro de uma mesma classe de aerossóis não restringe ao domínio intercontinental, como, por exemplo, entre as queimadas na África e

na América do Sul. Nesta última, diferenças significativas foram encontradas entre as propriedades das partículas produzidas pelas queimadas em florestas primárias e aquelas no ecossistema cerrado (Yamasoe et al., 1998; Dubovik et al., 2002). Sobre os continentes, a incerteza da profundidade óptica dos aerossóis invertida pelos sensores MODIS é estimada em $\pm(0,05+0,15\%)$ (Levy et al., 2010).

No presente projeto foram utilizados campos instantâneos e médias mensais da profundidade óptica dos aerossóis derivados com o MODIS referentes à coleção 005 (C005, Levy et al., 2007). Esses dados serviram para caracterizar a distribuição espacial dos aerossóis sobre a América do Sul (sub-capítulo 4.1) e para a avaliação dos resultados da modelagem da profundidade óptica dos aerossóis durante a estação de queimadas no sul da Amazônia para o período de agosto a novembro de 2002 (sub-capítulo 4.6).

3.1.4- Smoke, Aerosols, Clouds and Climate (SMOCC)/ Radiation, Cloud, and Climate Interactions (RACCI)

Os experimentos SMOCC (Andreae et al., 2004) e RACCI (Silva Dias et al., 2002) ocorreram na região sul da bacia Amazônica, mais precisamente no estado de Rondônia (Figura 3.1.3) entre os meses de setembro e novembro de 2002, durante o pico da estação de queimada e o período de transição da estação seca para a úmida. Os dois experimentos fazem parte do LBA.

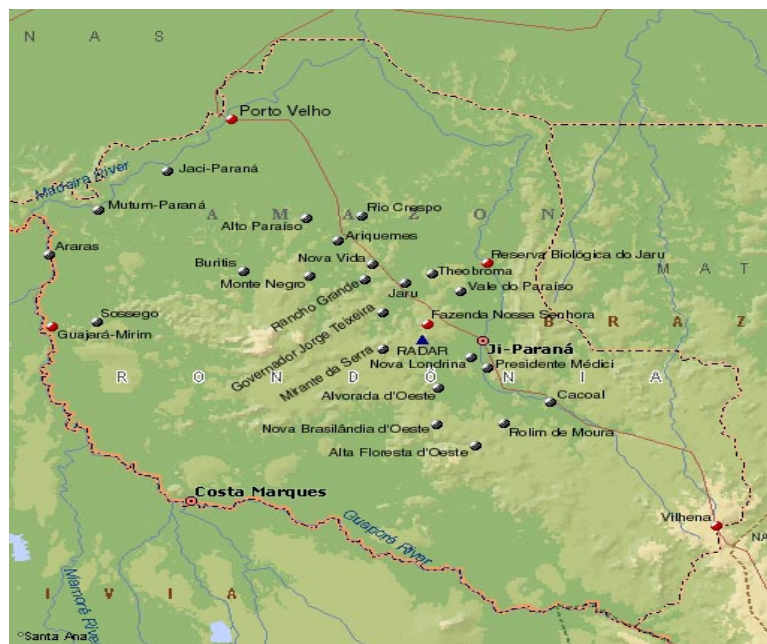


Figura 3.1.3 – Mapa do estado de Rondônia indicando os sítios experimentais durante as campanhas SMOCC e RACCI que ocorreram na região durante a estação de queimada de 2002 (set-nov). A localização da estação da AERONET Abracos Hill é a representada pela Fazenda Nossa Senhora.

Durante os dois experimentos foram realizadas medições de diversas variáveis meteorológicas em diferentes localidades incluindo áreas de pastagem e floresta. A **Tabela 3.1.2** apresenta uma relação dos instrumentos operados durante os experimentos.

Tabela 3.1 2 - Relação da instrumentação utilizada durante os experimentos SMOCC/RACCI que ocorreu no estado de Rondônia durante o período de transição da estação seca para chuvosa de 2002.

Instrumentação Utilizada	Localização
Radiossondagem	Guajará-Mirim, Vilhena, Porto Velho e Alta Floresta: 00, 06, 12, 18 UTC; Fazenda Nossa Senhora (Abracos Hill) e Rebio Jaru: 00, 06, 12, 15, 18, 21 UTC;
Sodar e Lidar	Fazenda Nossa Senhora (Abracos Hill);
Balão cativo	Fazenda Nossa Senhora (Abracos Hill) e Rebio Jaru;
Pirgeômetro, nefelômetro e MFRSR	Fazenda Nossa Senhora (Abracos Hill);
Torres de fluxos+AWS+radiação	Fazenda Nossa Senhora(Abracos Hill) e Rebio Jaru;
Aviões	INPE (química) e Funceme (aerossol e microfísica);
Estações Meteorológicas	Diversas estações no estado de Rondônia

Dois fotômetros da AERONET operaram na região durante o período das medições, um instalado em áreas de pastagem (Abracos Hill) e outro na reserva biológica do Jaru (Rebio Jaru). Os perfis da concentração dos aerossóis obtidos a partir da aeronave (Guyon et al., 2005) e do LIDAR foram utilizados na análise da distribuição vertical dos aerossóis durante o período de queimadas e na avaliação teórica do impacto dos aerossóis no perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo (sub-capítulo 4.5). A profundidade óptica dos aerossóis obtida pelos fotômetros da AERONET foi utilizada para avaliar os resultados da modelagem da profundidade óptica dos aerossóis (sub-capítulo 4.6).

De acordo com Freitas et al. (2010), o período do experimento caracterizou-se por três regimes atmosféricos bem definidos. O primeiro, entre o início dos experimentos (10 de setembro) e início do mês de outubro, com características típicas da estação seca, escassa precipitação e elevado número de focos de queimadas em toda a região sul da bacia, conseqüentemente, marcado por altas concentrações de PM_{2,5} e monóxido de carbono (CO). Durante o segundo período, que coincide com o mês de outubro, houve um aumento da precipitação que culminou com a diminuição no número de focos de queimadas. Devido ao início da estação chuvosa, do final do mês de outubro em diante (terceiro período), as queimadas e, conseqüentemente, a concentração dos poluentes, foram significativamente reduzidas. A **Figura 3.1.4** mostra a variabilidade da profundidade óptica dos aerossóis em 500 nm e da água precipitável medida pela estação da AERONET em Abracos Hill.

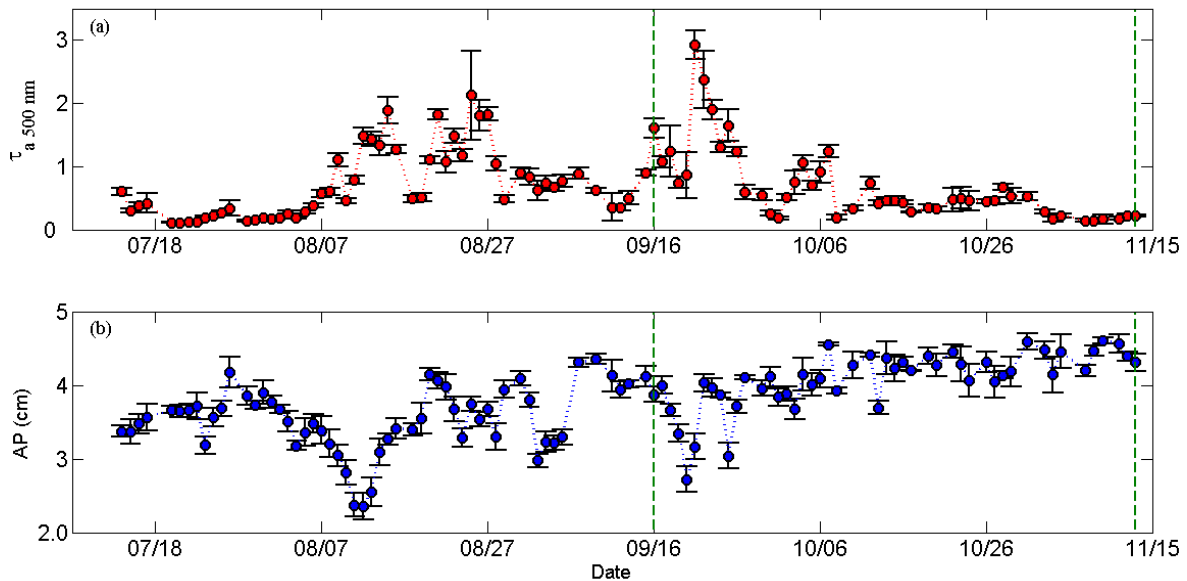


Figura 3.1.4 – Variabilidade diária da profundidade óptica dos aerossóis em 500 nm ($\tau_{a, 500 \text{ nm}}$) e do conteúdo de água precipitável (AP) entre a estação seca e início da estação chuvosa de 2002. Os valores correspondem à média diária e as barras, ao desvio padrão associado. As linhas verticais na cor verde delimitam o período em que ocorreram os experimentos SMOCC e RACCI.

Como pode ser observado na figura acima, o comportamento da profundidade óptica dos aerossóis e do conteúdo de umidade acompanhou a descrição das características dos períodos feita por Freitas et al. (2010), pois o início da campanha foi caracterizado por valores altos de profundidade óptica, porém, em outubro já se observou significativa redução na quantidade de aerossóis presentes na atmosfera. No mês de novembro, com os valores de água precipitável estabilizados nos níveis típicos da estação chuvosa, a profundidade óptica retornou aos valores observados no mês de julho, antes do pico das queimadas. É interessante observar o rápido aumento da profundidade óptica associado a períodos de significativas diminuições no conteúdo de vapor d'água. Esse é um dos aspectos que tornam complexa a dinâmica das queimadas na região, devido à dificuldade em isolar o componente antrópico da resposta natural à variabilidade das condições ambientais.

3.2- Modelos

3.2.1- Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer code (SBDART)

O SBDART (Ricchiuzzi et al., 1998) é um código desenvolvido para resolver a transferência radiativa em uma atmosfera plano-paralela com e sem nuvens tanto no espectro solar como terrestre. Todos os principais processos que afetam o campo de radiação nos dois espectros são considerados. A equação da transferência radiativa é numericamente integrada utilizando o método das ordenadas discretas (DISORT, Stamnes et al. 1988). A radiância pode ser obtida para diferentes altitudes e direções. O SBDART permite definir até 50 camadas atmosféricas e até 20 configurações de ângulos zenital e azimutal. Os dados de entrada requeridos pelo DISORT incluem profundidade óptica de extinção, albedo simples e função de fase. A profundidade óptica de extinção para cada camada é a soma das profundidades ópticas da absorção e espalhamento molecular, aerossóis e nuvens. A função de fase é calculada a partir da aproximação de Henyey-Greenstein, que depende do fator de assimetria. O código foi designado visando também estudos de sensibilidade envolvendo diferentes aspectos e elementos da transferência radiativa. Para atender esse objetivo, o SBDART apresenta na sua base de dados diferentes perfis atmosféricos, padrões de superfícies, tipos de aerossóis e ainda possibilita ao usuário entrar com suas próprias informações. Além de variar as propriedades desses elementos, o código permite ainda diferentes níveis de especificações, isto é, desde os mais simples, por exemplo, albedo de superfície uniforme, até sofisticados modelos de refletância da superfície que levam em consideração a dependência espectral e angular. No caso específico dos aerossóis, objeto de estudo do presente projeto, o SBDART permite um detalhamento propício das suas propriedades, o que foi fundamental para os estudos de sensibilidade. O usuário tem a possibilidade de especificar as principais propriedades extensivas (profundidade óptica) e intensivas (fator de eficiência de extinção, albedo simples, fator de assimetria) com alta resolução espectral. Os resultados do modelo têm sido amplamente avaliados e validados por meio de comparações com medições de alta qualidade e com códigos de transferência radiativos mais sofisticados (*line-by-line*). Com relação à radiação solar global descendente na superfície, o SBDART apresentou concordância dentro de 2% com observações de alta qualidade (Michalsky et al., 2006) e com outros códigos de transferência radiativa (Halthore et al., 2005).

3.2.2- Coupled Aerosol and Tracers Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS)

Descrição e configuração

O CATT-BRAMS (Freitas et al., 2010) consiste de um modelo de transporte (CATT) acoplado a um modelo de circulação atmosférica regional (BRAMS). O modelo atmosférico BRAMS é baseado no modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System, Walko et al., 2000) diferenciando-se deste pelos aprimoramentos incluídos visando a sua otimização para os trópicos, nomeadamente a parametrização de *cumulus*, a umidade do solo e alterações no esquema de superfície. Entre outros processos, o CATT-BRAMS simula as interações entre a superfície e a atmosfera, convecção, processos radiativos e microfísicos. A convecção é baseada no esquema de fluxo de massa descrito em Grell e Devenyi (2002) e a umidade inicial do modelo é prescrito de acordo com o trabalho de Gevaerd e Freitas (2006). Os parâmetros biofísicos associados com a vegetação e solo foram adaptados para solos e biomas tropical e subtropical com base nas observações ou estimativas das campanhas experimentais realizadas nos últimos anos dentro do projeto LBA. O sistema CATT-BRAMS foi desenvolvido visando o estudo de emissão, deposição e transporte de gases e aerossóis associados às queimadas na América do Sul. O processo de transporte é feito simultaneamente com a evolução do estado atmosférico. A equação da continuidade para escalares resolvida pelo modelo é dada pela seguinte expressão (na forma da equação de tendência):

Eq. (39)

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{adv} + \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{CLP}^{dif} + \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{conv}^{pfd} + \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t}\right)_{conv}^{rsa} + W_{PM2.5} + R + Q_{pr}$$

onde \bar{s} é a razão de mistura média do escalar na escala de grade e os termos à direita da igualdade representam, respectivamente, advecção pelo vento médio, difusão dentro da camada limite planetária (CLP) na escala de sub-grade, transporte pela convecção profunda, transporte pela convecção rasa, remoção úmida aplicada aos aerossóis da moda fina, termo sumidouro associado à remoção seca aplicada aos aerossóis e à transformação química do CO, e o último é o termo fonte do mecanismo *plume rise* (Freitas et al., 2006), que controla o nível de injeção dos materiais associados às emissões da queima de biomassa.

O módulo radiativo do modelo é uma versão modificada do *Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres* (CARMA, Toon et al., 1988) visando assimilar os campos meteorológicos e de PM_{2,5} do CATT-BRAMS. O CARMA resolve a transferência radiativa nos dois espectros, solar e terrestre, incorporando os efeitos radiativos dos aerossóis (Longo et al., 2006). A dependência espectral das propriedades ópticas intensivas das partículas é prescrita a partir de *look-up-tables*. Os efeitos da convecção úmida e profunda na distribuição dos traçadores são considerados, onde as parametrizações levam em consideração a subsidência ambiente (advecção), o entranhamento através dos transportes verticais ascendentes e descendentes de massa. O transporte vertical ascendente carrega os aerossóis da CLP para a alta troposfera, enquanto o descendente traz ar limpo da troposfera livre para a CLP (Freitas et al., 2005). O transporte de convecção rasa somente transporta as partículas de aerossóis e gases da CLP para a baixa troposfera. A remoção úmida dos aerossóis é associada apenas à convecção profunda e a seca é modelada com base no conceito de resistência e acoplado com a parametrização de superfície do RAMS. Os processos de advecção e de transporte turbulento na CLP seguem, também, as parametrizações do modelo atmosférico RAMS. A **Figura 3.2.1** ilustra os principais processos na escala sub-grade envolvidos no transporte de gases e aerossóis e que são simulados pelo CATT-BRAMS.

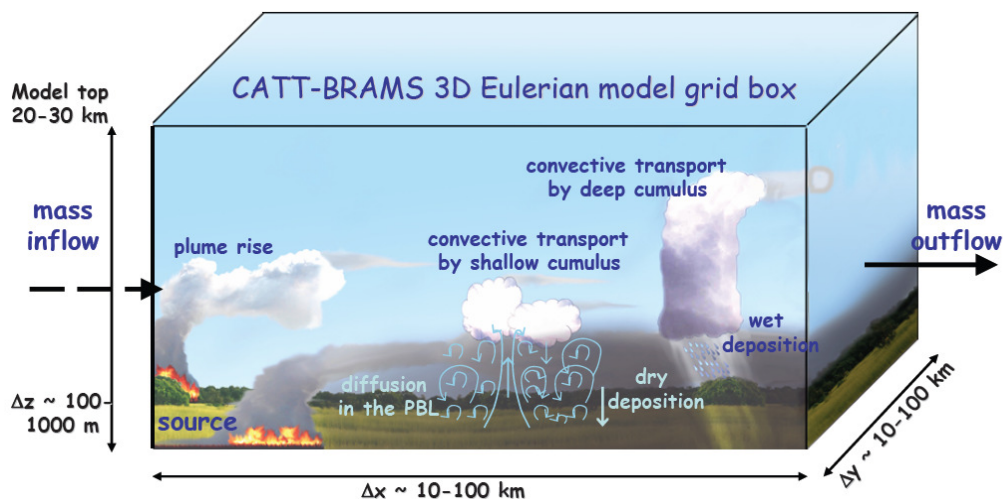


Figura 3.2.1- Processos na escala de sub-grade associados ao transporte de gases e aerossóis pelo CATT-BRAMS (fonte: Freitas et al., 2010)

A configuração do modelo utilizado no presente estudo considerou duas grades (**Figura 3.2.2**). A primeira com resolução horizontal de 140 km cobrindo a América do Sul, o Atlântico sul e a África subsaariana e uma segunda grade com resolução de 35 km cobrindo apenas a América do Sul. Na vertical o modelo possui 42 níveis com o topo do modelo em 23

km em ambas as grades, sendo que a resolução varia telescopicamente a uma razão de 1,07, com maior resolução próximo da superfície, de 150 m, e menor resolução de 850 m em níveis superiores da atmosfera. O solo é composto por sete camadas distribuídas nos primeiros 4 metros de profundidade. Para as condições iniciais de fronteira foram consideradas as análises do modelo global do CPTEC. Nas simulações foram incluídas apenas as emissões de monóxido de carbono e material particulado fino (diâmetro menor que $2,5 \mu\text{m}$, $\text{PM}_{2,5}$) associado às emissões de queimadas, sendo o último o foco das análises. As simulações com CATT-BRAMS no presente projeto consistiram de dois experimentos, o primeiro onde não foi considerada a interação entre o campo da radiação e o do material particulado (**NOAER**), e um segundo experimento (**AER**), no qual a interação se deu exclusivamente através do efeito radiativo direto das partículas, isto é, absorção e espalhamento da radiação. Portanto, o efeito indireto não foi incluído nas simulações.

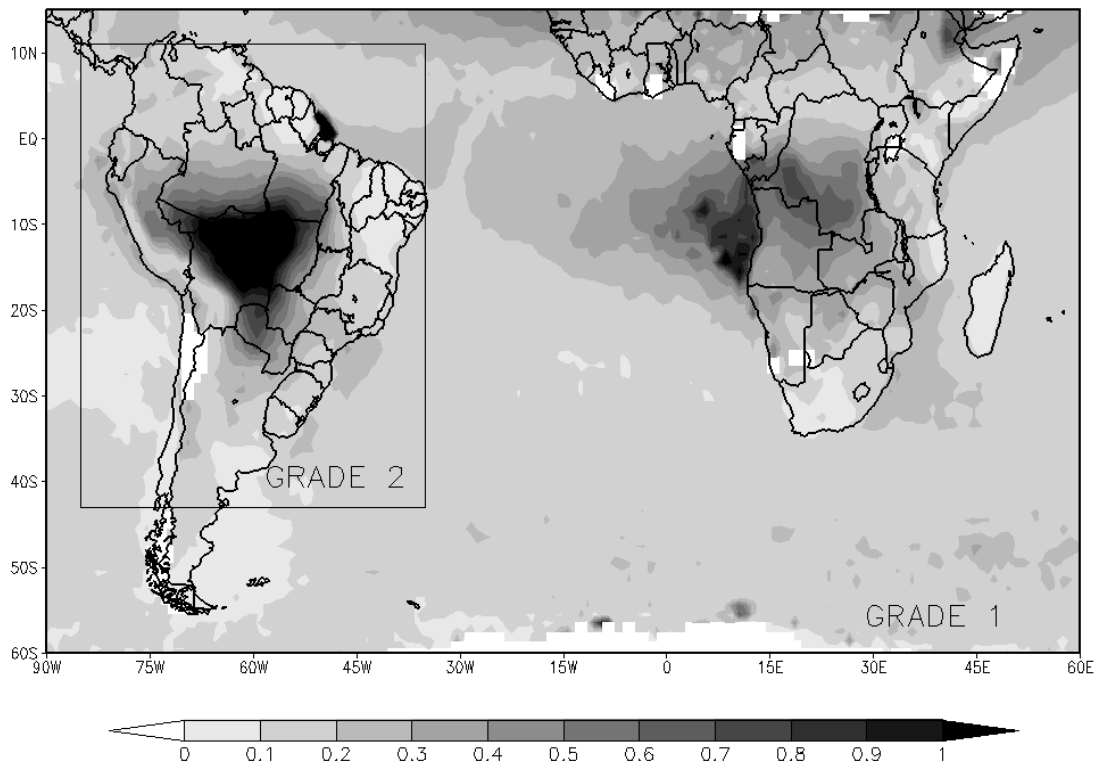


Figura 3.2. 2 – Os domínios das grades 1 e 2 do modelo CATT-BRAMS utilizados. O campo é referente a profundidade óptica climatológica dos aerossóis em 550 nm para o mês setembro de acordo com o sensor MODIS a bordo do satélite TERRA.

Modulo de emissões de queimadas

O CATT é acoplado ao modelo de emissão 3BEM (*Brazilian Biomass Burning Emission Model*, Freitas et al., 2005; Longo et al., 2010), o qual fornece estimativas da quantidade total de gases e material particulado emitidos pelas queimadas. O campo de emissão gerado pelo 3BEM é baseado na combinação de produtos de sensoriamento remoto e observações de campo. Para cada pixel de fogo detectado por satélite, a massa emitida correspondente é calculada tendo em consideração as propriedades do fogo, que dependem do tipo de vegetação. A área queimada é estimada com base no tamanho do fogo observado por satélites, quando disponível, ou estimada estatisticamente a partir dos rastros da queima. A massa emitida (M) é calculada como função da espécie (η), da fração de biomassa acima do solo (α_{veg}), do fator de combustão (β_{veg}), do fator de emissão da espécie (EF_{veg}^{η}) e da área queimada (A_{fogo}) para um dado tipo de vegetação a partir da seguinte expressão:

Eq. (40)

$$M^{[\eta]} = \alpha_{veg} \beta_{veg} EF_{veg}^{\eta} A_{fogo}$$

α_{veg} , β_{veg} , EF_{veg}^{η} são obtidos da literatura. Revisão mais detalhada sobre os parâmetros pode ser encontrada em Freitas (1999) e Longo et al. (2010).

O produto final da distribuição espacial de focos de queimadas utilizado na geração do mapa das emissões é resultado da sinergia entre produtos de diferentes satélites, o *Geostationary Operational Environmental Satellite - Wild Fire Automated Biomass Burning Algorithm* (GOES WF ABBA, <http://cimss.ssec.wisc.edu/goes/burn/wfabba.html>; Prins et al., 1998), o produto do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais baseado no sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR, <http://www.cptec.inpe.br/queimadas>; Setzer and Pereira, 1991) e o do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS, <http://modis-fire.umd.edu>; Giglio et al., 2003). O algoritmo que combina os produtos das três bases de dados foi desenvolvido de modo a evitar a duplicidade de focos.

O mapa de focos de queimadas é combinado com os de uso da terra e da vegetação, de modo a obter o fator de emissão, o fator de combustão e a densidade de carbono. A emissão total por espécies para cada grade do modelo, incluindo todos os focos de queimadas observados na escala sub-grade, é dado por:

Eq. (41)

$$Q^\eta = \frac{r(t)}{\rho_o \Delta V} \sum_{\substack{\text{Focos} \\ \in \\ \text{grade}}} M^{(\eta)}$$

onde ρ_o é a densidade do ar no estado básico, ΔV é o volume da primeira célula física de grade (que corresponde ao segundo nível vertical do modelo atmosférico) e $r(t)$ representa uma função gaussiana centralizada no horário das 17:45 UTC, o qual modula o ciclo diurno das emissões seguindo o estudo de Prins et al. (1998). A partir desta metodologia, as fontes emissoras são distribuídas com a mesma resolução espacial e temporal do modelo de circulação atmosférica e assimiladas diariamente de acordo com os focos observados por satélites.

Longo et al. (2010) mostraram que o impacto do 3BEM no desempenho do CATT-BRAMS, quando comparado com o de inventários globais (menor resolução espacial), é significativo. A **Figura 3.2.3** apresenta um diagrama-resumo dos procedimentos e dados envolvidos no cálculo das emissões.

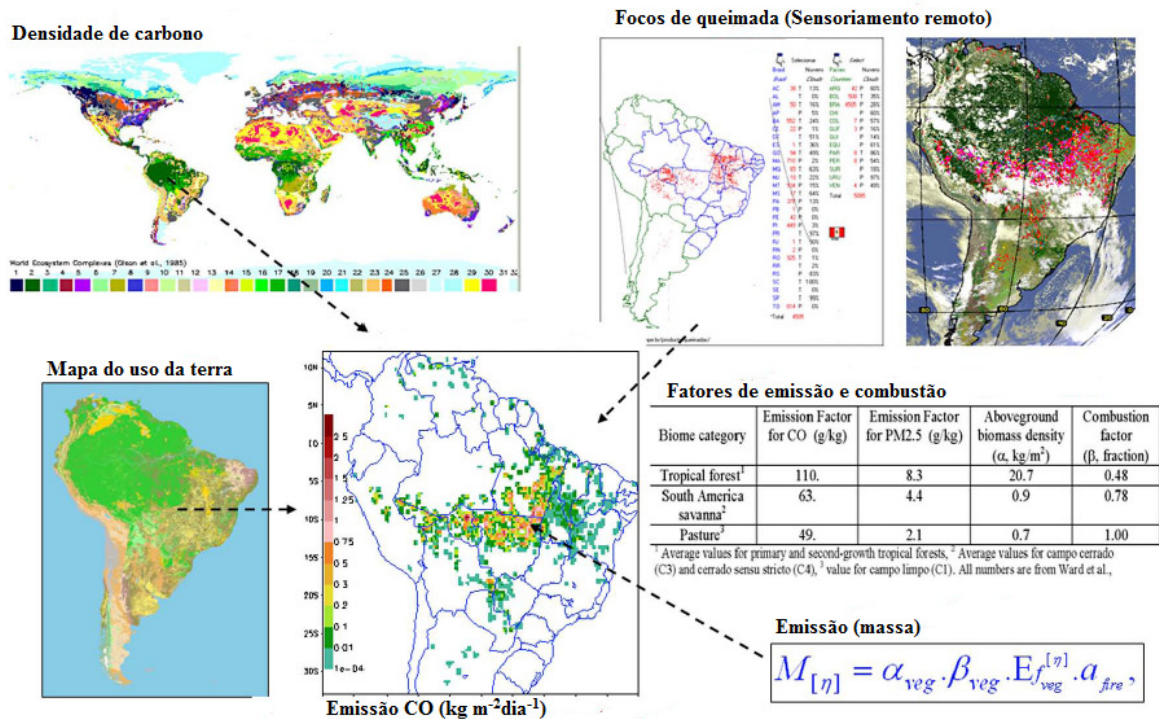


Figura 3.2.3 - Diagrama representando as informações utilizadas para estimar a emissão das queimadas pelo modelo 3BEM (fonte: Longo et al., 2010).

4. Resultados

4.1

Variabilidade Geográfica e Temporal dos Aerossóis sobre a América do Sul

A *distribuição espaço-temporal da concentração das partículas de aerossóis na atmosfera é a informação primária para o cálculo da forçante radiativa dos aerossóis. Além disso, para determinadas regiões do globo, a variabilidade da concentração tem sido um aspecto importante na compreensão e caracterização da variabilidade das propriedades intrínsecas das partículas, que é o segundo aspecto em ordem de importância no cálculo da forçante radiativa. Portanto, o conhecimento da distribuição geográfica e temporal da concentração dos aerossóis é fundamental. Neste sentido, o objetivo do presente capítulo é mostrar e contextualizar a distribuição geográfica e sazonal da concentração dos aerossóis sobre a América do Sul. Como representativo da concentração de material particulado na coluna atmosférica é utilizada a profundidade óptica dos aerossóis. Os dados utilizados foram obtidos a partir de medições realizadas por fotômetros da AERONET instalados em diferentes pontos do subcontinente e pelos sensores MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA. As duas plataformas de medição da profundidade óptica são complementares na medida em que a primeira fornece maior detalhamento temporal para um local específico enquanto que a segunda permite uma maior cobertura espacial. A análise atual privilegia a variabilidade nas escalas regional e sazonal, o que atende os objetivos a que se propõe o capítulo.*

4.1.1- Variabilidade da profundidade óptica dos aerossóis

A **Figura 4.1.1** apresenta a climatologia mensal do campo de profundidade óptica dos aerossóis no visível ($\lambda=550$ nm) sobre a América do Sul obtida a partir das medições diárias do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA entre os anos de 1999 e 2009. Em termos da magnitude da profundidade óptica e da extensão espacial dos aerossóis, o cenário regional é dominado pela pluma associada às queimadas na região central do subcontinente durante os meses de agosto, setembro e outubro. Por esta razão, várias campanhas experimentais têm enfatizado esta região para a caracterização dos impactos dos aerossóis no clima regional. Entretanto, como pode ser observado nos mapas, existem outras regiões que têm importante papel na dinâmica e na distribuição espacial e temporal da concentração dos aerossóis sobre o subcontinente. A relevância dessas regiões tem sido pouco explorada. Aliás, são poucos os estudos que analisaram o sistema de aerossóis sobre o subcontinente de forma integrada. Visando realçar essas outras áreas importantes, a **Figura 4.1.2** apresenta novamente os campos climatológicos mensais da profundidade óptica, porém considerando dois intervalos de AOD, isto é, $AOD_{550\text{ nm}} < 0,20$ e $AOD_{550\text{ nm}} \geq 0,20$. A escolha do valor de $AOD_{550\text{ nm}} = 0,20$ como limite entre os dois intervalos teve por base os critérios da AERONET para a inversão das propriedades radiativas intensivas dos aerossóis, isto é, este é aproximadamente o valor limite acima do qual a rede efetua inversão de todas as propriedades microfísicas dos aerossóis necessárias para minimizar as incertezas na estimativa do efeito radiativo direto dos aerossóis (Dubovik et al., 2000, 2002). O mapa resultante mostra que a variabilidade no campo da profundidade óptica que caracteriza o sistema regional de aerossóis pode ser analisada em termos de seis (6) sistemas de acordo com a localização geográfica e a ocorrência temporal. A porção norte/nordeste da América do Sul, sobre a região costeira e oceânica, é dominada pela pluma de aerossóis associada com a advecção de poeira do deserto do Saara (Yamasoe, 1999; Goudie e Middleton, 2006), doravante denominada de sistema **I**. A exata localização geográfica e a carga de aerossóis associadas ao sistema **I** acompanham o ciclo sazonal da circulação de larga escala. A maior influência do sistema **I** nas propriedades ópticas da atmosfera da região nordeste do subcontinente ocorre durante o primeiro semestre do ano, entre os meses de janeiro e maio. No segundo semestre, com o deslocamento do núcleo da pluma em direção ao hemisfério norte e o seu posterior enfraquecimento, a influência é reduzida. Ainda na região norte, porém mais

especificamente na porção noroeste do continente, entre os meses de fevereiro e março, a pluma de aerossóis associada à estação de queimadas da região que inclui Venezuela, Colômbia (Armenterasa et al., 2005), Equador e norte do Peru se estabelece (sistema **II**). O sistema **II**, embora menor em extensão e carga de aerossóis quando comparado com a pluma da região central do da América do Sul, tem uma persistência temporal similar a esta e apresenta valores de profundidade óptica e cobertura espacial superiores aos centros urbanos mais poluídos do subcontinente. Desacoplada das áreas de queimadas associadas ao sistema **II**, percebe-se a existência de uma pluma que se estende meridionalmente, ao longo da costa oeste do continente, entre a região norte do Peru e a parte central do Chile. Esta pluma, definida como sistema **III**, está essencialmente associada a aerossóis de sulfato (Langner e Rodhe, 1991, Huneus et al., 2006, Carn et al., 2007) provenientes de fontes biogênicas marinhas, atividades de extração de minérios, especificamente o cobre e vulcânicas. Este sistema está presente o ano inteiro, porém com menor intensidade entre os meses de maio e julho. Dada a natureza quase permanente das fontes associadas ao sistema **III**, atribui-se o controle da sazonalidade observada nos valores de profundidade óptica dos aerossóis, nesta região, à meteorologia, através dos processos de remoção e dispersão. No extremo sul do subcontinente, mais precisamente sob a região da patagônia Argentina, quase como que uma extensão do sistema **III**, encontra-se localizada outra pluma de aerossóis, classificada como sistema **IV**. Análise mais detalhada da geografia local revelou que o núcleo da pluma se encontra alinhada com a extensão mais árida da região do cone sul, sugerindo que re-suspensão de poeira do solo pode ser a principal fonte de aerossóis. O ciclo sazonal do sistema **IV** é similar ao do sistema **III**, apesar da diferença nas fontes de aerossóis dos dois sistemas. Esse padrão entre aerossóis provenientes de fontes distintas reforça a tese da importância do controle das condições meteorológicas na variabilidade da concentração de aerossóis na região sul da América do Sul. No segundo semestre, a leste dos Andes, a distribuição espacial dos aerossóis é dominada pelas plumas de aerossóis associadas às queimadas que ocorrem entre agosto e outubro na região central da América do Sul (sistema **V**), e entre outubro e dezembro na porção nordeste da bacia Amazônica (sistema **VI**). Como referido anteriormente, o sistema **V** é o mais importante no cenário regional devido a sua abrangência espacial e carga de partículas. Por conta da sua extensão espacial, o sistema **V** abrange distintos ecossistemas, entre os quais se destacam a região de florestas primárias na bacia Amazônica e o ecossistema cerrado. Em condições de circulação atmosférica favorável, a pluma pode alcançar áreas remotas ao sul do

subcontinente como, por exemplo, as regiões metropolitanas de São Paulo e Buenos Aires (Freitas et al., 2005).

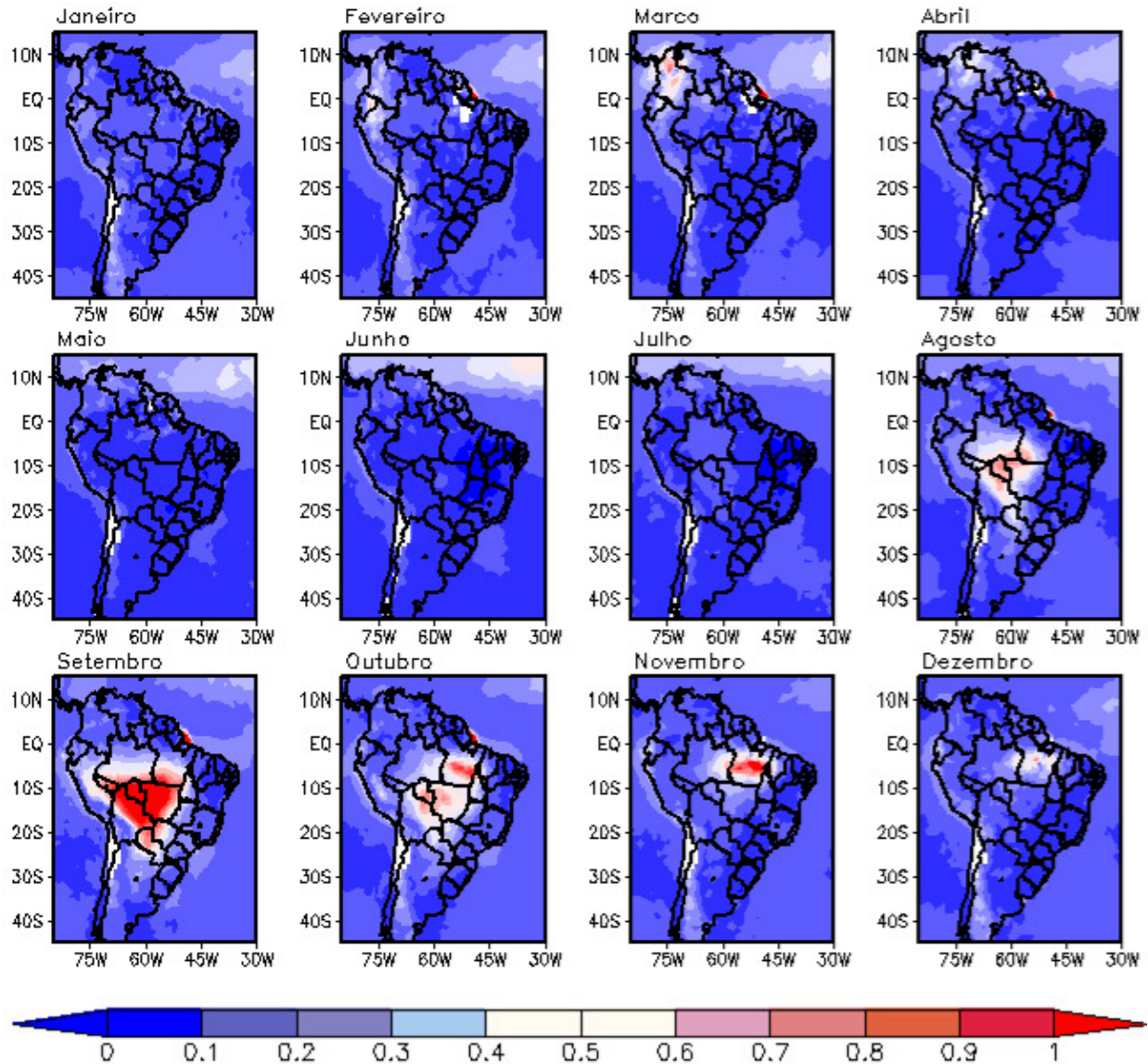


Figura 4.1.1. - Climatologia mensal da distribuição geográfica da profundidade óptica dos aerossóis no visível ($\lambda=550$ nm) sobre a América do Sul obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA entre os anos de 1999 e 2009.

No caso do sistema VI, além da área de queimada ser menor, a proximidade da costa propicia uma maior ventilação, portanto favorecendo a dispersão e reduzindo o acúmulo de partículas na atmosfera. Entretanto, durante o pico das queimadas, os valores de profundidade óptica observados superam os dos demais sistemas.

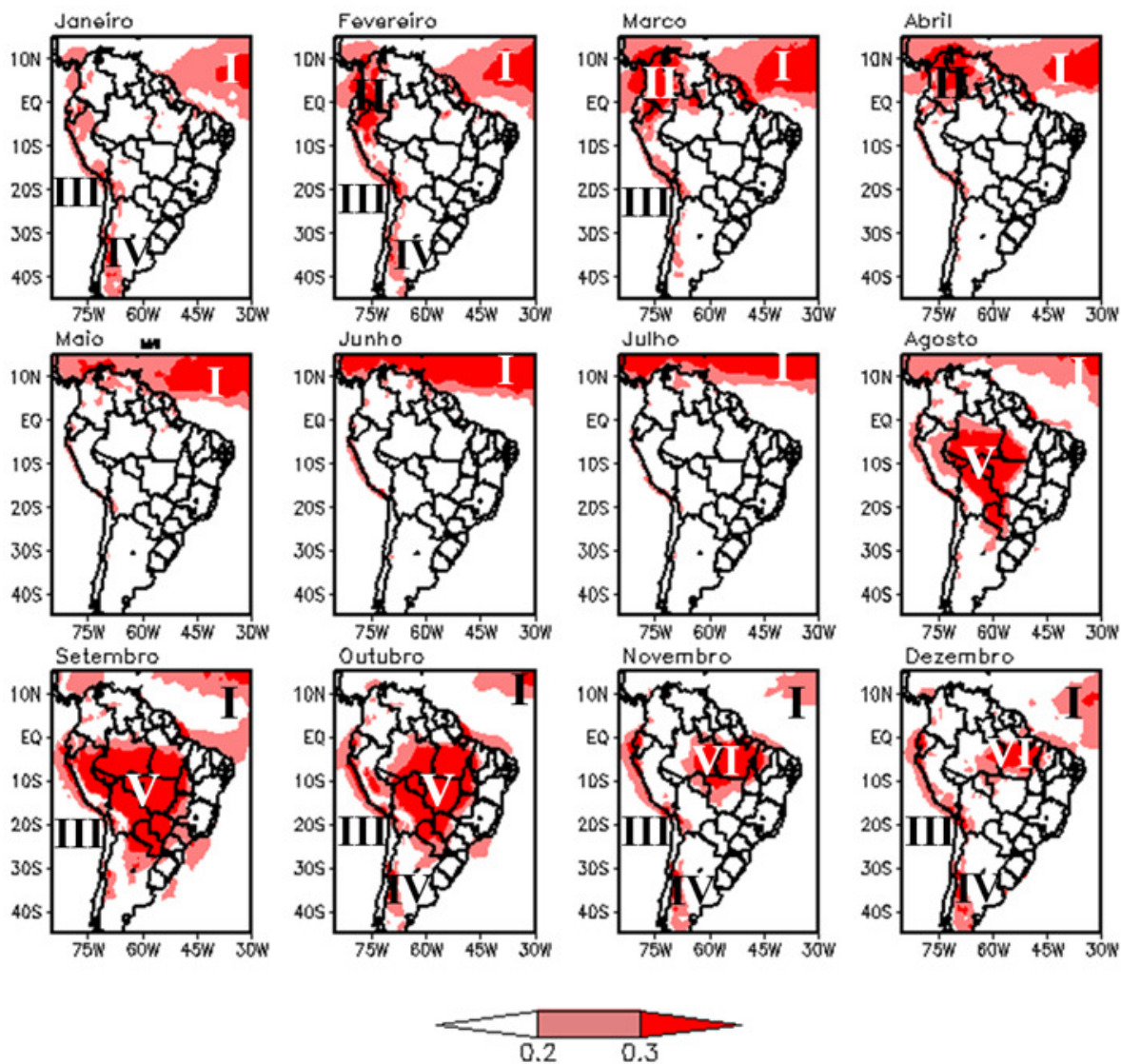


Figura 4.1.2. - Climatologia mensal da distribuição geográfica de áreas sobre a América do Sul com profundidade óptica no visível ($\lambda=550 \text{ nm}$) ≥ 0.20 obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA.

Além dos sistemas descritos, sabe-se que áreas metropolitanas como, por exemplo, São Paulo e Buenos Aires emitem considerável quantidade de material particulado para a atmosfera gerando plumas locais com profundidades ópticas significativas. Apesar da reduzida abrangência espacial das plumas urbanas quando comparadas com, por exemplo, o das queimadas, sabe-se que o potencial de impacto dessas plumas no balanço radiativo local é relevante. Além disso, devido ao caráter estacionário das fontes urbanas, a magnitude da profundidade óptica é relativamente alta ao longo do ano, em especial durante períodos dominados por condições de atmosfera estável. Eventualmente, em condições favoráveis de ventilação, as plumas urbanas são

advectadas sobre áreas circunvizinhas, ampliando a sua área de influência. Por esta razão, além dos sistemas acima definidos, a variabilidade dos aerossóis sobre as duas principais regiões metropolitanas do subcontinente, São Paulo e Buenos Aires, foi incluída na análise. O comportamento sazonal da profundidade óptica nas duas localidades é melhor caracterizado através dos dados da AERONET. A **Figura 4.1.3** mostra a climatologia mensal da profundidade óptica das estações da AERONET instaladas nas duas regiões metropolitanas e, também, das estações localizadas dentro ou nas proximidades das áreas de atuação dos sistemas anteriormente definidos. Os gráficos encontram-se separados entre estações instaladas em áreas de queimadas e remotas. Nas áreas de atuação dos sistemas **II** e **IV** não existem estações da AERONET. Portanto, a análise para esses dois sistemas fica restrita à informação obtida via satélite. Por outro lado, em função da sua abrangência espacial e relevância regional, a região do sistema **V** apresenta várias estações. Essas estações são distribuídas espacialmente visando a representatividade da heterogeneidade que caracteriza a área desse sistema. A estação de Alta Floresta, por exemplo, fica em uma área de transição de pastagem para floresta primária, enquanto que a de Cuiabá está localizada no ecossistema cerrado. A **Tabela 4.1.1** associa cada estação ao seu respectivo sistema.

Tabela 4.1.1- Estações da AERONET localizadas dentro ou nas proximidades da área de influência de cada sistema e período no qual a profundidade óptica do aerossol é máxima para cada sistema.

Sistemas	Estações	Máxima
I	Suriname	Janeiro - Abril
II	---	Fevereiro - Abril
III	Arica	Janeiro - Março Setembro - Dezembro
IV	---	Janeiro – Fevereiro Outubro - Dezembro
V	Alta Floresta; Abracos Hill; Rio Branco; Cuiabá; Campo Grande; Santa Cruz	Agosto - Setembro
VI	Belterra; Balbina	Outubro - Dezembro
Áreas Metropolitanas	São Paulo, Buenos Aires	Agosto - Outubro

Como esperado, as principais características na variabilidade da profundidade óptica dos aerossóis descritas a partir da análise dos campos do satélite são também observadas nas estações

em superfície. Por exemplo, o domínio do sistema **V**, entre os meses de agosto e outubro (ex. Alta Floresta, Abracos Hill, Cuiabá), seguido do sistema **VI**, de outubro a novembro (Belterra, Balbina), a máxima influência da poeira transportada do Saara no primeiro semestre do ano (Suriname), o enfraquecimento da pluma na costa oeste do subcontinente entre os meses de maio e julho (Arica) entre outros. Entretanto, algo pouco perceptível nos mapas de satélite, mas claramente presente nos dados das estações, é o ciclo anual da profundidade óptica nas regiões metropolitanas de São Paulo e Buenos Aires.

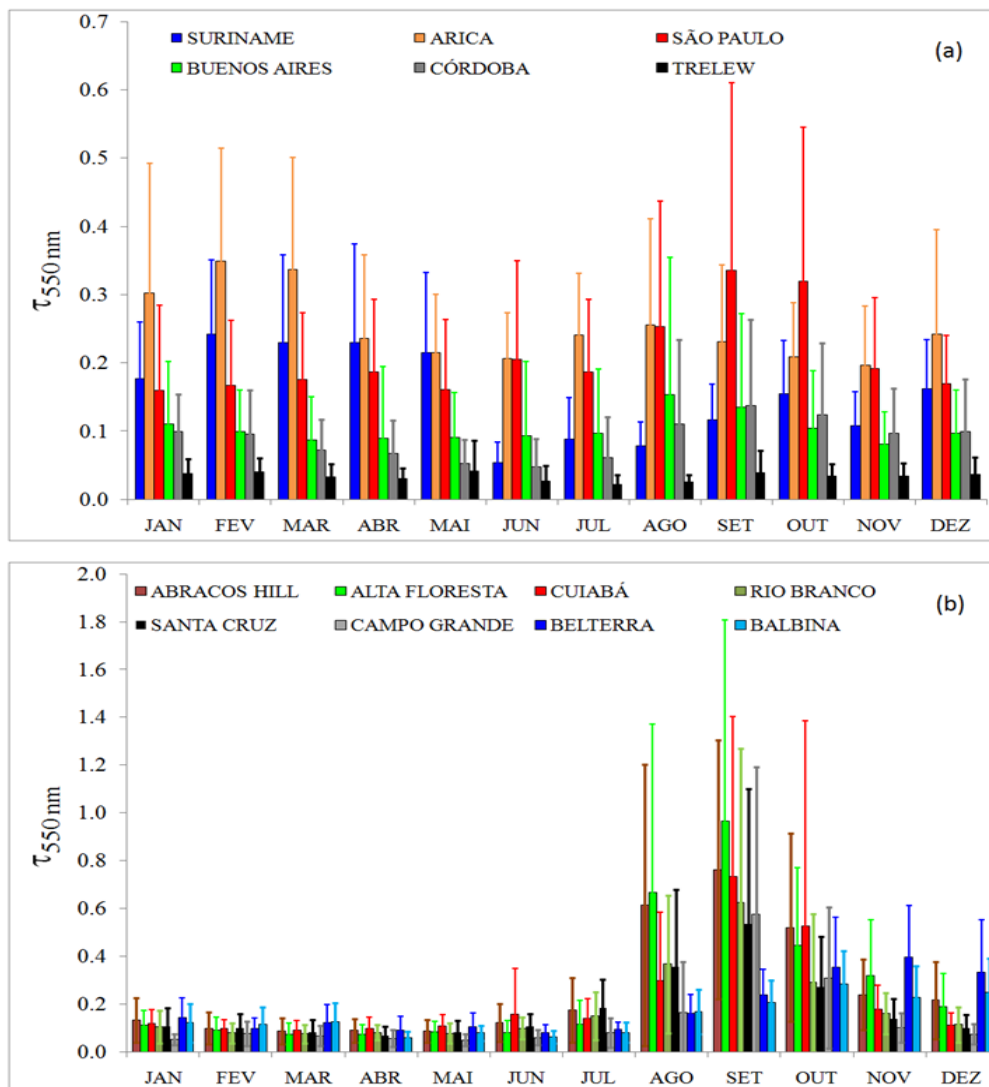


Figura 4.1.3 - Climatologia mensal da profundidade óptica do aerossol no visível ($\lambda=550 \text{ nm}$) para estações da AERONET instaladas na América do Sul: a) estações localizadas fora de áreas de queimadas; b) estações nas proximidades de áreas de queimadas.

A atmosfera de São Paulo é em média mais poluída que a de Buenos Aires durante o ano. Porém, em ambas as regiões, o ciclo anual é marcado por um máximo entre os meses de agosto e outubro. Além disso, como referido anteriormente, eventos de transporte de aerossóis associados ao sistema V contribuem para a elevação da profundidade óptica média sobre as duas regiões metropolitanas durante esse período. Na ausência de queimadas, a estação da região metropolitana de São Paulo e as das regiões costeiras de Arica e Suriname são as que, em média, apresentam maiores profundidades ópticas. Adicionalmente, os gráficos da **Figura 4.1.3** mostram também a variabilidade típica da profundidade óptica do aerossol em cada uma das estações, a qual pode ser estendida para os sistemas. No caso das estações na região central do subcontinente, na ausência de queimadas, os valores médios mensais e a variabilidade da profundidade óptica dos aerossóis no visível são da mesma ordem, $\sim 0,10$. Isto é, raramente a profundidade óptica no visível ($\lambda=550$ nm) é maior que 0,20. Abril e maio são os meses com os menores valores de profundidade óptica na região central do subcontinente. A estação de Trelew localizada na costa leste da região do cone sul é incluída nos gráficos como exemplo de uma estação caracterizada por condições prístinas durante todo o ano. Os valores de profundidade óptica no visível para a região de Trelew raramente excedem 0,05.

Outro importante aspecto é a caracterização da variabilidade espacial da contribuição das modas fina e grossa para a profundidade óptica total dos aerossóis. A separação das modas pode ser utilizada como uma primeira aproximação para identificar áreas dominadas por aerossol antrópico e natural, uma vez que o primeiro no geral é dominado por partículas na moda fina e segundo na moda grossa. Essa característica é importante para a caracterização da importância das fontes do ponto de vista do impacto radiativo dos aerossóis no espectro solar. A **Figura 4.1.4** mostra a climatologia mensal da contribuição da moda fina para a profundidade óptica total dos aerossóis para diferentes estações da AERONET. É evidente o domínio da contribuição das partículas da moda fina no contexto regional, especialmente nas estações localizadas em áreas de queimadas e regiões urbanas. Entretanto vale ressaltar que a maior contribuição da moda fina para a profundidade óptica não está somente associada à maior concentração das partículas nessa moda, mas também à sua maior eficiência em interagir com a radiação no espectro solar. Durante o pico do período das queimadas a contribuição da moda fina na região sul da Amazônia é no geral maior que 85%. Valores similares são observados durante setembro e outubro para a região de Cuiabá. Entretanto, antes do pico das queimadas contribuição da moda fina para Cuiabá é em

media 70%. Nas estações de Belterra e Balbina, localizadas nas áreas de queimadas no nordeste da bacia Amazônica, o valor médio da contribuição da moda fina no pico da estação de queimada da região é em torno de 75%, o que mostra o peso maior da contribuição da moda grossa para profundidade óptica total. A contribuição média da moda fina para São Paulo não apresenta um ciclo sazonal muito pronunciado, sendo próximo de 80%. Buenos Aires, por outro lado, apresenta um ciclo sazonal caracterizado por uma contribuição média da moda fina menor que 60% durante os meses de janeiro, fevereiro e março e aproximadamente 70% entre junho e outubro. A estação de Córdoba apresenta uma contribuição média da moda fina em torno de 60% ao longo do ano.

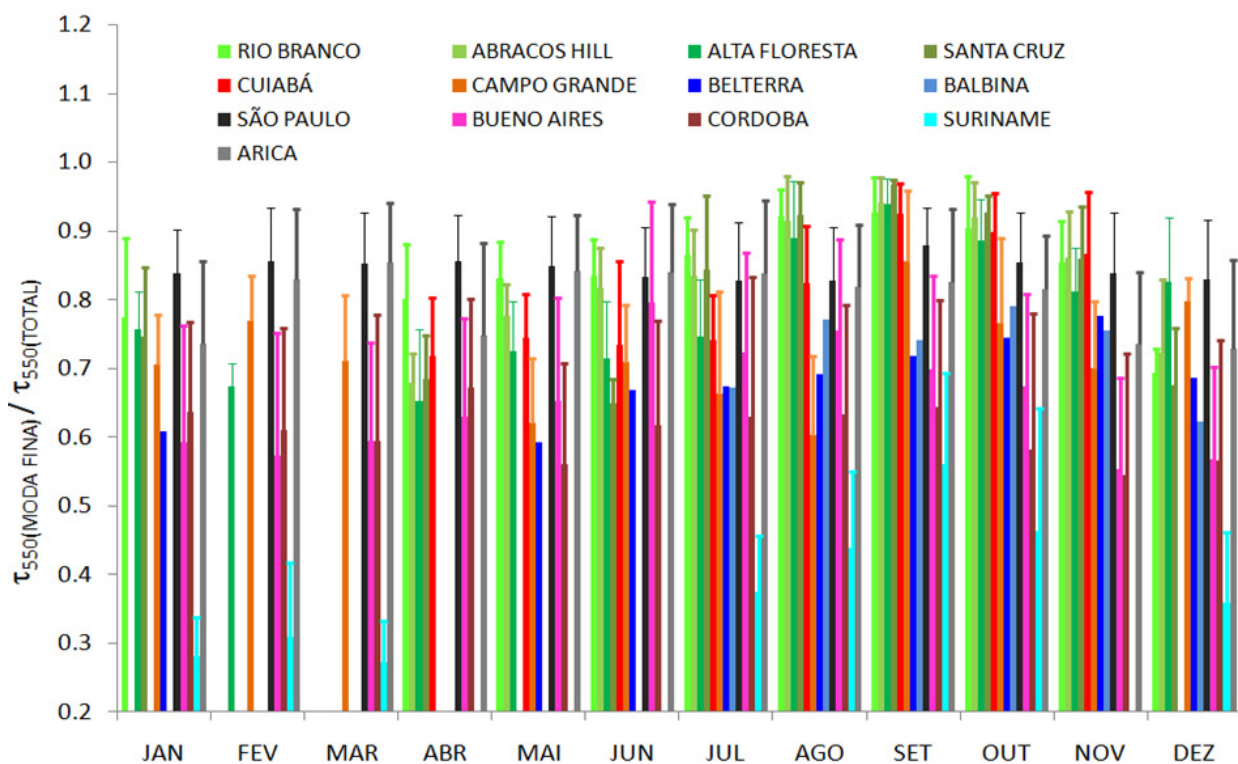


Figura 4.1.4. - Climatologia da contribuição dos aerossóis da moda fina para a profundidade óptica total expressa como o valor médio da razão entre a profundidade óptica dos aerossóis da moda fina e a total calculada a partir das medições das estações da AERONET.

A estação de Arica, à semelhança de São Paulo não apresenta um ciclo sazonal acentuado na contribuição da moda fina. O valor médio oscila em torno de 80% com uma ligeira queda mais para o final do ano. Suriname é a única estação onde a contribuição da moda grossa supera a da moda fina, e isso ocorre no geral durante o primeiro semestre do ano quando a pluma transportada do Saara está localizada próxima da costa norte da América do Sul. Com o deslocamento da pluma para o norte, durante os períodos de queimada na região central e

nordeste do Brasil a contribuição da moda fina em Suriname passa a ser maior. Esses resultados mostram que, com exceção das regiões costeiras do norte, regionalmente as partículas da moda fina dominam o efeito radiativo direto. Caracterizar as fontes e as propriedades da moda fina é primordial para o modelamento dos impactos radiativos regionais dos aerossóis.

A **Figura 4.1.5** mostra a variação da irradiância solar descendente na superfície, para o ângulo zenital solar de 0° , como função da profundidade óptica simulada com o SBDART considerando as propriedades ópticas médias (albedo simples e parâmetro de assimetria) derivadas a partir das observações de algumas das estações da AERONET. As estações selecionadas estão instaladas ou foram operados dentro da área de atuação dos sistemas de aerossóis apresentados anteriormente. As propriedades ópticas médias são apresentadas no tópico 4.2.3 do próximo sub-capítulo, no qual é feita a análise da variabilidade das propriedades intensivas dos aerossóis. O caso referência consiste do comportamento médio calculado a partir dos dados das estações instaladas na região sul da bacia Amazônica, isto é, Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco. Os gráficos mostram o impacto da abundância do material particulado na redução da irradiância solar, mas visam, sobretudo, mostrar a importância do efeito modulador da variabilidade das propriedades ópticas intensivas, assunto do próximo tópico. Como é possível perceber as maiores diferenças, para uma mesma profundidade óptica, ocorrem entre as estações de Arica e São Paulo que, em termos médio, apresentam, respectivamente, os aerossóis mais espalhadores e absorvedores de radiação solar do continente. Entretanto, como mencionado anteriormente, o objetivo do presente tópico é mostrar e analisar qualitativamente a distribuição espacial e temporal da abundância dos aerossóis sobre a América do Sul. Esta análise é importante para a compreensão da variabilidade das propriedades intrínsecas dos aerossóis sobre o continente, e neste sentido a classificação por sistema é conveniente. Pouco se sabe sobre os impactos de alguns dos sistemas discutidos neste tópico sobre a meteorologia do subcontinente, não obstante apresentarem áreas de influência e, em alguns casos, valores de profundidade óptica do aerossol maiores que os observados nos centros urbanos mais poluídos da América do Sul.

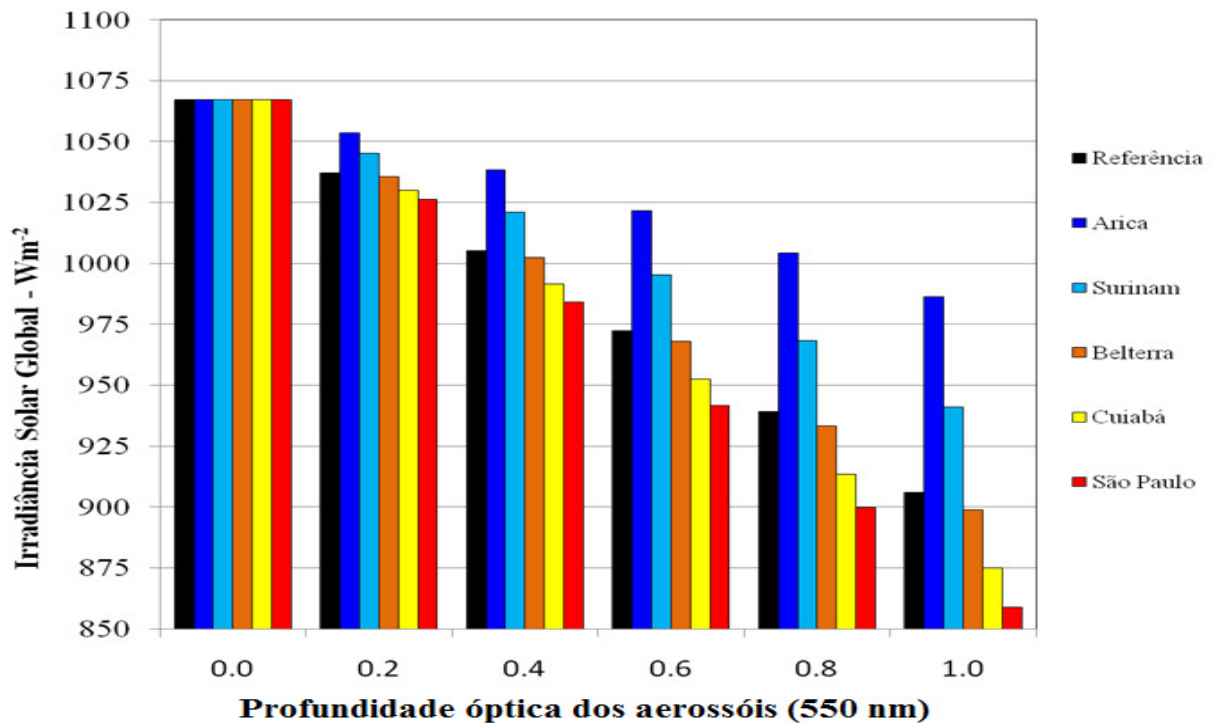


Figura 4.1. 5 – Irradiância solar descendente na superfície, para ângulo zenital solar de 0°, como função da profundidade óptica dos aerossóis em 550 nm considerando valores médios de propriedades ópticas (albedo simples e parâmetro de assimetria, tópico. 4.2.3 do próximo sub-capítulo) para estações da AERONET localizadas em diferentes sistemas de aerossóis. O caso referência consiste das propriedades ópticas médias das estações da região sul da bacia Amazônica, isto é, Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco.

4.2

Variabilidade das Propriedades Intrínsecas dos Aerossóis sobre a América do Sul

As propriedades ópticas intrínsecas das partículas são o segundo componente mais importante para o cálculo da forçante radiativa direta dos aerossóis. Portanto, a caracterização da variabilidade dessas propriedades e dos processos que a controlam é fundamental. Ao contrário da profundidade óptica, a medição acurada em alta resolução espacial e temporal das propriedades ópticas intrínsecas dos aerossóis continua sendo um desafio para a comunidade científica. Em função disso, a extrapolação, de medições locais para áreas maiores ou para ambientes teoricamente afetados pelo mesmo tipo de aerossol, é uma prática comum. Com a ampliação das redes de monitoramento e das campanhas experimentais ao redor do globo, as diferenças temporais e geográficas se tornaram mais evidentes, inclusive entre ambientes teoricamente afetados pelo mesmo tipo de aerossóis. As regiões de queimadas e urbanas são exemplos clássicos disso. Neste capítulo são analisadas as propriedades microfísicas e radiativas intrínsecas dos aerossóis obtidas pela rede AERONET para diferentes regiões da América do Sul. Esta análise visa a caracterização regional da variabilidade geográfica e temporal dessas propriedades. Entre as propriedades microfísicas, foram analisadas a distribuição de tamanho volumétrico ($dV/d\ln(r)$), através dos parâmetros raio mediano da moda fina (r_{mf}) e da moda grossa (r_{mg}) e os respectivos desvios padrões geométricos (σ_{mf} , σ_{mg}), e o índice de refração complexo ($n_\lambda + ik_\lambda$), por meio das suas partes real (n_λ) e imaginária (k_λ). São essas as grandezas fundamentais que controlam a variabilidade das propriedades ópticas intrínsecas dos aerossóis, das quais são analisados o fator de eficiência de extinção ($Q_{ext \lambda}$), o albedo simples ($\omega_{o\lambda}$) e o parâmetro de assimetria (g_λ). O efeito radiativo direto dos aerossóis é geralmente calculado utilizando essas propriedades ópticas.

4.2.1- Variabilidade das propriedades microfísicas

As Figuras 4.2.1 e 4.2.2 mostram a variabilidade regional das propriedades microfísicas a partir de gráficos de função distribuição acumulada (*fda*) aplicados a diferentes estações da AERONET. As estações foram escolhidas objetivando a representação dos subsistemas e regiões metropolitanas definidas no capítulo anterior. Iniciando com a análise da variabilidade do raio mediano da moda fina (r_{mf}), o comportamento distinto dessa variável para a estação de Arica com relação às demais estações é o principal destaque. Enquanto as estações a leste dos Andes apresentam, no geral, 90% dos seus r_{mf} entre 0,10 e 0,20 μm , Arica, localizado do outro lado da barreira orográfica, apresenta r_{mf} variando entre 0,12 e 0,28 μm , sendo que valores de r_{mf} acima de 0,20 μm representam 60% das inversões dessa localidade. A explicação para o comportamento diferenciado de Arica está no tipo de aerossol que domina a moda fina na região da costa oeste da América do Sul, isto é, o sulfato, e na dinâmica que controla o tamanho dessas partículas. De acordo com Raes et al. (1995), em ambientes poluídos dominados por aerossóis de sulfato a coagulação é o principal mecanismo que controla o crescimento do tamanho de partículas com diâmetro maior que 0,1 μm . O processamento por nuvens é outro mecanismo considerado para explicar o crescimento das partículas da moda de acumulação (Raes et al., 1995; O’Dow et al., 1999). A presença da camada de estratocumulus ao longo da costa norte do Chile (Garreaud and Muñoz, 2004) sugere que este mecanismo também pode ser relevante no caso de Arica. Os resultados de O’Dow et al. (1999) mostraram que após sucessivos processamentos por nuvens as partículas de sulfato podem experimentar significativo crescimento. No caso da moda fina, as diferenças entre as estações se tornam mais evidentes quando analisamos o desvio padrão geométrico da moda fina (σ_{mf}), com destaque para os casos de São Paulo, Suriname e Arica, que apresentam mais frequentemente distribuições da moda fina mais largas. No caso de São Paulo, 30% das distribuições de tamanho da moda fina apresentam σ_{mf} maiores que 0,5, para Suriname e Arica este valor sobe para 50%. Enquanto isso, para as demais estações menos de 20% dos σ_{mf} se encontram acima de 0,5. Como veremos mais adiante, o valor de σ_{mf} tem importante impacto no parâmetro de assimetria. Antes de discutir as características da distribuição da moda grossa, vale ressaltar a similar variabilidade dos parâmetros da distribuição da moda fina para as estações localizadas em regiões dominadas pela ocorrência de queimadas. No caso do raio mediano da

moda grossa, as principais diferenças ficam por conta das estações de Suriname e Belterra, ambos localizados na porção nordeste do continente. Enquanto raios medianos maiores que 2,5 μm representam mais de 80% das inversões nas demais estações, para Suriname e Belterra aproximadamente 80 e 70% dos raios medianos estão abaixo de 2,5 μm , respectivamente. A similaridade entre a variabilidade do r_{mg} é maior para estações localizadas mais para o interior do continente. Essas diferenças entre estações mais continentais e as costeiras refletem essencialmente as diferenças no tipo de material particulado grosso dominante nessas regiões. Partículas do solo e biogênicas produzidos localmente dominam nas regiões mais continentais, em especial as de queimadas (Echalar et al., 1998), enquanto sal marinho e poeiras do solo de origem local e remota devem compor a moda grossa das regiões costeiras. No caso da estação de Suriname, a influência da pluma de poeira proveniente da África é a principal fonte de material particulado do solo.

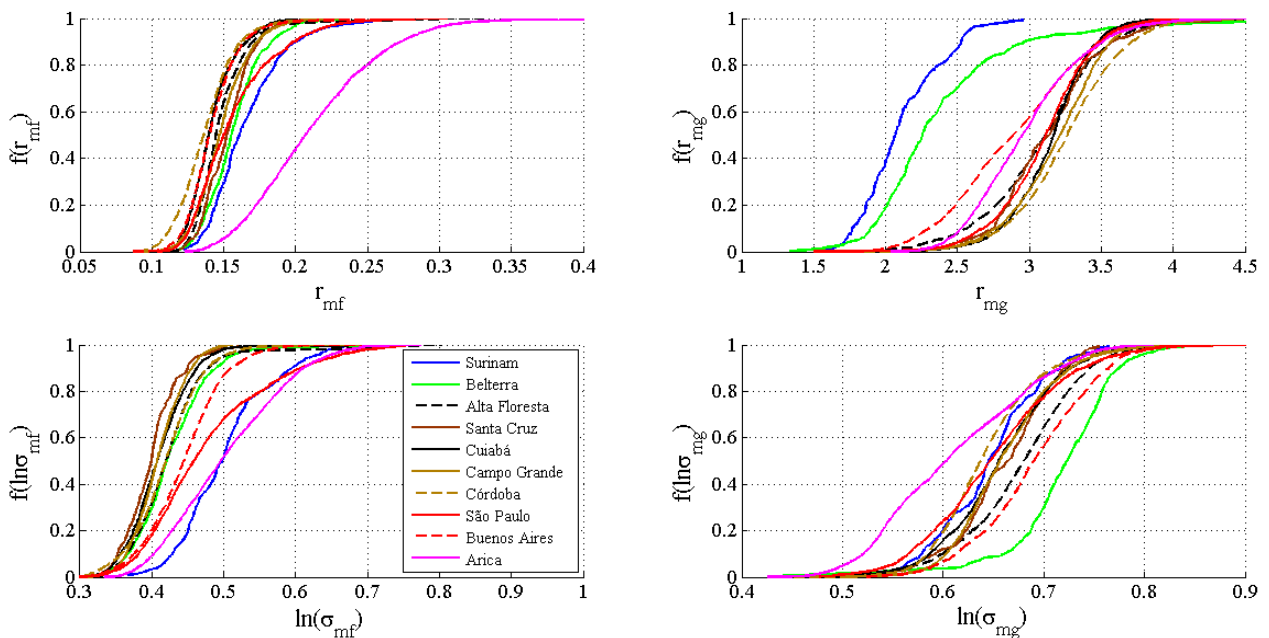


Figura 4.2.1 – Função distribuição acumulada (*fda*) dos raios medianos volumétricos das modas finas (r_{mf}) e grossas (r_{mg}) e dos respectivos desvios padrões geométricos (σ_{mf} , σ_{mg}) para as estações da AERONET analisadas.

De acordo com Duce et al. (1995), à medida que a pluma se afasta da costa da África, o raio mediano da moda grossa sofre um decaimento contínuo, alcançando valores consistentes com o observado em Suriname. Apesar da maior similaridade com Suriname, Belterra também apresenta um percentual importante de inversões da distribuição da moda grossa com raio

mediano parecido com as estações mais continentais, o que mostra a influência da contribuição das fontes locais de partículas da moda grossa.

As informações de tamanho mostram diferenças importantes entre as regiões, principalmente entre aquelas com distintas contribuições da moda grossa, porém, a análise do índice de refração complexo é definidor com relação à natureza das partículas que afetam cada região. A **Figura 4.2.2** mostra a variabilidade das partes real (n_λ) e imaginária (k_λ) do índice de refração complexo para dois comprimentos de onda, um no visível ($\lambda=440$ nm) e outro no infravermelho próximo ($\lambda=870$ nm). A parte real varia desde valores próximos do índice de refração da água (1,33) até 1,60. A análise das inversões do índice de refração complexo requer cuidado adicional. Como mencionado anteriormente, o que estamos analisando é a variabilidade para uma condição atmosférica particular, isto é, quando a profundidade óptica do aerossol em 440 nm é maior que 0,4. Para algumas das estações, este limite é alcançado apenas em eventos caracterizados pelo domínio de aerossóis que não necessariamente fazem parte do *background* local. Por exemplo, no caso de Suriname, profundidades ópticas maiores que 0,4 são geralmente observadas durante o período de máxima influência da pluma de poeira transportada da África. O mesmo pode-se dizer com relação às estações em ambientes de queimadas. Suriname, embora localizada próximo à região costeira, portanto influenciada pelo *spray* marinho, apresenta valores da parte real parecidos com regiões fortemente afetadas por *dust* como, por exemplo, Cabo Verde. Enquanto isso, as inversões da parte real de Arica são dominadas por valores similares a regiões oceânicas e ambientes urbanos costeiros onde o aerossol de sulfato é dominante (Dubovik et al., 2002). Em Arica, no infravermelho próximo, $n \leq 1,45$ corresponde a mais de 90% das inversões, enquanto em Suriname, para o mesmo comprimento de onda, mais de 80% dos casos são maiores que 1,45. Este dado evidencia a diferença entre a natureza dos aerossóis que dominam as condições poluídas nos dois lugares. O intervalo de variabilidade de n para as demais estações é similar. A principal diferença entre as estações em ambientes urbanos e as em áreas de queimadas está na frequência de valores de n acima de 1,45. Em geral, nos sítios dominados por aerossóis de queimadas valores de n maiores que 1,45 representam mais de 60% das inversões no visível, ao passo que em ambientes urbanos esse percentual cai para em torno de 20-40%. A parte real do índice de refração tem importante impacto na capacidade do aerossol em espalhar a radiação incidente. A redução de n leva a um deslocamento do pico da eficiência de espalhamento da radiação incidente para raios maiores, além de reduzir a própria magnitude

dessa eficiência (Seinfeld and Pandis, 1998). A parte imaginária (k) do índice de refração, como referido anteriormente, expressa a capacidade que a partícula tem de absorver radiação. As partículas de sulfato, pela baixa capacidade de absorção, e *black carbon*, partículas altamente absorvedoras, são comumente utilizados para referenciar os limites de k no contexto dos aerossóis atmosféricos. Arica apresenta baixos valores de k , o que é consistente com o tipo de partículas esperado para aquela região, isto é, sulfato e spray marinho. Suriname também apresenta baixos valores de k , porém, como discutido anteriormente, condições de profundidade óptica favoráveis à inversão de k em Suriname estão associadas ao transporte da pluma de poeira da África. Os valores de k estão compatíveis com os invertidos pelas estações da AERONET instaladas em outras áreas influenciadas pela pluma proveniente do Saara (Dubovik et al., 2002). Os valores baixos da parte imaginária invertidos para poeira do deserto pela AERONET têm sido sugeridos como mais consistentes do que prévios valores apresentados na literatura (Balkanski et al., 2006). A menor variabilidade de k para estas duas estações mostra que a composição química dos aerossóis associada às condições de alta profundidade nas duas regiões não varia significativamente. O mesmo não se pode dizer das demais estações onde o valor de k apresenta significativa variabilidade. Nestes casos é evidente a diferença entre as estações em ambientes urbanos e as localizadas nas regiões rurais afetadas pelas queimadas. Nos casos das estações de São Paulo e Buenos Aires, aproximadamente 30 a 40% das inversões apresentam $k_{440\text{ nm}} \geq 0,02$, valor que está associado a aerossóis extremamente absorvedores. Tais valores são raros para plumas de aerossóis provenientes das regiões de queimadas nas áreas próximas do sul da bacia Amazônica, porém ocorrem com frequência similar a dos centros urbanos na região do cerrado (estação de Cuiabá). No caso de São Paulo a ocorrência desses eventos muito provavelmente resultam das altas frações de *black carbon* encontradas nos aerossóis da cidade (Castanho e Artaxo, 2001). No caso da região do cerrado, a maior ocorrência de eventos de aerossóis com $k_{440\text{ nm}} > 0,02$ está diretamente relacionada com as características da vegetação queimada. A combustão na fase *flaming* é dominante em função do baixo teor de umidade que caracteriza a vegetação do cerrado (Yamasoe, 1999). Esta fase de combustão é caracterizada pela produção de aerossóis com alto teor de *black carbon*, conseqüentemente, com altos valores de k . Assim como a maioria das demais estações a leste dos Andes, Cuiabá também apresenta valores de k característicos da pluma de aerossóis produzida pelas queimadas na porção sul da bacia Amazônica. A mistura da pluma proveniente das áreas de queimadas no sul da Amazônia com

aerossóis locais torna complexa a caracterização da variabilidade das propriedades dos aerossóis regionais, pois em muitas situações o limite de AOD para inversão do índice complexo de refração é alcançado com contribuições de aerossóis produzidos localmente e transportados de outras áreas de queimadas. Consequentemente, em certos casos, as inversões são resultados da mistura de dois tipos de aerossóis distintos. As propriedades resultantes certamente são determinadas pela proporção na qual os dois tipos de aerossóis estão misturados, o qual está sujeito ao controle de diversos fatores.

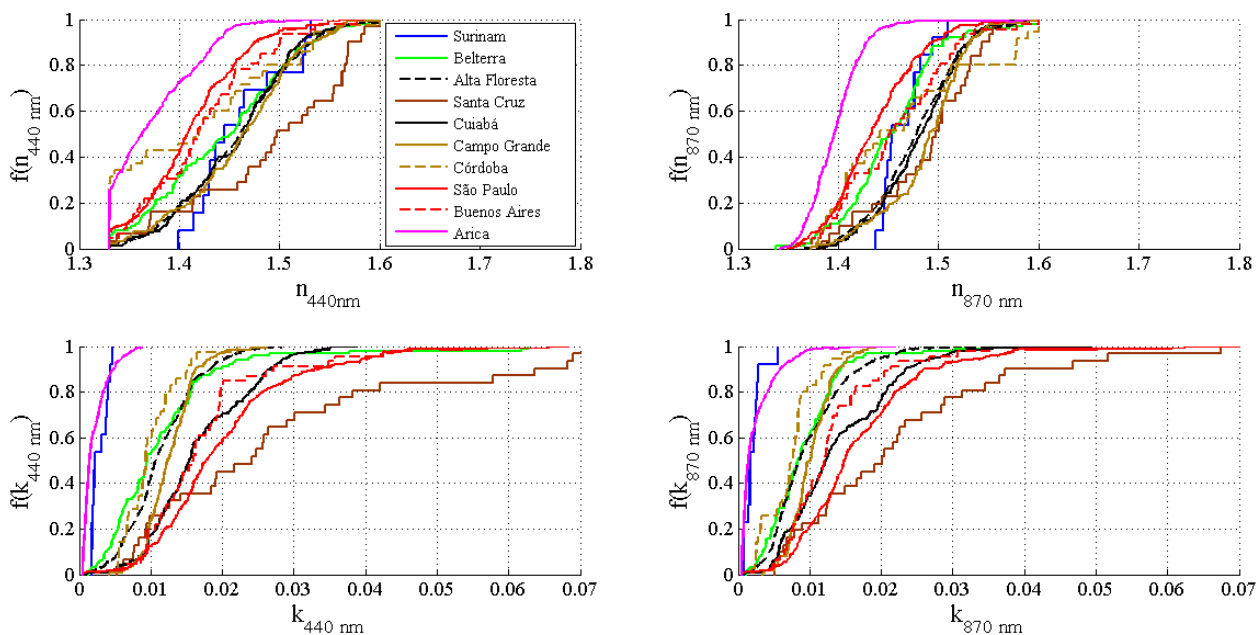


Figura 4.2.2 - Função distribuição acumulada (*fda*) das partes real (n_λ) e imaginária (k_λ) do índice de refração complexo nas regiões espectrais do visível ($\lambda = 440$ nm) e infra-vermelho próximo ($\lambda = 870$ nm) para as estações da AERONET analisadas.

A cidade de Santa Cruz representa um caso particular no contexto dos centros urbanos, pois se encontra localizada numa área fortemente afetada pelas queimadas. Portanto, é de se esperar que as propriedades microfísicas da estação em Santa Cruz sejam majoritariamente representativas dos aerossóis de queimadas. Entretanto, é a estação que apresenta ocorrência dos aerossóis mais absorvedores, inclusive, mais que os de São Paulo. É também possível que alguns valores extremos de k estejam associados a artefatos da inversão, porém valores de $k_{440\text{ nm}} > 0,02$ são sistematicamente invertidos para Santa Cruz, São Paulo e Buenos Aires, todos ambientes urbanos. Esta característica comum às três estações sugere uma tendência regional que pode estar associada às características do combustível utilizado na região. É necessário um estudo de

caracterização da composição dos aerossóis nos principais centros urbanos da região de modo a confirmar a tendência sugerida pelas inversões do fotômetro. A estação de Campo Grande, embora localizada na região do cerrado, apresenta valores de índice de refração parecidos com a estação de Alta Floresta. A possível razão para este fato já foi mencionada e está associada com os critérios de inversão, isto é, regiões como Campo Grande, onde a densidade de focos de queimada é menor, os critérios para inversão são usualmente observados quando ocorrem eventos de transporte da pluma do sul da Amazônia. Consequentemente, as inversões do índice de refração sobre Campo Grande são dominadas pelas características dos aerossóis produzidos na região sul da Amazônia.

4.2.2- Sensibilidade das propriedades ópticas às microfísicas

Neste tópico são apresentados os resultados de um estudo de sensibilidade das propriedades ópticas às propriedades microfísicas utilizando a teoria Mie aplicada a esferas homogêneas. Estes resultados têm por objetivo auxiliar na compreensão da variabilidade das propriedades ópticas, assunto do próximo tópico, e a sua dependência com a variação de cada um dos parâmetros microfísicos. A distribuição de tamanho volumétrico utilizada como controle é representativa da pluma regional produzida por aerossóis de queimadas do sul da Amazônia, porém as conclusões obtidas a partir desses resultados podem ser estendidas para outros cenários. Os testes de sensibilidade consistiram em variar um determinado parâmetro microfísico enquanto os demais foram mantidos constantes. Os parâmetros microfísicos utilizados foram raio mediano da moda fina (r_{mf}), o desvio padrão geométrico da moda fina (σ_{mf}) e as partes real (n) e imaginária (k) do índice de refração complexo. A influência da contribuição da moda grossa também foi avaliada variando a razão entre o volume de concentração da moda grossa (V_g) e o da moda fina (V_f). As propriedades ópticas avaliadas foram albedo simples ($\omega_{0\lambda}$), parâmetro de assimetria (g_λ) e o fator de eficiência de extinção ($Q_{ext \lambda}$). A **Tabela 4.2.2** mostra os valores referentes ao caso controle e os demais casos utilizados para a avaliação da sensibilidade. A **Figura 4.2.3** apresenta essas mesmas informações na forma gráfica.

Tabela 4.2.2 – Parâmetros microfísicos utilizados no estudo de sensibilidade: Controle indica valores considerados quando a variável não está sendo avaliada e os casos indicados pela letra C seguida de número representam os valores utilizados para avaliar a sensibilidade a cada variável.

	Controle	C1	C2	C3	C4	C5
V_g/V_f	0,40	0,00	0,20	0,80	1,20	1,50
r_{mf} (μm)	0,16	0,11	0,14	0,18	0,21	0,24
σ_{mf}	0,41	0,30	0,37	0,45	0,53	0,61
n	1,47	1,36	1,40	1,48	1,52	--
k	0,010	0,0015	0,003	0,006	0,015	--

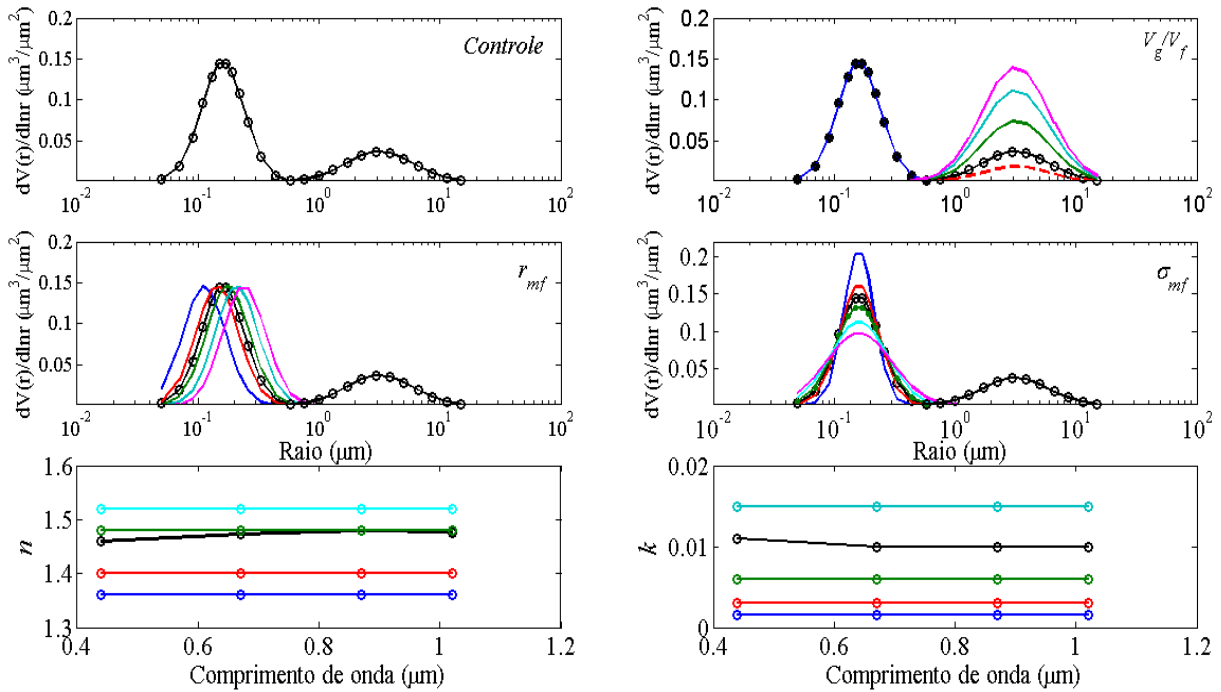


Figura 4.2.3 - Gráficos das propriedades microfísicas dos aerossóis representando as configurações utilizadas para estudar a sensibilidade das propriedades ópticas. A configuração controle é mantida na cor preta e as demais cores representam os casos utilizados para testar a sensibilidade das propriedades ópticas. Nos gráficos da distribuição de tamanho o parâmetro avaliado encontra-se identificado no lado superior direito.

As Figuras 4.2.4, 4.2.5, 4.2.6 mostram, respectivamente, a sensibilidade do albedo simples, parâmetro de assimetria e fator de eficiência de extinção aos diferentes casos considerados. Como esperado, o albedo simples é altamente controlado pela variabilidade de k . No infravermelho próximo, k mantém o domínio, mas com contribuições mais significativas de r_{mf} e n . Algo notável é o fato da variabilidade considerada para r_{mf} , que é representativa da

variabilidade observada para todas as estações a leste dos Andes, não afetar significativamente $\omega_{0\lambda}$ no visível. Isso sugere que, com exceção da estação de Suriname, a variabilidade observada em $\omega_{0\lambda}$ na região do visível é essencialmente controlada pela composição química das partículas expressa através do índice de refração complexo. Ao contrário de $\omega_{0\lambda}$, e como esperado, g_λ é totalmente controlado pelos parâmetros associados ao tamanho (**Figura 4.2.5**). A variabilidade de r_{mf} afeta g_λ tanto no visível como no infravermelho próximo. No visível, g_λ é majoritariamente controlado por r_{mf} , enquanto no infravermelho próximo este é sensível também à contribuição da moda grossa e do desvio padrão geométrico da moda fina. O fator de eficiência de extinção (Figura 4.2.6), principalmente no visível, é altamente sensível a variações no tamanho das partículas da moda fina (r_{mf}) e na parte real do índice de refração (n), havendo inclusive variação na dependência espectral. O aumento na contribuição relativa da moda grossa de valores típicos das queimadas no sul da Amazônia para valores similares aos observados nas queimadas que ocorrem no nordeste da bacia teve impacto reduzido no $Q_{ext \lambda}$. Este resultado mostra que a atenuação da radiação no espectro solar é dominada pelos aerossóis da moda fina.

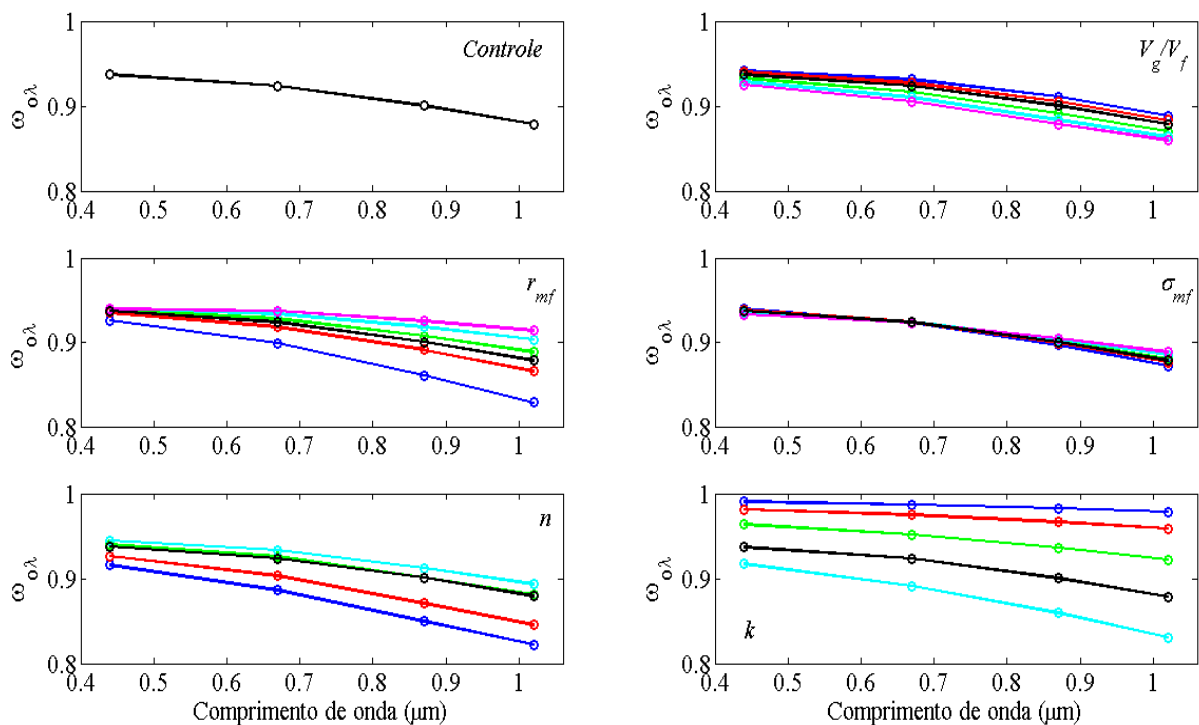


Figura 4.2.4 - Sensibilidade do albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) às configurações das propriedades microfísicas apresentadas na Tabela 4.2.2 e Figura 4.2.3. No topo superior direito e, para o último gráfico, no lado inferior esquerdo de cada gráfico é identificado o parâmetro microfísico responsável pela variação no albedo simples.

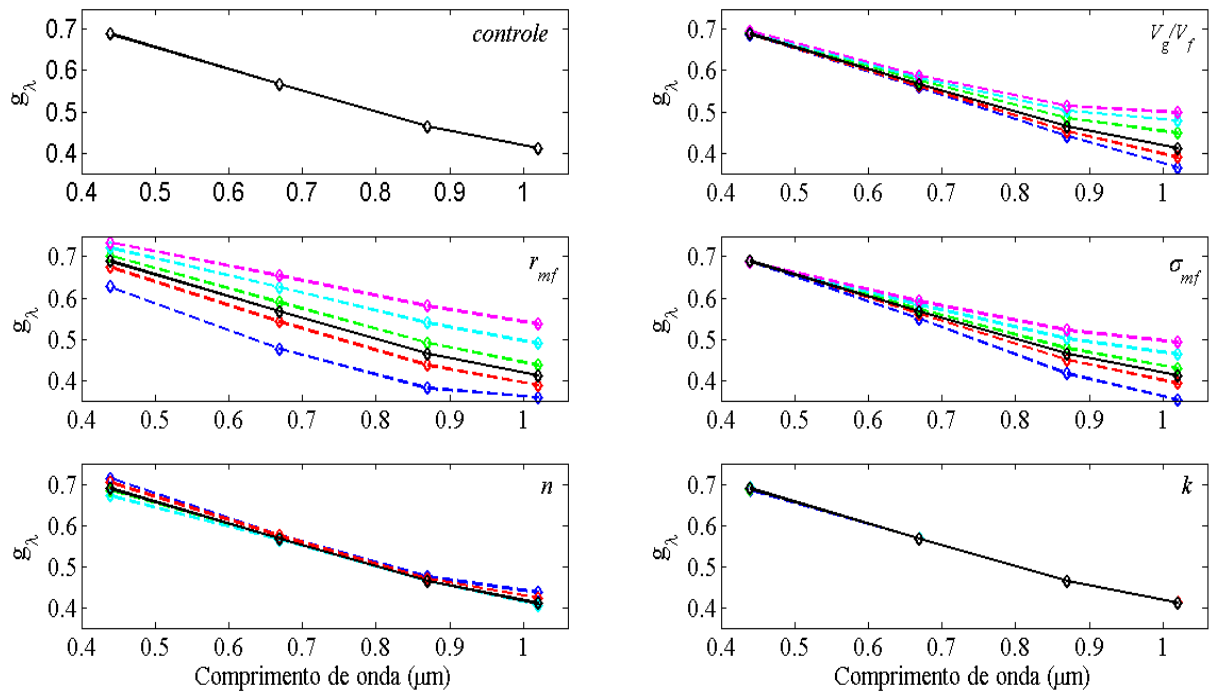


Figura 4.2.5 - Sensibilidade do parâmetro de assimetria (g_λ) às configurações das propriedades microfísicas apresentados na Tabela 4.2.2 e Figura 4.2.3. No topo superior direito de cada gráfico é identificado o parâmetro microfísico responsável pela variação no parâmetro de assimetria.

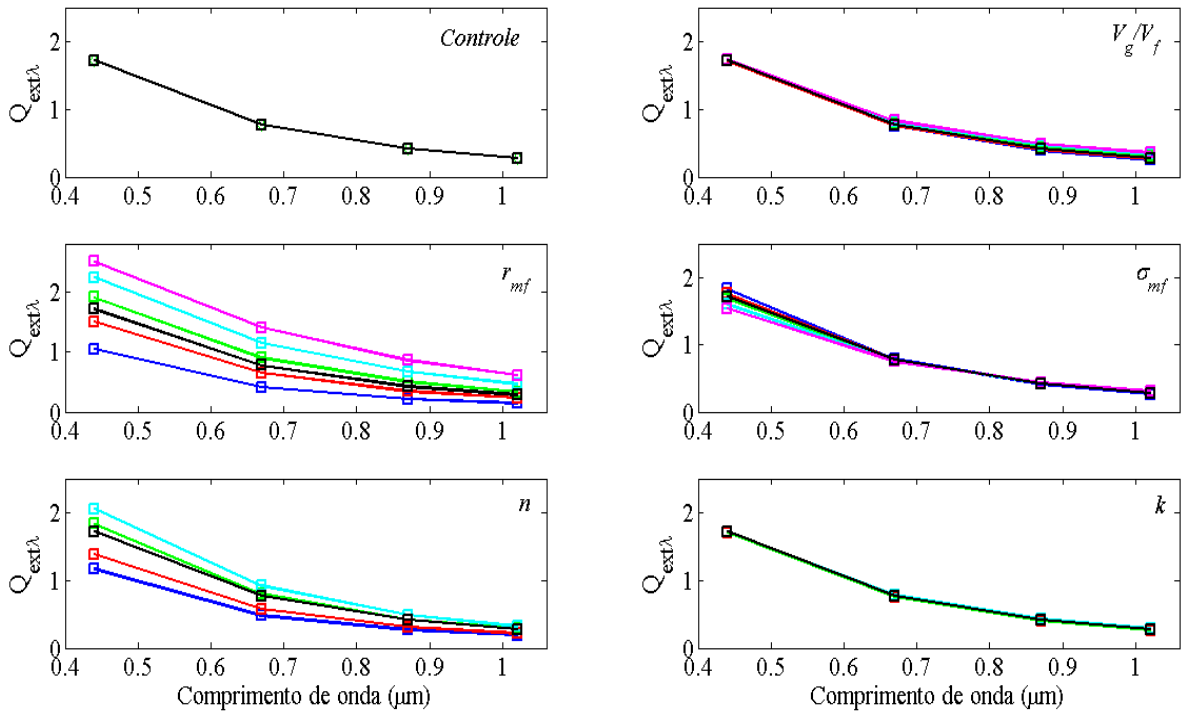


Figura 4.2.6 - Sensibilidade da eficiência de extinção ($Q_{ext\lambda}$) às configurações das propriedades microfísicas apresentadas na Tabela 4.2.2 e Figura 4.2.3. No topo superior direito de cada gráfico é identificado o parâmetro microfísico responsável pela variação na eficiência de extinção.

4.2.3- Variabilidade das propriedades ópticas

Voltando à análise da base de dados da AERONET, a **Figura 4.2.7** mostra a variabilidade regional das propriedades ópticas, especificamente albedo simples e parâmetro de assimetria, a partir de gráficos de função distribuição acumulada. Os resultados são apresentados para dois comprimentos de onda, um no visível ($\lambda = 440$ nm) e outro no infravermelho próximo ($\lambda=870$ nm). À semelhança do que foi observado nas propriedades microfísicas, Suriname e Arica distinguem nitidamente um do outro e também das demais estações. A distribuição de tamanho das partículas tem um papel determinante na diferenciação entre estas duas estações. Com relação às demais estações, a composição química parece ser o elemento dominante para a diferenciação entre elas. Isso é principalmente constatado quando analisamos a variabilidade das propriedades ópticas no visível. A variabilidade do parâmetro de assimetria nesta região espectral, que é essencialmente controlado por r_{mf} , é similar para todas as estações a leste dos Andes, com exceção de Suriname. As diferenças entre essas estações tornam-se mais evidentes quando analisamos o albedo simples, o que mostra a influência da composição química. No infravermelho próximo, a diferença entre os parâmetros de assimetria das estações é mais acentuada do que no visível. Isso está em parte relacionado com o peso da contribuição da moda grossa, que varia significativamente entre as estações. Estações fortemente dominadas pela moda fina, como Alta Floresta e Santa Cruz, têm 60% de g_λ no infravermelho abaixo de 0,60, enquanto estações onde a contribuição da moda grossa é mais significativa em termos relativos como, por exemplo, Belterra, Córdoba e Buenos Aires, mais de 80% das inversões de g_λ no infravermelho próximo são maiores que 0,60. Suriname é a única estação que apresenta $\omega_{o\lambda}$ no infravermelho próximo maior do que no visível, o que é característico de aerossóis associados a poeira do solo. Mais de 90% dos aerossóis observados em Arica apresentam $\omega_{o\lambda}$ maior que 0,95. Em condições de poluição moderada a alta ($AOD_{440\text{ nm}} \geq 0,4$) as características dos aerossóis nessas duas estações são relativamente bem definidas. Este fato tem a ver com o domínio de um particular tipo de aerossol e com processos de emissão e envelhecimento que não tem impacto significativo na composição química das partículas. Ao contrário das estações a leste dos Andes, em áreas de queimadas e urbanas, que são afetadas por aerossóis cuja composição química depende significativamente dos processos de emissão e envelhecimento, implicando numa variabilidade maior das propriedades ópticas. No caso particular das estações vento abaixo das regiões de

queimadas do sul da Amazônia, ainda há o efeito do transporte de partículas de tais regiões. Isso explica a maior variabilidade no $\omega_{o\lambda}$ observado para Cuiabá, São Paulo, Buenos Aires e Santa Cruz. Pode-se notar que, após Suriname e Arica, Alta Floresta é a estação onde se observou aerossol com a menor variabilidade nas propriedades ópticas. A variabilidade em Alta Floresta está essencialmente associada às características das emissões e ao envelhecimento das partículas naquela região. O influxo de aerossóis de outra natureza de áreas externas para dentro da região de Alta Floresta e adjacências é pouco significativo (Martin et al., 2010). Essa advecção de partículas de áreas remotas torna mais complicada a caracterização do aerossol local e dos processos associados ao envelhecimento destes. No caso das estações a leste dos Andes, qualquer tentativa de caracterização da variabilidade regional das propriedades ópticas dos aerossóis precisa levar em conta a influência da pluma regional de aerossóis produzida pelas queimadas na região sul da Amazônia. Climatologias baseadas em média simples em muitos casos representarão uma condição que poderá não corresponder à dominante e, eventualmente, tampouco à realidade.

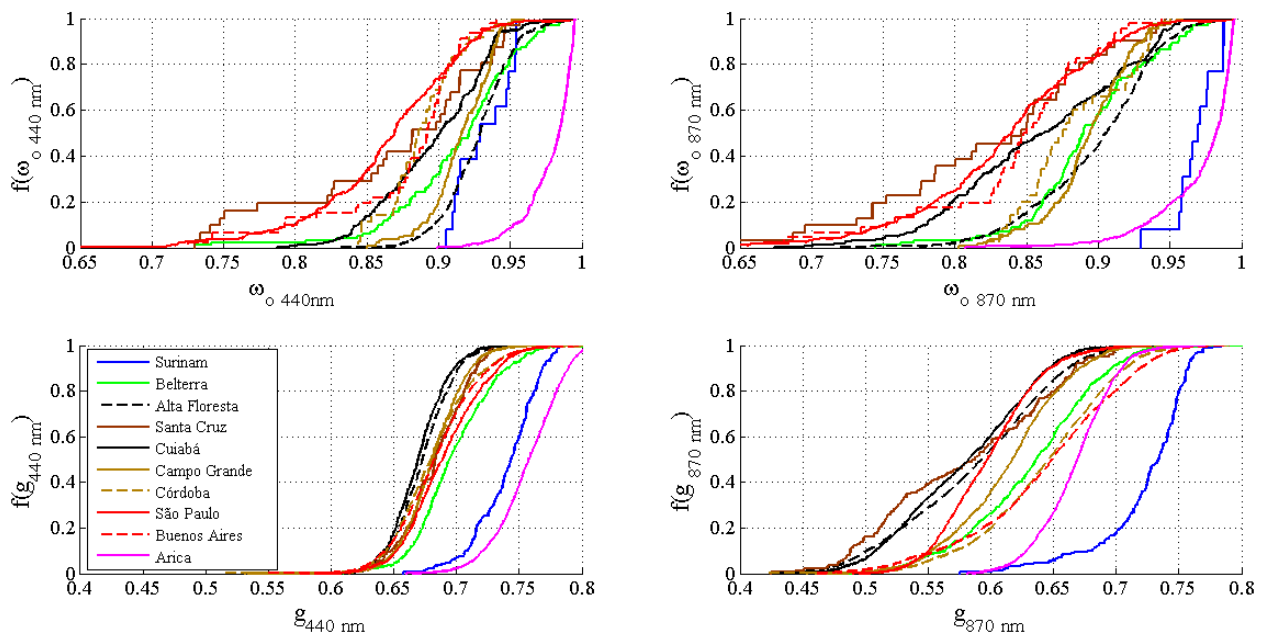


Figura 4.2.7 - Função distribuição acumulada (fda) do albedo simples ($\omega_{o\lambda}$) do parâmetro de assimetria (g_{λ}) nas regiões espectrais do visível ($\lambda=440\text{ nm}$) e infra-vermelho próximo ($\lambda=870\text{ nm}$) para as estações da AERONET analisadas.

A análise a seguir expõe de forma mais clara esse problema. A **Figura 4.2.8** mostra o parâmetro de assimetria no infravermelho próximo ($\lambda=1020\text{ nm}$) e do albedo simples no visível

($\lambda=440$ nm). A escolha dessas propriedades ópticas e dos comprimentos de onda foi baseada na percepção, a partir das análises anteriores, de que esta é uma combinação que permite distinguir os diferentes tipos de aerossol predominantes em cada estação e, em alguns casos, padrões nas propriedades ópticas dentro de uma mesma estação. Além da esperada distinção entre os aerossóis das estações de Suriname e Arica, é interessante observar como os dados das demais estações, incluindo as urbanas, tendem a convergir para as características típicas da estação de Alta Floresta. Isso é uma demonstração da influência que o transporte de aerossóis da região de queimadas no sul da Amazônia tem sobre as propriedades ópticas da coluna atmosférica dessas outras regiões. Fora dos padrões típicos de Alta Floresta as diferenças entre as estações tornam-se mais evidentes. A análise excluindo os padrões similares aos de Alta Floresta das estatísticas das demais estações tem várias implicações. Para a região de Cerrado (estação de Cuiabá), por exemplo, isso implicaria num aerossol local mais absorvedor do que a sugerida por Dubovik et al. (2002). Outro exemplo, essa remoção resolveria a inconsistência que é a maior similaridade entre os comportamentos médios de Buenos Aires e Cuiabá. Como se pode ver no gráfico, nas medições instantâneas praticamente não há ocorrência de padrões de propriedades ópticas similares entre Buenos Aires e Cuiabá. Portanto, a média obtida para Buenos Aires representa um aerossol que não é observado. Em São Paulo o comportamento das inversões sugere um cenário mais complexo. Além dos padrões similares a Alta Floresta, ocorre também padrões de propriedades ópticas parecidos com aqueles observados em Cuiabá. Embora outros processos possam explicar esse fato, a tese de transporte de aerossóis de queimadas da região de cerrado sobre a região metropolitana de São Paulo não seria totalmente inaceitável, principalmente quando se leva em conta o padrão de circulação que favorece o transporte de material particulado sobre a cidade São Paulo, que é distinto daquele que favorece o transporte sobre Buenos Aires. Nota-se que São Paulo, como acontece em Santa Cruz, é a estação que apresenta a maior variabilidade no albedo simples do aerossol. O que sugere que a atmosfera desses locais é afetada por aerossóis emitidos por distintas fontes e, portanto, possuem diferentes composições químicas. A **Figura 4.2.9** apresenta uma reconstrução do gráfico da figura anterior eliminando os padrões de propriedades ópticas similares aos de Alta Floresta nas outras estações afetadas pelo transporte de aerossóis do sul da Amazônia. Com isso, visou-se obter comportamentos médios mais condizentes com a realidade local. Vide a harmonização obtida entre as condições médias das regiões urbanas de São Paulo e Buenos Aires.

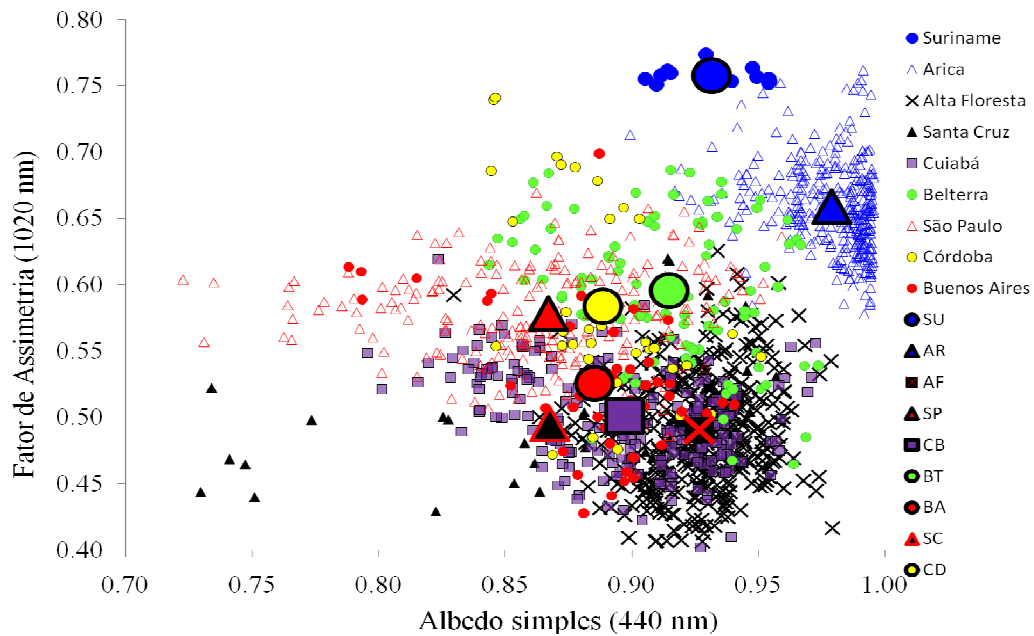


Figura 4.2.8 - Fator de assimetria no infravermelho próximo ($\lambda=1020$ nm) em função do albedo simples no visível ($\lambda=440$ nm) para as estações da AERONET analisadas. Os símbolos menores representam medições instantâneas e os maiores os valores médios.

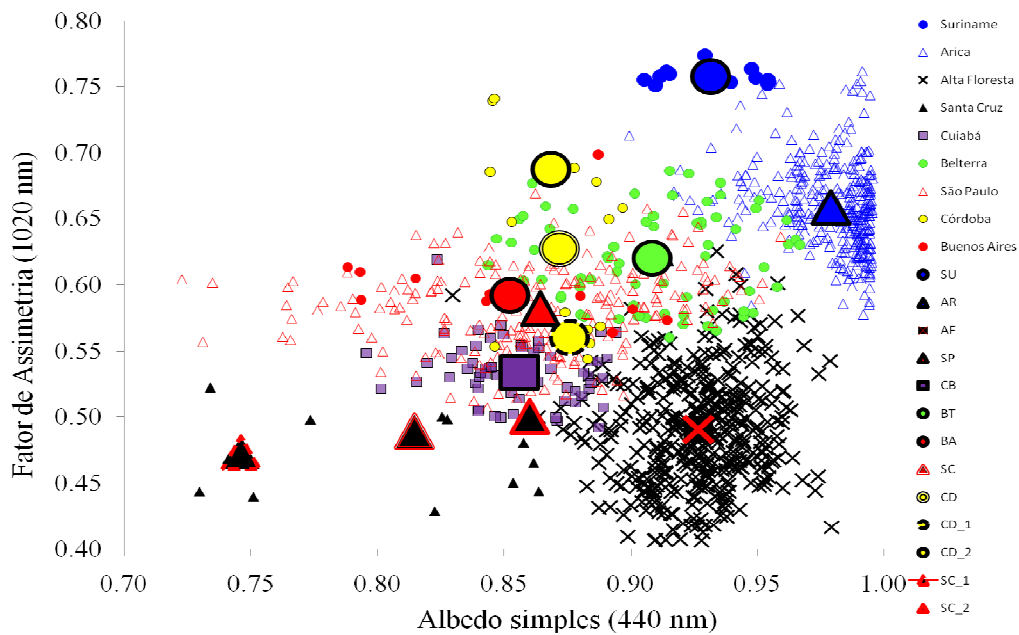


Figura 4.2.9 - Fator de assimetria no infravermelho próximo ($\lambda=1020$ nm) em função do albedo simples no visível ($\lambda=440$ nm) para as estações da AERONET analisadas. As informações são as mesmas para as estações de Alta Floresta, Arica e Suriname. Para as demais estações não são consideradas as inversões com padrões similares a Alta Floresta.

Como esperado, foi obtido um aerossol médio mais absorvedor para a região de cerrado. Para a estação de Belterra, o aumento no parâmetro de assimetria é a alteração mais substancial.

Este resultado é consistente, pois a principal diferença entre a estação de Belterra e a Alta Floresta está na contribuição relativa da moda grossa (veja gráfico de r_{mg} acima), à qual o parâmetro de assimetria é sensível. Para a estação de Córdoba, mesmo após a remoção dos padrões associados a aerossóis de queimadas, o comportamento médio continua não sendo representativo das inversões restantes. Isso se deve ao fato dessas inversões constituírem dois grupos com distintos padrões de propriedades ópticas, essencialmente diferenciados pelo parâmetro de assimetria. Esse dado sugere que mais de um tipo de aerossol continuam representados nas inversões remanescentes e que as diferenças entre estes são controladas pelas características da distribuição de tamanho. No gráfico, esses dois tipos de aerossóis são identificados por CD_1 e CD_2. Em Santa Cruz ocorre algo similar, isto é, mesmo após a remoção das inversões típicas de aerossóis de queimadas do sul da Amazônia, a média não é representativa das inversões restantes, que estão separados em dois grupos distintos (SC_1 e SC_2). Entretanto, neste caso estão separadas pela diferença no albedo simples, enquanto o parâmetro de assimetria foi pouco alterado, indicando que no caso de Santa Cruz a composição química das partículas é o principal elemento diferenciador dos dois grupos. Nos casos de Córdoba e Santa Cruz é trivial separar os diferentes tipos de aerossóis em função da clara descontinuidade que caracteriza as propriedades destes. Nas demais estações, incluindo Alta Floresta, a identificação de padrões que permitem agrupar diferentes cenários de propriedades ópticas é mais complicada. Portanto, a integração de mais informações e o uso de métodos mais objetivos são necessários, além do albedo simples e parâmetro de assimetria num determinado comprimento de onda. Este é o conteúdo do tópico a seguir, que utiliza a metodologia de *clustering* para tal. De qualquer forma, esta análise mostra como as propriedades ópticas combinadas permitem uma melhor caracterização da variabilidade das propriedades ópticas regionais. A **Figura 4.2.10** mostra uma comparação mais detalhada do comportamento médio espectral do albedo simples e do parâmetro de assimetria considerando e removendo influência das características dos aerossóis de queimadas da região sul da Amazônia. No caso de Córdoba vê-se, pela similaridade com o comportamento espectral de Suriname, que um dos conjuntos de inversões mencionados anteriormente (CD_2) está provavelmente associado a partículas de poeira do solo. A caracterização desse conjunto é particularmente importante uma vez que são raras medições que caracterizam as propriedades ópticas de pluma de aerossóis dominadas por partículas do solo nas regiões mais continentais da América do Sul. O outro conjunto (CD_1)

apresenta um comportamento médio mais parecido com São Paulo e Buenos Aires, o que pode estar associado à emissão urbana de Córdoba. No **Apêndice A** são apresentadas tabelas contendo o comportamento médio das propriedades extensivas e intensivas invertidas pela AERONET referentes às estações analisadas.

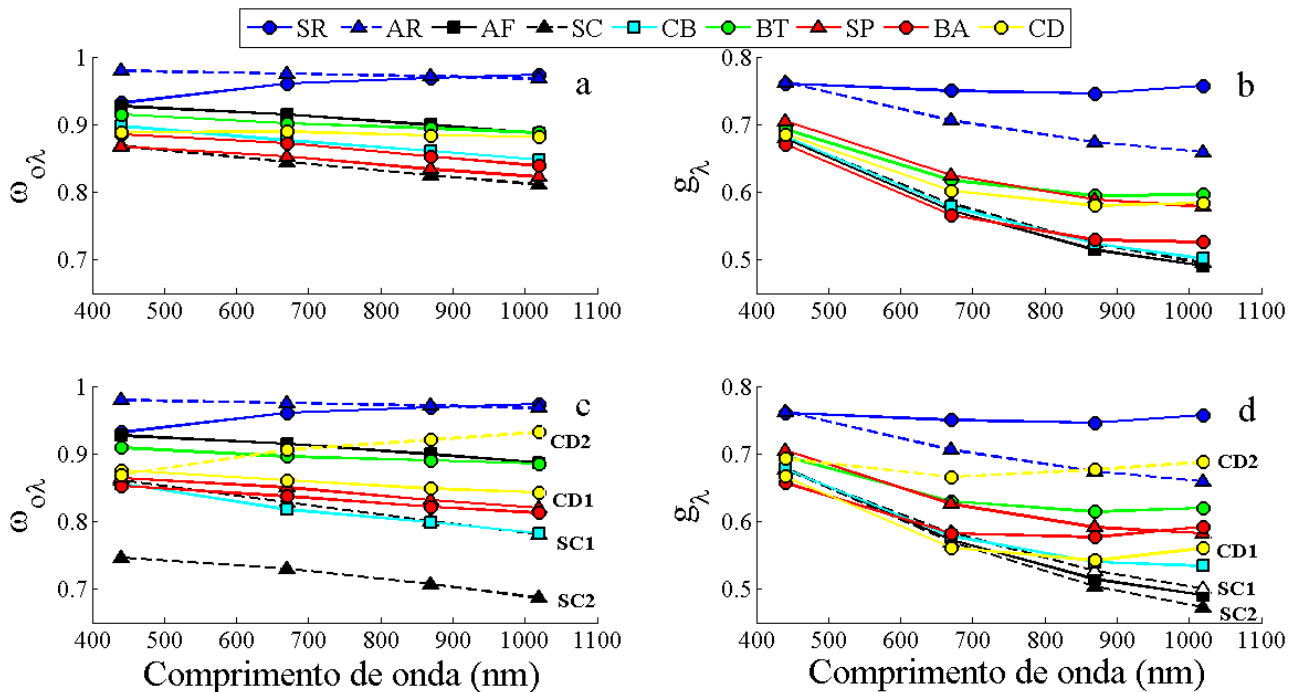


Figura 4.2.10 – Comportamento espectral médio do albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e do parâmetro de assimetria (g_λ) para as estações analisadas incluindo (a, b) e removendo (c, d) as inversões similares a Alta Floresta, sob a hipótese de elas representarem os aerossóis transportados das áreas de queimadas do sul da Amazônia. Nos gráficos c e d, Córdoba (CD) e Santa Cruz (SC) são representados por duas curvas distintas que indicam a ocorrência de distintos tipos de aerossóis mesmo após a remoção da influência das inversões associadas ao transporte. Suriname (SR), Arica (AR), Alta Floresta (AF), Cuiabá (CB), Belterra (BT), Buenos Aires (BA), São Paulo (SP).

As **Figuras 4.2.11, 4.2.12** mostram, respectivamente, o comportamento médio da distribuição de tamanho normalizada pela concentração total de partículas e do índice de refração complexo derivados a partir da média das medições de várias estações da rede AERONET localizadas em diferentes pontos do continente. A **Figura 4.2.13** mostra o albedo simples e parâmetro de assimetria no espectro solar calculados a partir do código Mie utilizando como dados de entrada os referidos comportamentos médios de distribuição de tamanho e índice de refração complexo. Os gráficos sintetizam a análise da variabilidade espacial que caracteriza as propriedades microfísicas e ópticas dos sistemas de aerossóis regionais. As informações utilizadas pelo algoritmo do sensor MODIS (Levy et al., 2007b) na inversão de profundidade

óptica em áreas de queimadas são incluídos nos gráficos a título de comparação. São considerados como referência os resultados referentes ao comportamento médio derivado a partir dos dados das estações localizadas na região sul da bacia Amazônica, isto é, Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco. As propriedades dos aerossóis daquela região são usualmente utilizadas como referência para caracterizar as partículas emitidas pelas queimadas na América do Sul. Os resultados para as estações de Belterra e Balbina localizadas na parte nordeste da bacia Amazônica são diferenciados em dois períodos, o das queimadas no sul da bacia (agosto a outubro; SBB), e o das queimadas na própria região nordeste (outubro a dezembro; NBB)

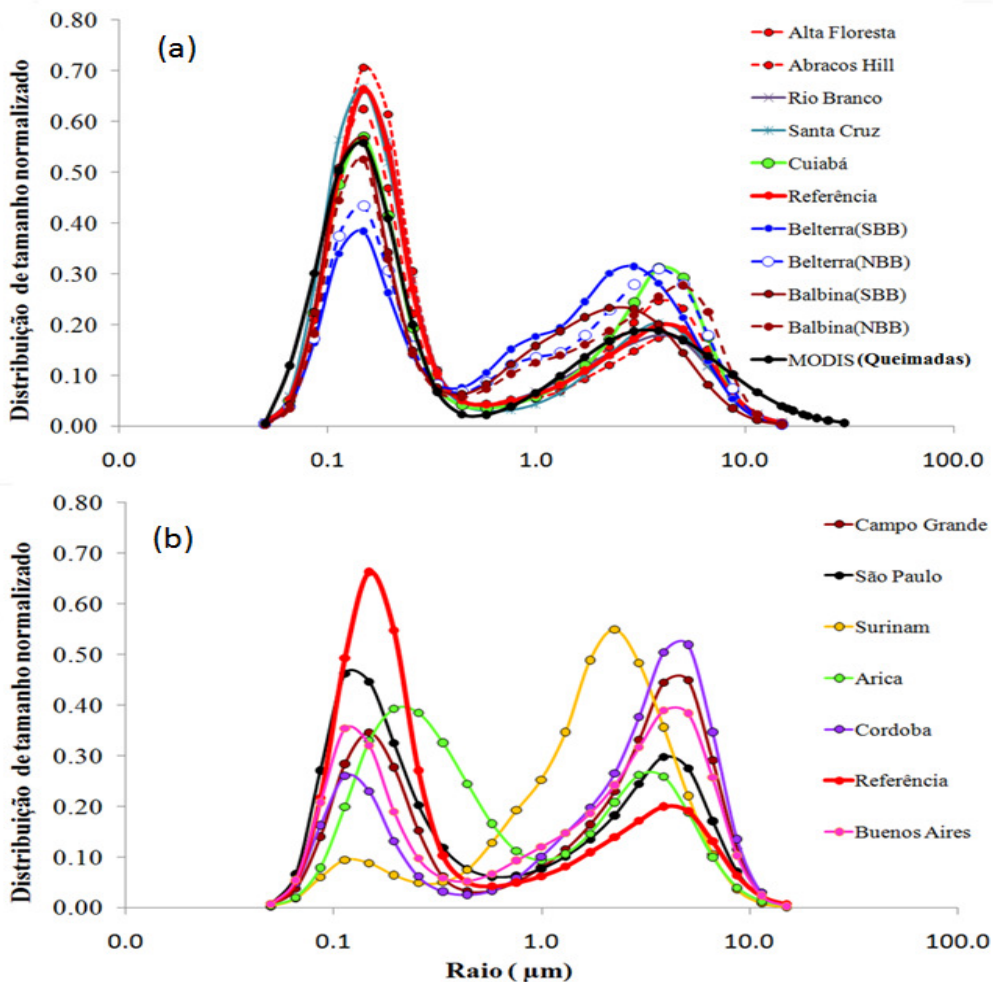


Figura 4.2 11 – Média das distribuições volumétricas de tamanho normalizadas pelas concentrações volumétricas totais derivadas a partir das observações da AERONET em que foram atendidas os critérios de inversão do albedo simples ($\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$). (a) Estações dentro ou próxima de áreas queimadas; (b) Estações afastadas das áreas de queimadas. O caso referência corresponde ao comportamento médio considerando os dados das três estações localizadas na região sul da bacia Amazônica, Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco. SBB e NBB simbolizam, respectivamente, o período das queimadas no sul e nordeste da bacia Amazônica. A distribuição de tamanho do sensor MODIS (Levy et al, 2007b) associada ao modelo óptico utilizado para representar aerossóis de queimadas é mostrado a título de comparação.

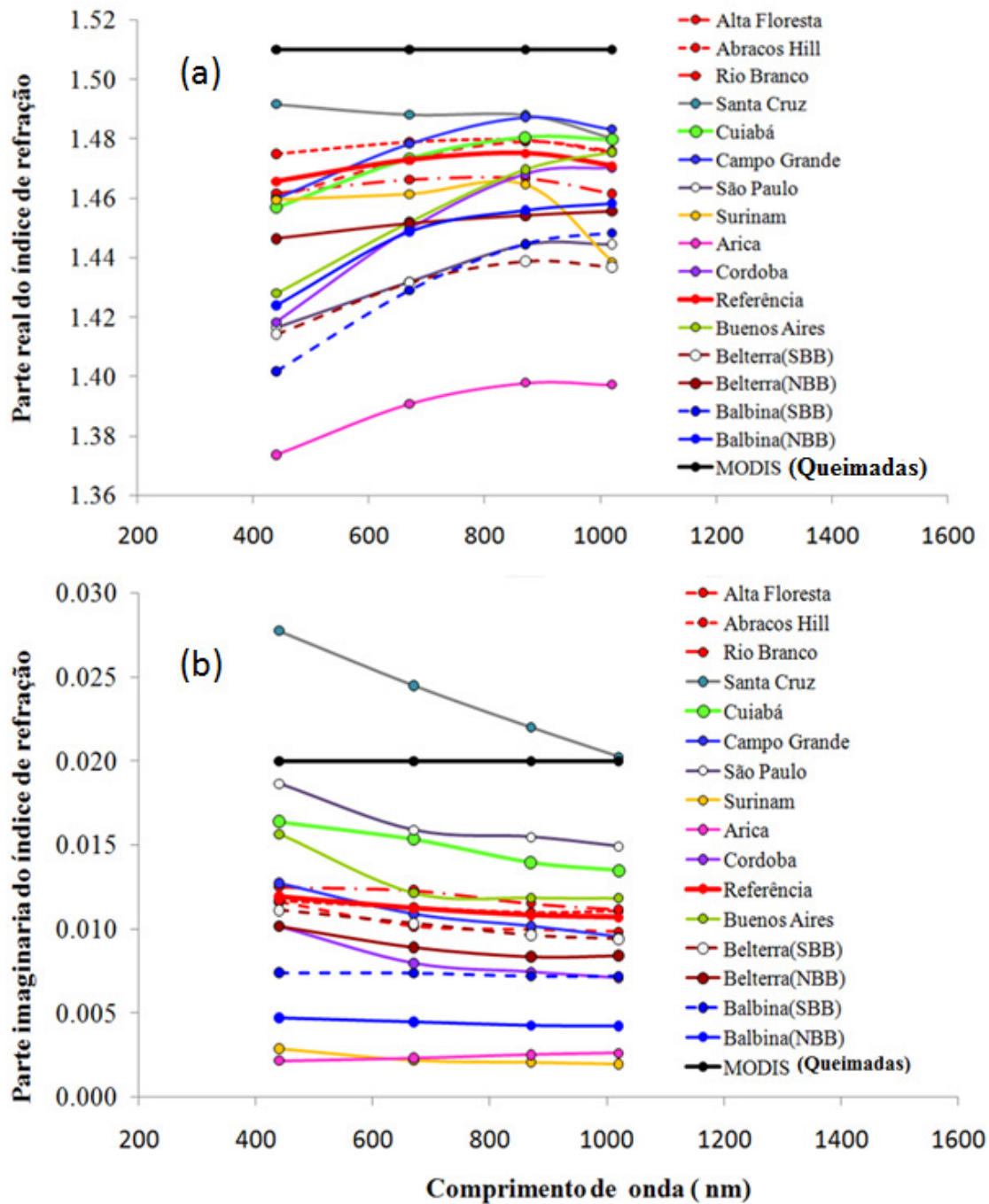


Figura 4.2 12 - Média das partes (a) real e (b) imaginária (k) derivadas a partir das observações da AERONET em que foram atendidas os critérios de inversão do albedo simples ($\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$). O caso referência corresponde ao comportamento médio considerando os dados das três estações localizadas na região sul da bacia Amazônica, Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco. SBB e NBB simbolizam, respectivamente, o período das queimadas no sul e nordeste da bacia Amazônica. Os dados do sensor MODIS(Levy et al, 2007b) associada ao modelo óptico utilizado para representar aerossóis de queimadas é mostrado a título de comparação.

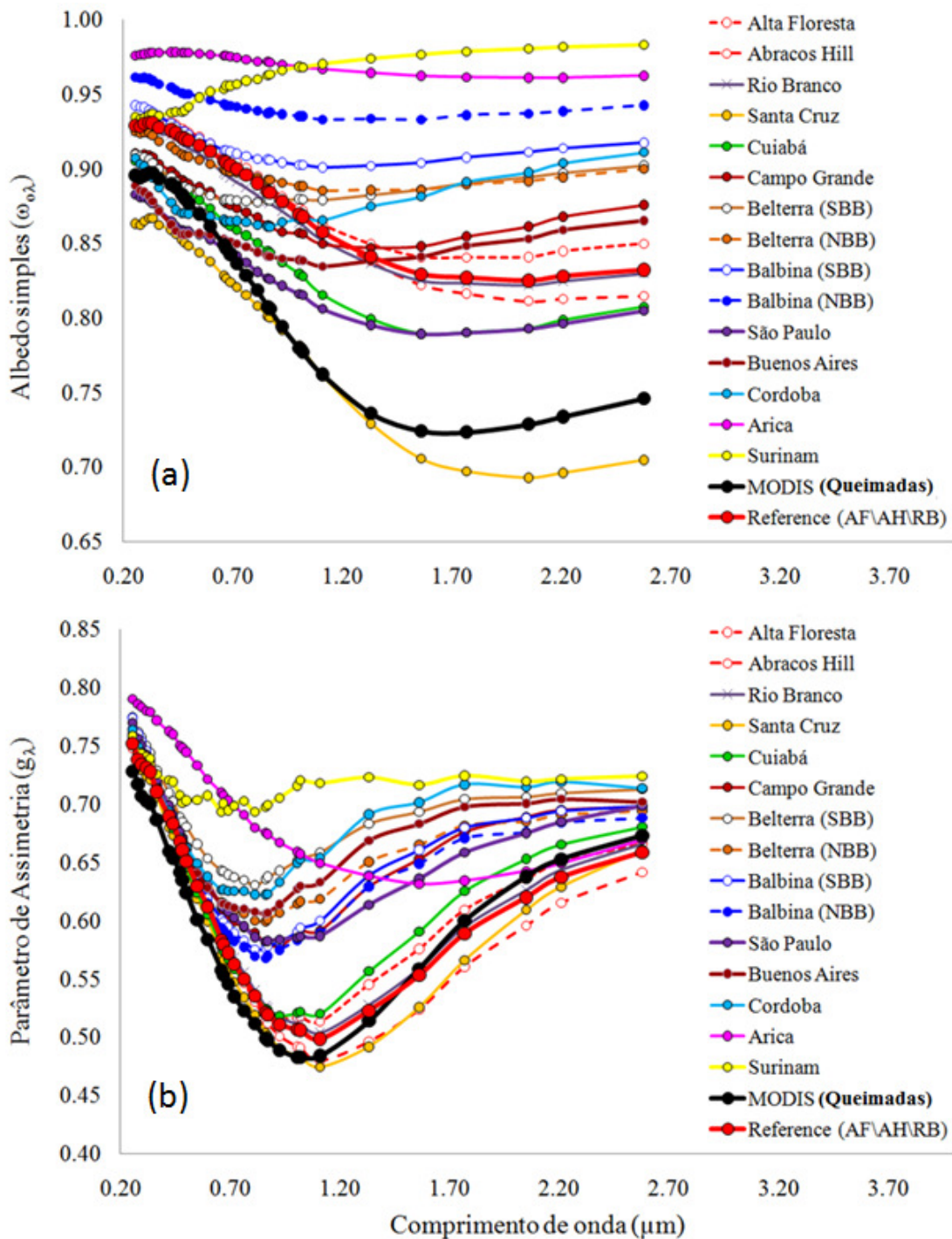


Figura 4.2.13 – (a) Albedo simples e (b) parâmetro de assimetria dos aerossóis calculadas a partir do código Mie utilizando como dados de entrada as médias de distribuição de tamanho (Figuras 4.2.11) e índice de refração complexo (Figuras 4.2.12) derivadas para diversas estações da AERONET. O caso referência corresponde ao comportamento médio considerando os dados das três estações localizadas na região sul da bacia Amazônica, Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco. SBB e NBB simbolizam, respectivamente, o período das queimadas no sul e nordeste da bacia Amazônica. Os dados do sensor MODIS (Levy et al, 2007b) associada ao modelo óptico utilizado para representar aerossóis de queimadas é mostrado a título de comparação.

4.3

Regimes de Propriedades Ópticas dos Aerossóis

A caracterização climatológica dos padrões predominantes de propriedades ópticas dos aerossóis que afetam uma determinada região é de extrema relevância para a modelagem dos seus efeitos radiativos. Sem dúvida, a realização de medições de propriedades microfísicas e ópticas *in situ* é a melhor forma de caracterizar os tipos de aerossóis presentes ao longo de uma coluna atmosférica. Entretanto, medições dessa natureza são raras e, no geral, restritas a campanhas experimentais, sendo, portanto, insuficientes para uma caracterização climatológica. Por outro lado, as bases de dados de propriedades ópticas dos aerossóis obtidas a partir de inversões de fotômetros apresentam series temporais e cobertura espacial que permite a caracterização climatológica das propriedades dos aerossóis para uma determinada região. Diferentes metodologias têm sido utilizadas, média simples (Dubovik et al. 2002), média de grupos definidos com base em intervalos de profundidade óptica dos aerossóis (Remer et al., 1998, Procopio et al., 2002) e médias de grupos determinados com base nas propriedades intensivas (que não dependem da abundância) das partículas (Omar et al., 2005, Castanho et al., 2008). No caso dos dois últimos métodos, os autores procuraram construir, através de diferentes considerações, uma prescrição climatológica da variabilidade das propriedades ópticas das partículas, o que foi o objetivo do presente sub-capítulo. Para isso, optou-se pela classificação a partir das propriedades ópticas intensivas invertidas ao invés da abundância das partículas. A ferramenta estatística escolhida foi a análise de clusters. Neste capítulo são apresentados e analisados os resultados obtidos para as estações da AERONET que possuem dados suficientes para a aplicação da referida metodologia estatística.

4.3.1- Método: Análise de clusters

Os métodos de agrupamento, também chamados de *clustering*, são procedimentos estatísticos que, utilizando um conjunto finito e multi-dimensional de informações, visam classificar seus elementos em grupos restritos homogêneos internamente. A metodologia de *clustering* escolhida foi a *Partitioning Around Medoid* (PAM, Kaufman e Rousseeuw, 1990). A metodologia PAM é baseada na procura por K objetos representativos ou medoides entre as observações de um conjunto de dados. Após encontrar o conjunto dos K medoides, K clusters são construídos agregando as demais observações ao medóide mais próximo. O objetivo é encontrar K objetos representativos que minimizam a soma das dissimilaridades das observações com relação ao objeto representativo mais próximo. Comparada com a metodologia tradicional *K-means*, o algoritmo PAM tem a vantagem de operar com base na matriz de dissimilaridade de um determinado conjunto de dados, ou quando uma matriz $n \times p$ é fornecida, o algoritmo primeiro calcula a matriz de dissimilaridade. O PAM é também mais robusto porque minimiza a soma das dissimilaridades ao invés da soma do quadrado das distâncias euclidianas. Além disso, o algoritmo permite a visualização gráfica dos clusters gerados através da metodologia de silhuetas, o que permite ao usuário avaliar a qualidade do *clustering* efetuado e selecionar o número ótimo de clusters. Como dados de entrada no algoritmo de *clustering* foram considerados o albedo simples e parâmetro de assimetria nas regiões espectrais do visível ($\lambda = 440, 670$ nm) e infravermelho próximo ($\lambda = 870, 1020$ nm), e a dependência espectral desses parâmetros, por meio da razão entre a diferença dos valores das propriedades ópticas (ex., $\omega_{o\lambda_1} - \omega_{o\lambda_2}$) e a diferença dos comprimentos de onda ($\lambda_1 - \lambda_2$). Como analisado anteriormente, a variabilidade da magnitude e da dependência espectral desses parâmetros é controlada pelas variações no tamanho e composição química das partículas. Em função das restrições para a inversão do índice de refração complexo, nem todas as estações possuem um número adequado de inversões de albedo simples para a aplicação da análise de *clusters*. Portanto, apenas aquelas estações com número adequado de inversões foram utilizadas na análise. A **Figura 4.3.1** mostra a distribuição temporal do número de inversões para essas estações. A estação de Alta Floresta é utilizada como referência para caracterizar a distribuição temporal das inversões para as estações instaladas na região sul da Amazônia. As estações de Abracos Hill e Rio Branco também localizadas nessa região apresentaram número de inversões necessário. Sucessivas aplicações do algoritmo de

clustering demonstrou que para as estações analisadas, com exceção de Arica, 3 é o número ótimo de *clusters*, o qual maximiza a dissimilaridade entre os agrupamentos obtidos. Para Arica o número ótimo de cluster obtido foi 2, o que é consistente com a menor variabilidade das propriedades ópticas para aquela estação. A **Tabela 4.3.1** mostra o número de objetos obtidos em cada *cluster*, doravante denominado regime (R), para cada uma das estações analisadas.

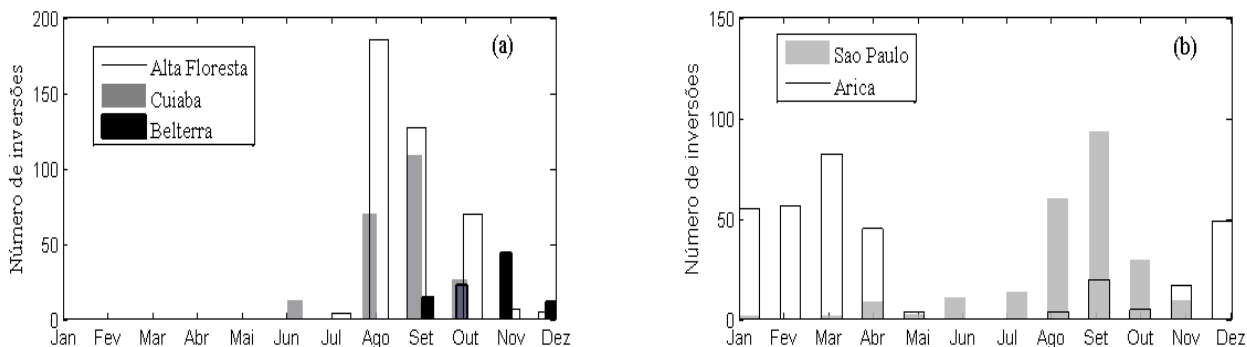


Figura 4.3.1 – Distribuição mensal de inversões de radiancia do céu (nível 2.0) da AERONET para condições favoráveis à inversão do albedo simples.

Tabela 4.3.1 – Número de eventos agrupados em cada regime ou cluster para cada sítio analisado. É apresentado também o intervalo em anos da série temporal analisada em cada local.

Estações	Alta Floresta	Rio Branco	Cuiabá	Belterra	São Paulo	Arica
*	2000 - 2007	2000-2004	2001-2007	1999-2004	2001-2007	1998-2004
R1	165	42	71	17	74	257
R2	142	51	75	35	97	80
R3	89	31	72	42	61	---
Total	396	125	218	94	232	337

4.3.2- Regimes de propriedades ópticas

O albedo simples é a propriedade radiativa que melhor evidencia as diferenças entre regimes de aerossóis, especialmente no caso das estações a leste dos Andes. Portanto, foi a propriedade escolhida para diferenciar nominalmente os regimes obtidos. Estes estão identificados de acordo com os seus valores de $\omega_{0\lambda}$: o primeiro regime (R1) representa o cenário dominado pelo aerossol mais espalhador, o segundo (R2) por aerossóis moderadamente absorvedores, e o terceiro (R3) por aerossóis absorvedores de radiação. No caso da estação da

Arica, que apresentou apenas dois regimes de aerossóis, é mais plausível diferenciar os regimes como puramente espalhador (R1) e espalhador (R2), uma vez que a absorção em R1 é quase nula e em R2 é menor que nos regimes mais espalhadores das demais estações. A **Tabela 4.3.2** apresenta os valores médios de $\omega_{0\lambda}$ e g_{λ} nos comprimentos de onda padrões da AERONET para cada regime das diferentes estações e a **Figura 4.3.2** apresenta os gráficos da distribuição volumétrica de tamanho, albedo simples e parâmetro de assimetria. No **Apêndice B** são apresentados, para os regimes de cada estação, os valores médios das principais propriedades microfísicas e ópticas invertidas pela AERONET. Utilizando distribuição de tamanho e índice de refração complexo médio de cada cluster obtido como dados de entrada no código Mie foram também calculados e tabelados albedo simples, parâmetro de assimetria e fator de eficiência de extinção com maior resolução espectral.

Tabela 4.3.2 – Valores médios das propriedades ópticas albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e parâmetro de assimetria (g_{λ}) para cada regime para os comprimentos de onda padrões da AERONET.

Estações	Lat.	Lon.	Regime	$\omega_{0\lambda}$				g_{λ}			
				440	670	870	1020 nm	440	670	870	1020 nm
Alta Floresta	-09°52' 15"	-56°06' 14"	R1	0,94	0,94	0,93	0,92	0,69	0,59	0,52	0,48
			R2	0,93	0,92	0,90	0,88	0,68	0,58	0,51	0,48
			R3	0,90	0,87	0,84	0,81	0,66	0,56	0,50	0,49
Rio Branco	-09°57' 25"	-67°57' 08"	R1	0,94	0,93	0,92	0,91	0,70	0,60	0,53	0,49
			R2	0,93	0,90	0,89	0,87	0,69	0,59	0,52	0,49
			R3	0,92	0,88	0,85	0,83	0,68	0,58	0,52	0,49
Cuiabá	-15°43' 44"	-56°01' 15"	R1	0,93	0,93	0,93	0,92	0,69	0,59	0,53	0,49
			R2	0,90	0,89	0,86	0,85	0,68	0,57	0,52	0,50
			R3	0,86	0,82	0,79	0,77	0,68	0,58	0,53	0,51
Belterra	-02°38' 52"	-54°57' 07"	R1	0,96	0,95	0,95	0,94	0,71	0,63	0,60	0,59
			R2	0,93	0,91	0,90	0,89	0,69	0,62	0,59	0,59
			R3	0,89	0,87	0,86	0,86	0,68	0,61	0,59	0,60
São Paulo	-23°38' 39"	-46°44' 06"	R1	0,91	0,91	0,89	0,88	0,72	0,65	0,61	0,59
			R2	0,87	0,85	0,83	0,82	0,70	0,62	0,58	0,57
			R3	0,82	0,80	0,77	0,76	0,68	0,60	0,57	0,57
Arica	-18°28' 19"	-70°18' 46"	R1	0,99	0,98	0,98	0,98	0,76	0,71	0,67	0,65
			R2	0,95	0,94	0,93	0,92	0,75	0,71	0,68	0,67

Com exceção de Belterra, as estações em áreas de queimadas são caracterizadas por uma significativa diferença na dependência espectral do albedo simples. Isto é, a dependência espectral aumenta do R1 para R3. Como foi mostrado nos testes de sensibilidade, o $\omega_{0\lambda}$ é primariamente controlado pela parte imaginária do índice de refração (k), pelo tamanho das partículas da moda fina (r_{mf}) e pela parte real do índice de refração (n). De acordo com os estudos de sensibilidade utilizando o código Mie, a influência dessas propriedades varia espectralmente, isto é, o $\omega_{0\lambda}$ no infravermelho próximo é mais sensível à variabilidade das propriedades microfísicas do que o $\omega_{0\lambda}$ no visível. O aumento de r_{mf} e a diminuição de k aumentam o valor de $\omega_{0\lambda}$ no infravermelho numa proporção superior ao aumento que ocorre no visível, o que leva a uma redução da dependência espectral do $\omega_{0\lambda}$. A combinação de altos valores de r_{mf} e baixos de k em ambientes de queimadas na região sul da Amazônia está geralmente associada à pluma regional composta principalmente por aerossóis envelhecidos (Reid et al., 1998, 2005). Portanto, pelas suas características, o regime R1 para as estações de queimadas na região sul da Amazônia, muito provavelmente, está associado à pluma regional composta majoritariamente por aerossóis envelhecidos e que se estabelece sobre a maior parte da região central da América do Sul (Ross et al., 1998, Reid et al., 1998). Com relação ao regime R3, devido ao baixo valor de $\omega_{0\lambda}$, é muito provável que esteja associado a condições nas quais dominam plumas de aerossóis com altas frações de *black carbon* emitidas pelas queimadas onde a fase de combustão *flaming* prevalece (Longo et al., 2009). A maior dependência espectral do $\omega_{0\lambda}$ é também consistente com cenários de aerossóis caracterizados por alta fração de *black carbon* (Bergstrom et al., 2007) e partículas menores, duas características típicas de emissões dominadas pela combustão na fase *flaming*. A contextualização do regime R2 é mais complexa, pois casos intermediários podem representar tanto cenários independentes como também a combinação dos cenários extremos discutidos anteriormente. Por este motivo, é razoável interpretar o regime R2 como resultado da combinação das condições dominantes nos regimes R1 e R3. À semelhança de Procópio et al. (2003), não foram encontradas diferenças significativas entre o comportamento das propriedades ópticas observadas em Alta Floresta e aquelas invertidas na estação de Abracos Hill (dados analisados porém não apresentados aqui). A principal diferença entre Rio Branco e as duas estações anteriores é o regime R3 da primeira ser menos absorvedor. Uma possível explicação para isso é a distribuição espacial das três localidades. Alta Floresta e Abracos Hill, além de situadas em

áreas menos úmidas do que Rio Branco, estão mais próximas de vastas áreas de pastagens. Essas duas características favorecem a maior ocorrência de queimadas com combustão na fase *flaming* e, conseqüentemente, a produção de aerossóis mais absorvedores. O comportamento diferenciado de Belterra com relação às estações na região sul da Amazônia está relacionado com diversos fatores: maior contribuição relativa da moda grossa, características da vegetação queimada, maior proximidade da costa e maior ventilação. Ao contrário de Alta Floresta, o regime R1 de Belterra, potencialmente associado a aerossóis mais envelhecidos, é o menos frequente. Isso pode estar associado ao fato da maior ventilação da região não favorecer o acúmulo das partículas na atmosfera local. A menor dependência espectral do regime R1, quando comparada com o regime R1 das estações localizadas ao sul da bacia, é consistente com a maior contribuição relativa da moda grossa observada em Belterra. O regime R2 é similar ao correspondente nas estações do sul. Entretanto, no visível, o regime R3 apresenta albedo simples ligeiramente menor do que Alta Floresta e Rio Branco. Pela lógica da relação entre condições mais secas e maior frequência de combustão na fase *flaming*, devido às condições mais úmidas de Belterra esperava-se um regime R3 menos absorvedor com relação a Alta Floresta, o que não é observado. Entretanto, outro aspecto particular de Belterra que pode auxiliar na explicação do que se observa é a sua localização vento abaixo de áreas de queimadas a leste da zona de transição da floresta tropical para áreas de cerrado, indicando que, diferente das estações na região sul da Amazônia, em Belterra ocorre o influxo de aerossol de queimadas externas. No entanto vale frisar que esse é um aspecto em aberto, pois não existem nem dados e nem estudos que ajudem a sustentar ou a refutar tal hipótese. Ao contrário das queimadas na região sul da bacia Amazônica, não existem medições detalhadas das características das queimadas na região nordeste da bacia, o que limita as análises com relação regimes de Belterra. Os regimes de Cuiabá refletem o esperado. Altas concentrações de material particulado na região de Cuiabá, no geral, estão associadas a transporte da pluma de aerossóis envelhecidos produzida na região sul da Amazônia (Remer et al., 1998, Reid et al., 1998). Este fato explica a similaridade entre o regime R1 de Cuiabá e o regime R1 de Alta Floresta. O regime mais absorvedor R3 reflete as características dos aerossóis produzidos localmente, como sugerido na análise feita no tópico três do capítulo 4.2 e por estudos anteriores (Dubovik et al., 2002; Reid et al., 2005; Schafer et al., 2008). Devido às características da vegetação, a combustão na fase *flaming* é dominante na região do cerrado, conseqüentemente, as plumas produzidas localmente contêm maior teor de *black carbon* (Yamasoe et al., 2000).

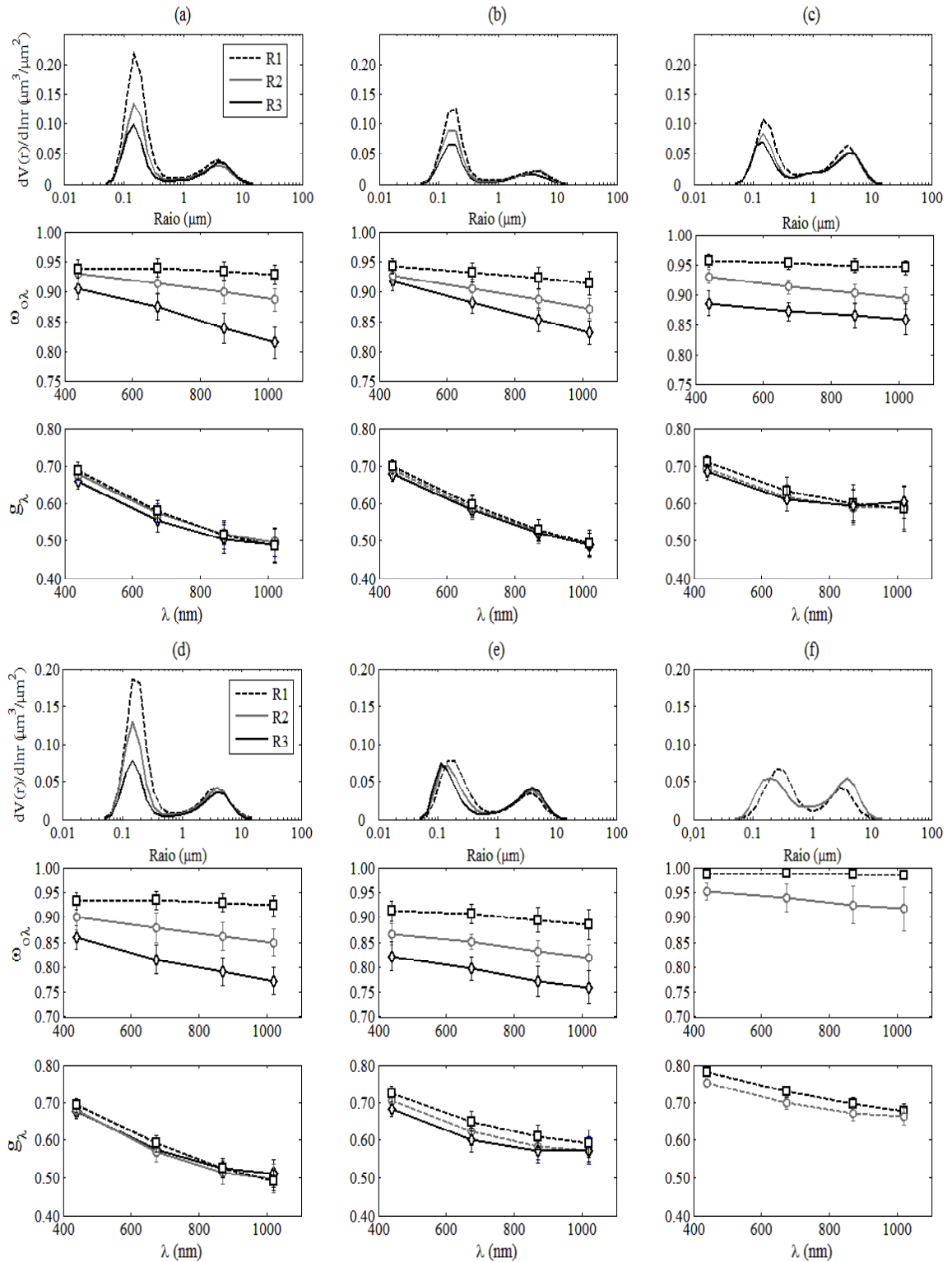


Figura 4.3.2 – Média das distribuições volumétricas de tamanho, albedo simples e parâmetro de assimetria dos regimes de propriedades ópticas R1, R2 e R3 obtidos a partir da análise de cluster aplicada aos dados das estações de: a) Alta Floresta, (b) Rio Branco, (c) Belterra, (d) Cuiabá, (e) São Paulo e (f) Arica.

A **Figura 4.3.3** mostra campos médios de profundidade óptica do aerossol, obtidos com o sensor MODIS, associados aos regimes R1 e R3. Cada campo foi obtido considerando apenas as passagens coincidentes com a data e o período do dia dos objetos dos *clusters* que definiram os regimes R1 e R3. Fica evidente que o regime R1 está fortemente associado ao transporte e expansão da pluma regional a partir da região sul da Amazônia sobre Cuiabá e outras áreas remotas, como o estado do Acre e a porção leste do Peru, ao contrário do regime R3 que está associado a condições com plumas de magnitude reduzida e influência espacial confinada às principais áreas de queimadas na região central.

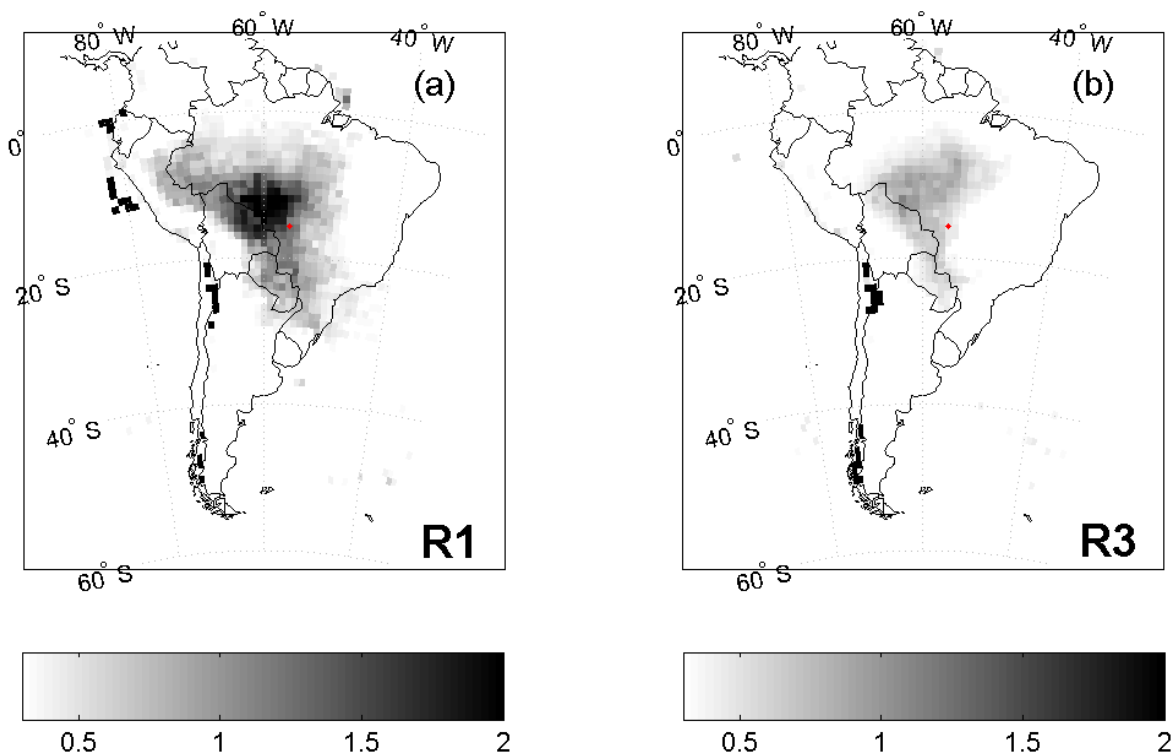


Figura 4.3.3 - Campo médio da profundidade óptica dos aerossóis do MODIS em 550 nm para os regimes de aerossóis (a) R1 e (b) R3 observados em Cuiabá. O ponto vermelho representa a localização de Cuiabá.

São Paulo apresenta situação semelhante a Cuiabá, a variabilidade das propriedades ópticas integradas na coluna é influenciada pelo transporte de aerossóis provenientes da região sul da Amazônia. O regime R3 é representativo das condições locais. Estudos anteriores (Castanho e Artaxo, 2001; Martins et al., 2009) mostraram que os aerossóis emitidos localmente contêm maior fração de *black carbon* quando comparados com os de queimadas, portanto

absorvem mais radiação. Castanho et al. (2008), utilizando similar metodologia para identificar os tipos de aerossóis presentes na atmosfera da Região Metropolitana de São Paulo, também caracterizou o aerossol mais absorvedor como de origem local. Por outro lado, o regime R1 é fortemente influenciado por aerossóis oriundos de áreas de queimadas. O transporte de aerossóis das áreas de queimadas do cerrado e da região sul da Amazônia sobre a cidade de São Paulo é bem documentado (Longo et al., 2006; Freitas et al., 2007; Castanho et al., 2008). Medições de LIDAR mostraram, para diversos eventos, o perfil vertical dos aerossóis para a atmosfera de São Paulo com o aerossol urbano confinado na camada limite planetária (CPL) e uma segunda camada acima da CPL associada aos aerossóis transportados de áreas de queimadas (Landulfo et al., 2003, 2009). A **Figura 4.3.4** mostra os campos médios da profundidade óptica dos aerossóis associados aos regimes R1 e R3 de São Paulo. Estes foram obtidos a partir dos dados do MODIS seguindo a mesma metodologia utilizada para o caso de Cuiabá. No regime R3 (**Figura 4.3.4b**) a pluma regional se estende meridionalmente sem qualquer sinal de desvio para leste onde se encontra a região metropolitana de São Paulo, indicando que as inversões que definiram o regime R3 são dominadas por condições em que não ocorre transporte da região amazônica para São Paulo. Enquanto o desvio da pluma em direção à cidade de São Paulo é evidente no regime atribuído à influência dos aerossóis de queimadas, de acordo com Freitas et al. (2010), este desvio é geralmente causado pela aproximação de sistemas frontais que, alterando a configuração da circulação, favorecem o transporte da pluma sobre a região sudeste do Brasil. Entretanto, o regime R1 de São Paulo tende a ser menos espalhador que o R1 de Cuiabá, associado também ao transporte de aerossóis da região sul da Amazônia. Duas possíveis razões para tal podem ser consideradas. A primeira, a pluma alcança São Paulo mais diluída, portanto o peso do aerossol local na definição das propriedades dos aerossóis na coluna é maior. A segunda, a pluma que chega a São Paulo não é puramente associada ao aerossol da região sul da Amazônia, mas na sua trajetória pelo cerrado esta pode assimilar partículas desta última região, que são mais absorvedoras, portanto, alcançando São Paulo com albedo simples relativamente menor.

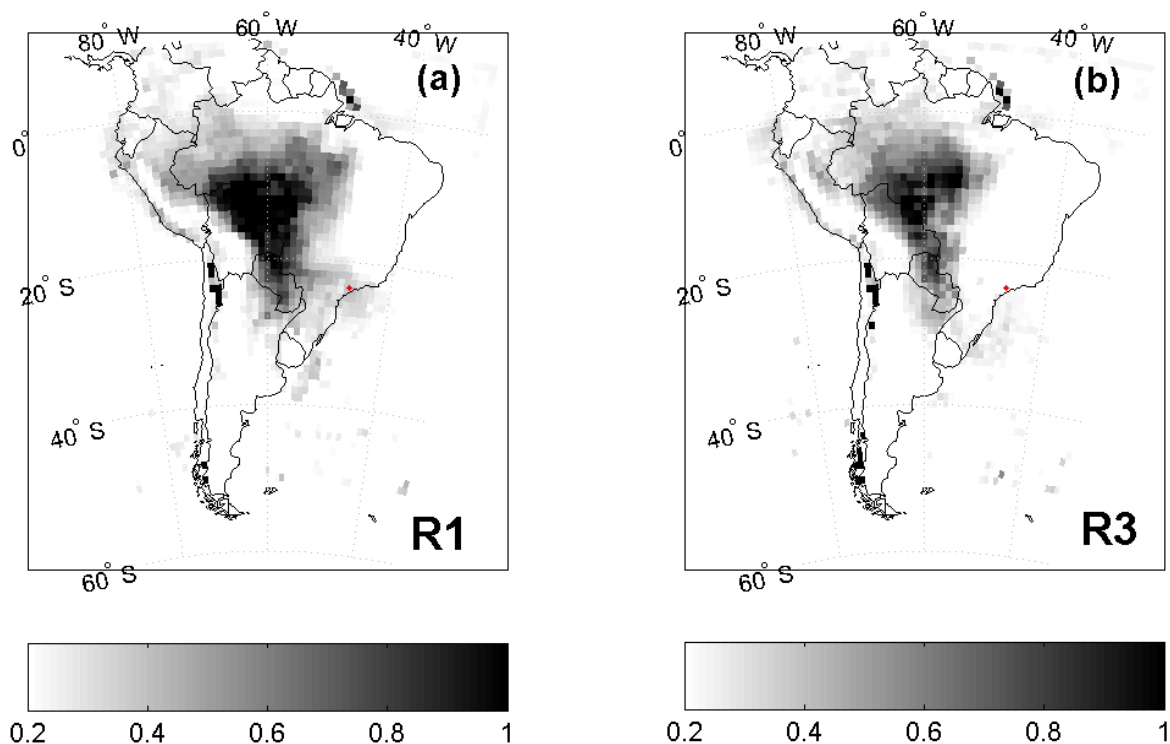


Figura 4.3.4 – Campo médio da profundidade óptica dos aerossóis do MODIS em 550 nm para os regimes de aerossóis (a) R1 e (b) R3 observados em São Paulo.

Arica é a estação com menor variabilidade nas propriedades ópticas, entretanto, foi possível identificar dois regimes distintos de propriedades ópticas no local. Um dominante (R1) com valores de $\omega_{0\lambda}$ próximo de 1, isto é, aerossóis que podem ser considerados puramente espalhadores, e com pequena dependência espectral, e um segundo regime (R2), menos frequente, com valores menores de $\omega_{0\lambda}$, indicando a presença de material ligeiramente absorvedor, e com maior dependência espectral. A análise da distribuição diurna dos regimes e do ciclo diurno do vento na superfície mostrou que o regime R2 ocorreu basicamente durante o período da manhã e associado a ocorrências de ventos relativamente intensos provenientes de leste, isto é da região continental (**Figura 4.3.5**). Isto sugere que muito provavelmente o regime R2 consiste de uma mistura dos aerossóis do regime R1 e de partículas provenientes de áreas mais continentais como, por exemplo, as produzidas pela poluição urbana. Durante o período da tarde, o vento predominante é de sudoeste, isto é, proveniente do oceano, portanto, favorecendo a advecção de partículas marinhas e, conseqüentemente, o completo domínio do regime R1.

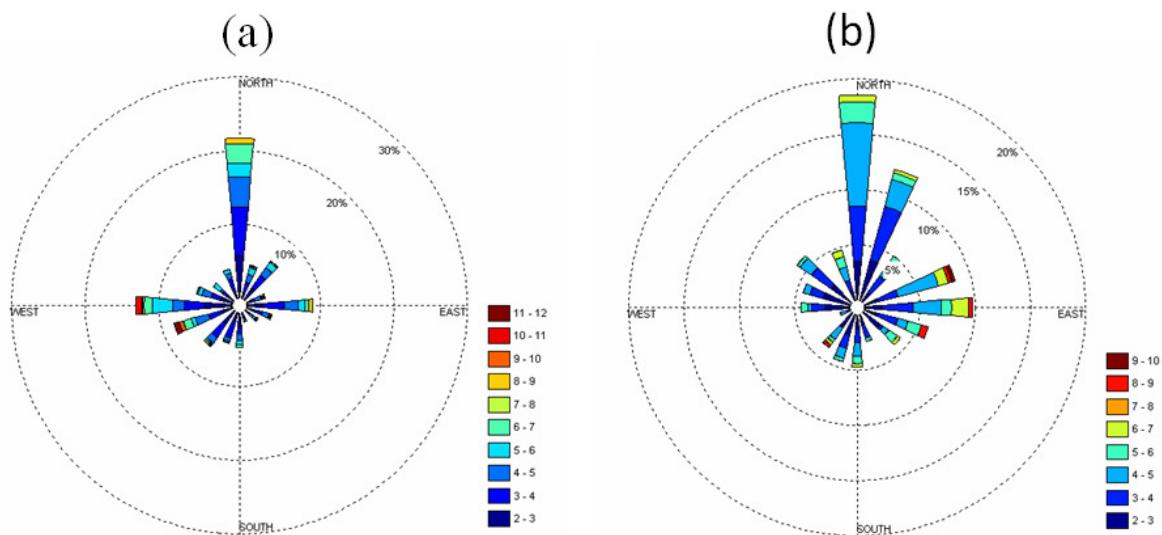


Figura 4.3.5 – Diagrama da direção, frequência e intensidade do vento na superfície em Arica para condições em que ocorre o regime de propriedades ópticas de aerossóis (a) R1 e (b) R2.

A **Figura 4.3.6** apresenta a estatística de ocorrência dos regimes das estações de Alta Floresta, Cuiabá, São Paulo e Arica para quatro condições distintas, definidas com base na profundidade óptica dos aerossóis em 440 nm e conteúdo integrado de água precipitável na coluna atmosférica (AP). Foram estabelecidas as seguintes condições: a) poluída e úmida; b) extremamente poluída e úmida; c) poluída e “seca”; d) extremamente poluída e “seca”. Os limites entre poluída e extremamente poluída e entre úmida e “seca” foram definidos considerando os valores típicos de cada estação. Em Alta Floresta percebe-se que o regime R3, o mais absorvedor, é mais frequente para condições poluídas e secas. Essas condições são dominantes durante o início das queimadas, quando a umidade do ambiente passa pelo seu mínimo sazonal. Em tais condições, o teor de umidade do material queimado é baixo, portanto, favorecendo a combustão na fase *flaming*, que como mencionado anteriormente, está associado à produção de plumas com altas frações de *black carbon*. No entanto, em condições extremamente poluídas e úmidas, eventos de R3 são mais raros, mas é possível constatar um claro domínio do regime R1. Em Cuiabá, para condições poluídas, o regime R3, associado ao aerossol local, é o mais frequente. Para condições extremamente poluídas o regime R1 é o dominante e o R3 representa menos de 10% dos casos. Em São Paulo, para altos valores de profundidade óptica e umidade, o regime R3 não foi observado. Neste caso, o regime R1 é o dominante. Tais condições muito provavelmente estão associadas a eventos de significativo transporte de material particulado das regiões de queimadas. A massa de ar que é transportada dessas regiões também é caracterizada por um

conteúdo de vapor d' água maior do que a usualmente observada em São Paulo. Portanto, a maior frequência do regime R1 para estas condições é consistente. As condições secas e poluídas em São Paulo são dominadas pelos dois regimes mais absorvedores, R2 e R3. Em Arica o domínio do regime R1 para qualquer uma das condições é evidente. O único ponto diferente é a não ocorrência do regime R2 para condições de altos valores de profundidade óptica e menores valores de conteúdo de vapor d' água. Uma possível explicação para isso está associada ao ciclo diurno do conteúdo de vapor d' água em Arica. No geral, o conteúdo de vapor d' água na coluna atmosférica de Arica diminui durante o período da tarde, e considerando que o regime R2 não ocorre durante este intervalo de tempo, o resultado observado pode ser considerado consistente.

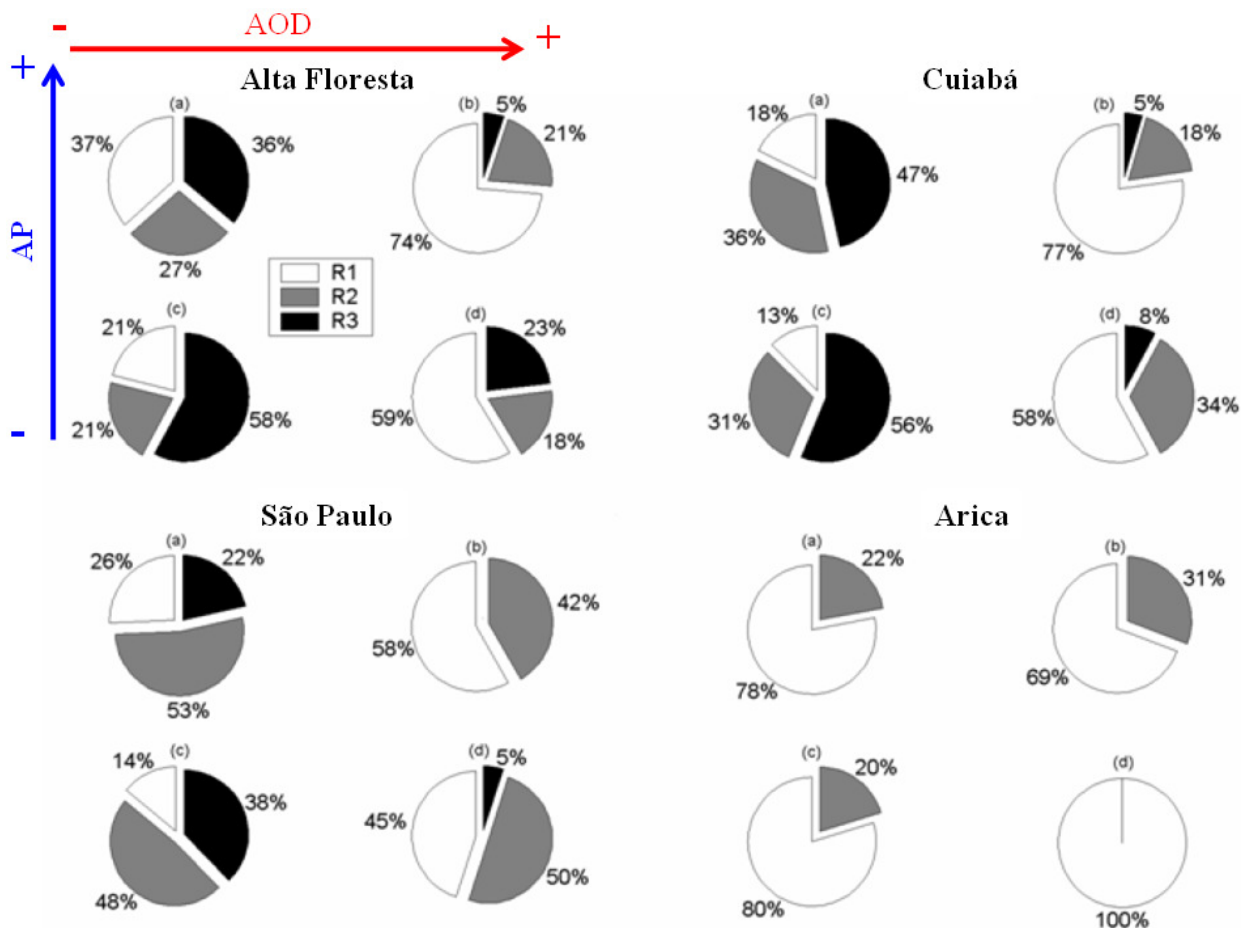


Figura 4.3.6 - Frequência de ocorrência dos regimes de aerossóis para diferentes condições de água precipitável (AP) e profundidade óptica dos aerossóis (AOD, *aerosol optical depth*) em 440 nm para as estações de Alta Floresta, Cuiabá, São Paulo e Arica. (a) poluído e úmido; (b) extremamente poluído e úmido; (c) poluído e seco; (d) extremamente poluído e seco. Essas definições levam em consideração as condições típicas de cada região. Para Alta Floresta e Cuiabá poluído corresponde a $0,4 \leq AOD_{440 \text{ nm}} < 1,0$, enquanto para São Paulo e Arica corresponde a $0,4 \leq AOD_{440 \text{ nm}} < 0,7$. Em ambos os casos, valores acima dos limites superiores estão classificados na categoria extremamente poluído. Para Alta Floresta, Cuiabá e Arica $AP > 3 \text{ cm}$ é considerada condição úmida e para São Paulo o limite definido é $AP > 2 \text{ cm}$.

A **Figura 4.3.7** mostra os resultados de um estudo de sensibilidade utilizando o código de transferência radiativa SBDART que visou avaliar os impactos de se considerar as propriedades ópticas dos diferentes regimes para simular a irradiância solar global total descendente na superfície e absorvida pela atmosfera. A escolha do intervalo de profundidade óptica dos aerossóis, não incluindo eventos extremos, visou privilegiar a análise do limite mínimo de profundidade óptica acima do qual a correta prescrição do regime de aerossóis é importante. Entretanto, vale salientar que o limite mínimo de profundidade óptica de aerossóis a partir do qual é necessário maior rigor na escolha das propriedades intrínsecas dos aerossóis depende da aplicação. Por exemplo, a acurácia que requerem os algoritmos de inversão da própria profundidade óptica dos aerossóis via satélite na prescrição do regime de propriedades ópticas pode ser diferente daquela requerida para a simulação da irradiância solar global na superfície pelos modelos de circulação. Portanto, o limite mínimo precisa ser estabelecido com relação a alguma referência dentro do contexto analisado, que no presente caso é o modelamento da irradiância solar global total. Neste caso, como alternativas disponíveis têm-se a acurácia dos instrumentos que medem a irradiância solar global, a consistência entre os modelos de transferência radiativa e entre estes e as medições. De acordo com Michalsky et al. (1999), a acurácia da maioria dos piranômetros geralmente utilizados para medir a irradiância solar total na superfície é da ordem de 3% ($20-30 \text{ Wm}^{-2}$, para o disco solar a uma distância zenital de $\sim 30^\circ$). Enquanto isso, estudos avaliando a irradiância solar total descendente na superfície simulada pelos modelos de circulação sugerem que na ausência de nuvens os modelos tendem a superestimar as observações entre 3 e 10% (Charlock e Alberta, 1996; Ding e Wang, 1996; Wild, 1999, 2005). Em alguns desses estudos (Wild, 1999, 2005) a pobre representação das características dos aerossóis foi apontada como uma das principais razões das discrepâncias obtidas. Num exercício de comparação utilizando diversos códigos de transferência radiativa, incluindo sofisticados *line-by-line* e os convencionais modelos de circulação geral, Halthore et al. (2005) obtiveram concordância dentro do intervalo de 3% e 3,17% entre modelos e observações para a irradiância solar total descendente na superfície e absorvida pela atmosfera, respectivamente. Portanto, 3% ($20-30 \text{ Wm}^{-2}$, para o disco solar a uma distância zenital de $\sim 30^\circ$) parece ser considerado uma referência plausível para a avaliação objetiva da relevância do impacto de se considerar os diferentes regimes de aerossóis. Nas estações afetadas por aerossóis

de origens distintas, como Cuiabá e São Paulo, o valor de profundidade óptica a partir do qual a escolha do regime de aerossol acarreta diferenças acima de 3% é menor do que o das estações localizadas nas regiões de queimadas no sul da Amazônia.

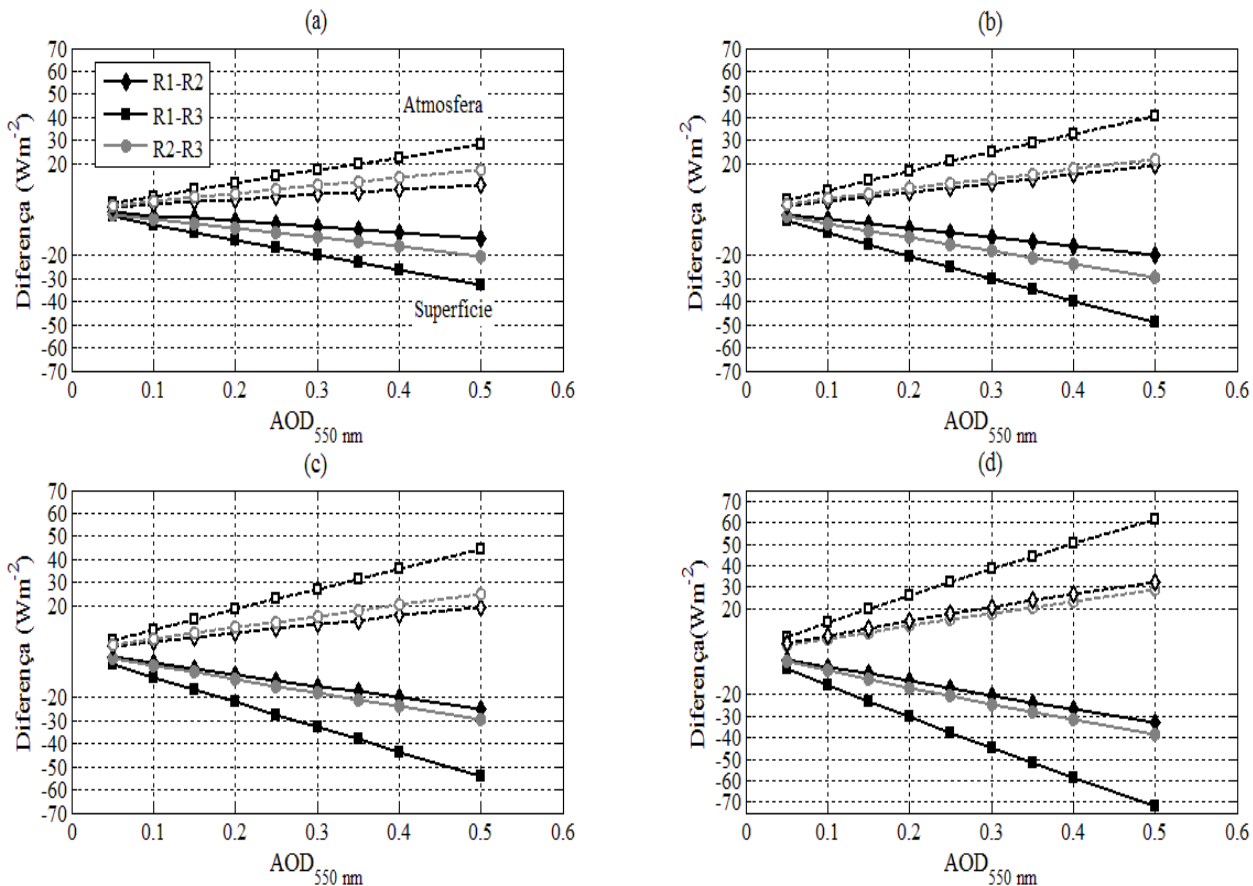


Figura 4.3.7 – Diferença entre irradiância solar total descendente na superfície (linhas sólidas e símbolos fechados) e absorvida pela atmosfera (linhas tracejadas e símbolos abertos) para a distância zenital de 30° utilizando as propriedades ópticas dos regimes R1, R2 e R3 das estações de (a) Alta Floresta, (b) Cuiabá, (c) Belterra e (d) São Paulo.

Para estas últimas estações, entre o regime espalhador (R1) e o absorvedor (R3), o limite é $\sim 0,4$, enquanto para Cuiabá e São Paulo o valor limite diminui para $\sim 0,3$ e $\sim 0,2$, respectivamente. Outro aspecto que os casos analisados ressaltam é que a consideração de um ou outro regime se trata essencialmente de resolver a partição da energia solar total absorvida pela atmosfera e aquela disponível em superfície. Isto está diretamente associado ao fato da diferença entre os regimes ser dominada pelo albedo simples, enquanto apresentam parâmetros de assimetria similares. Com relação à estação de Arica (não apresentada), o limite da profundidade óptica apresentada foi aproximadamente da mesma magnitude da típica máxima profundidade óptica

(~0,6) observada na região. Como discutido anteriormente, isto se deve à menor variabilidade das propriedades ópticas dos aerossóis da região, o que está refletido na pequena diferença entre os dois regimes obtidos para Arica. Ao contrário das demais regiões, considerando-se a referência de 3% adotada para a análise, a utilização de propriedades ópticas médias para descrever os aerossóis da região de Arica, no geral, não deve implicar em diferenças significativas na irradiância solar total descendente na superfície e na quantidade de energia absorvida pela atmosfera.

O próximo sub-capítulo analisa, para o caso particular de Alta Floresta, o impacto da variabilidade das propriedades dos aerossóis a partir da divergência entre as irradiâncias solar total observada e modelada desconsiderando a variabilidade das propriedades ópticas.

4.4

Sensibilidade da Irradiância Solar na Superfície à Variabilidade das Propriedades Ópticas Intensivas: Estudo de Caso

No sub-capítulo anterior a sensibilidade da irradiância solar total na superfície à variabilidade das propriedades radiativas dos aerossóis foi avaliada numericamente para as estações analisadas considerando os regimes de aerossóis que afetam cada uma. No presente sub-capítulo a sensibilidade da irradiância solar total descendente na superfície para o caso particular da estação de Alta Floresta é novamente avaliada, porém, incluindo dados observacionais. A estação da SolRad-Net (Solar Radiation Network), operada em Alta Floresta junto ao fotômetro da AERONET, apresenta uma das mais confiáveis séries temporais de irradiância solar total na superfície, o que atende à natureza da análise que o presente sub-capítulo se propõe. A sensibilidade da irradiância solar medida à variabilidade das propriedades radiativas intrínsecas dos aerossóis é investigada utilizando comparações detalhadas entre medições e resultados de modelo de transferência radiativa. A hipótese que norteia a presente análise é a de que se todos os demais parâmetros importantes para a modelagem da irradiância solar na superfície forem acuradamente prescritos e somente as propriedades radiativas intrínsecas das partículas forem mantidas constantes, a diferença entre a irradiância medida e simulada pelo modelo deve refletir a variabilidade nas propriedades radiativas intrínsecas.

4.4.1- Método

O conjunto principal de dados consiste de 1662 medições simultâneas de um piranômetro (Kipp & Zonen CM 21) e do fotômetro da AERONET em Alta Floresta na ausência de nuvens e para diferentes condições de profundidade óptica de aerossóis. O piranômetro faz parte da rede *Solar Radiation Network* (SolRad-Net, Schafer et al., 2002). Os dados são referentes ao período entre início e final da estação seca (maio a novembro) dos anos de 2000, 2001 e 2002. As medições correspondem aos produtos nível 2.0 das duas redes, que têm a qualidade assegurada. A incerteza absoluta do piranômetro é de 2%. Como descrito anteriormente, a acurácia da profundidade óptica espectral invertida pelo fotômetro é 0,01-0,02 (Eck et al., 2009) e do conteúdo de vapor d’água 5 a 10% (Halthore et al., 1997; Smirnov et al., 2004). O conteúdo de ozônio para a região de estudo foi obtido das medições diárias do Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) e para o albedo de superfície foram considerados os resultados do estudo de Berbet e Costa (2003) para a região da bacia Amazônica. Atendendo aos critérios da metodologia proposta, foi calculado o comportamento climatológico do $\omega_{0\lambda}$ e do parâmetro de assimetria (g_{λ}) considerando toda a base de dados disponível (1997 - 2007) e, também, para o período do estudo (2000 - 2002). Os resultados são apresentados na **Tabela 4.4.1** e na **Figura 4.4.1**.

Tabela 4.4.1 - Estatística das séries temporais de albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e parâmetro de assimetria (g_{λ}) dos produtos nível 2.0 da AERONET para os períodos de 1999 a 2007 e de 2000 a 2002.

1999 - 2007		440 nm	670 nm	870 nm	1020 nm
$\omega_{0\lambda}$	Média	0,93	0,92	0,90	0,88
	Desvio padrão	0,02	0,04	0,05	0,05
	Máximo	0,99	0,99	0,99	0,99
	Mínimo	0,83	0,80	0,72	0,64
g_{λ}	Média	0,68	0,57	0,52	0,49
	Desvio padrão	0,02	0,03	0,04	0,05
	Máximo	0,75	0,68	0,65	0,67
	Mínimo	0,61	0,49	0,42	0,39
2000 - 2002		440 nm	670 nm	870 nm	1020 nm
$\omega_{0\lambda}$	Média	0,93	0,92	0,91	0,90
	Desvio padrão	0,02	0,03	0,04	0,05
	Máximo	0,99	0,99	0,99	0,98
	Mínimo	0,83	0,80	0,79	0,78
g_{λ}	Média	0,68	0,58	0,52	0,49
	Desvio padrão	0,02	0,03	0,04	0,05
	Máximo	0,75	0,68	0,65	0,65
	Mínimo	0,62	0,51	0,43	0,39

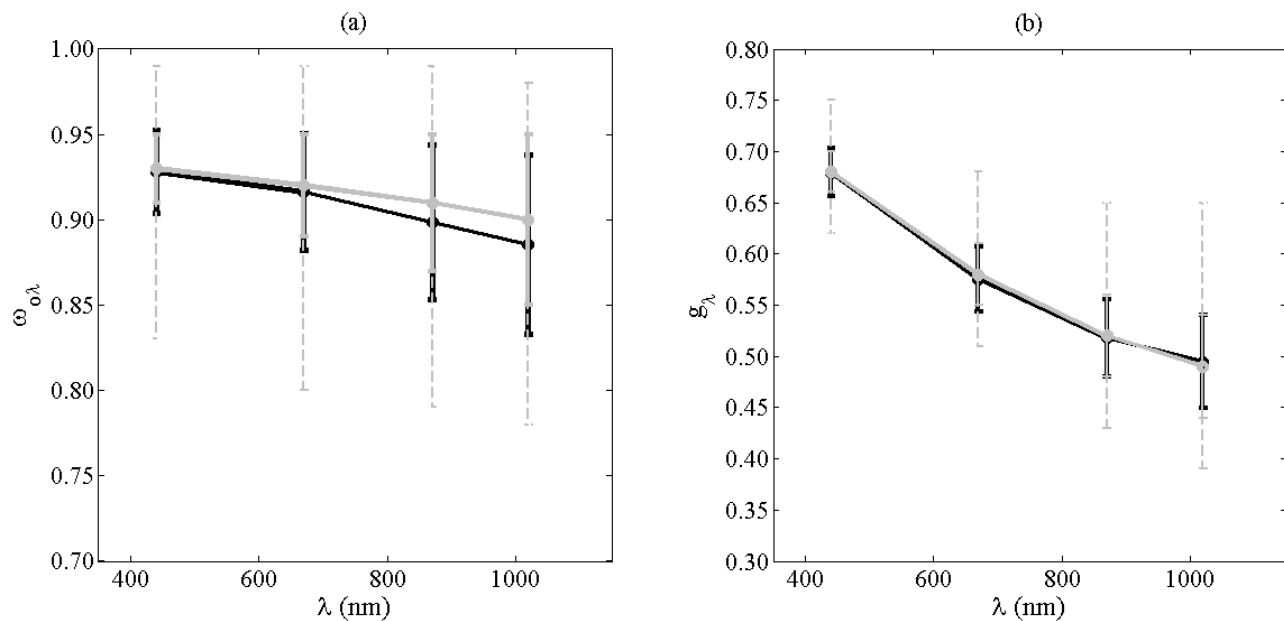


Figura 4.4.1 – Dependência espectral média do (a) albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e do (b) parâmetro de assimetria (g_λ) calculado a partir dos dados nível 2.0 da AERONET para os períodos de 1999 a 2007 (linha preta) e 2000 a 2002 (linha cinza). As barras sólidas representam o desvio padrão e as tracejadas os valores máximos e mínimos das duas propriedades radiativas.

O procedimento de controle de ausência de nuvens nas inversões de radiância direta do sol da AERONET é implicitamente utilizado ao escolhermos medidas do piranômetro coincidentes com as inversões do fotômetro. Entretanto, embora isso “assegure” ausência de nuvens ao longo do caminho do componente direto da irradiância solar, a seleção de medições simultâneas não evita o possível efeito das nuvens no componente difuso. De acordo com Gu et al. (2001), o efeito do campo de nuvens na radiação difusa pode aumentar a irradiância solar na superfície em mais de 20% por períodos de até 30 minutos. Para evitar este problema, a variabilidade da irradiância solar total medida, expressa pelo desvio padrão num intervalo de 8 minutos centralizado no horário de inversão da AERONET, foi estipulada a não exceder a acurácia do piranômetro (2%). Com este filtro objetivou-se reduzir os casos de contaminação por nuvens evitando significativa variação temporal na irradiância solar total na superfície. Aproximadamente 25% das medições simultâneas do piranômetro e do fotômetro atenderam ao critério estabelecido. Analisando as cenas de cobertura de nuvens do sensor Landsat TM, Asner (2001) mostrou que, mesmo durante a estação seca, a probabilidade de ocorrência de fração de cobertura de nuvens abaixo de 20% no *footprint* do sensor na região sul da Amazônia é menos de 40%. Os casos que passaram pelo primeiro filtro foram sujeitos a um segundo filtro. Estes foram

comparados com a irradiância simulada considerando a presença de aerossóis puramente espalhadores ($\omega_{\delta\lambda}=1,0$) e considerando o máximo parâmetro de assimetria invertida pela AERONET em Alta Floresta, cenário no qual se espera máxima irradiância solar na superfície para uma dada profundidade óptica do aerossol. As irradiâncias observadas que excederam este máximo teórico além da incerteza instrumental foram excluídas. Com base nesse critério foram excluídos menos de 10% dos eventos iniciais.

A metodologia deste estudo foi baseada na análise da diferença entre a irradiância solar total descendente na superfície em condições de céu claro (sem nuvens) medida e modelada negligenciando a variabilidade das propriedades radiativas intrínsecas dos aerossóis. Enquanto os parâmetros de entrada do modelo de transferência radiativa, como vapor d'água, ozônio e profundidade óptica espectral dos aerossóis foram definidos utilizando observações coincidentes, para as propriedades radiativas intrínsecas, isto é, $\omega_{\delta\lambda}$ e g_{λ} , foram utilizados os valores climatológicos obtidos a partir dos dados da AERONET. Considerando que o modelo é capaz de reproduzir acuradamente os efeitos dos parâmetros prescritos com base na observação, espera-se que em condições de profundidade óptica de aerossóis apropriadas as discrepâncias entre a irradiância solar na superfície medida e calculada pelo modelo sejam dominadas pelo efeito da variabilidade nas propriedades radiativas intrínsecas dos aerossóis, isto é, $\omega_{\delta\lambda}$ e g_{λ} . Como mostrado no sub-capítulo anterior, para baixas condições de profundidade óptica dos aerossóis, como as observadas em períodos não perturbados pelas queimadas, o impacto da variabilidade das propriedades radiativas intrínsecas na irradiância solar total na superfície não excede a acurácia dos piranômetros. Portanto, os casos em que a profundidade óptica foi menor ou igual a 0,1 em 440 nm foram utilizados para avaliar o desempenho do modelo em condições em que o efeito da variabilidade das propriedades radiativas intrínsecas dos aerossóis é negligenciável. Os casos restantes ($\tau_{440\text{ nm}} > 0,1$) também foram separados em dois intervalos de profundidade óptica. O limite superior ($\tau_{440\text{ nm}} \geq 0,4$) foi escolhido com base nos critérios da AERONET que visa assegurar a acurácia das inversões do albedo simples (Dubovik et al., 2002). No pico da estação de queimadas, eventos de $\tau_{440\text{ nm}} \geq 0,4$ representam aproximadamente 30% das inversões do fotômetro enquanto em modo solar. A variabilidade das inversões instantâneas de albedo simples e parâmetro de assimetria foi analisada de modo a avaliar a consistência da hipótese de que as diferenças, entre a irradiância solar total na superfície medida e modelada, são causadas pelas variações nas propriedades intrínsecas dos aerossóis.

4.4.2- Resultados

A **Figura 4.4.2** apresenta a comparação entre irradiância solar total na superfície medida e modelada para condições de profundidades ópticas dos aerossóis típicas do período antes das queimadas ($\tau_{440\text{ nm}} \leq 0,1$) e condições poluídas ($\tau_{440\text{ nm}} \geq 0,4$). Para as condições naturais ($\tau_{440\text{ nm}} \leq 0,1$), os resultados do modelo, no geral, reproduzem as medições dentro da incerteza instrumental (2%).

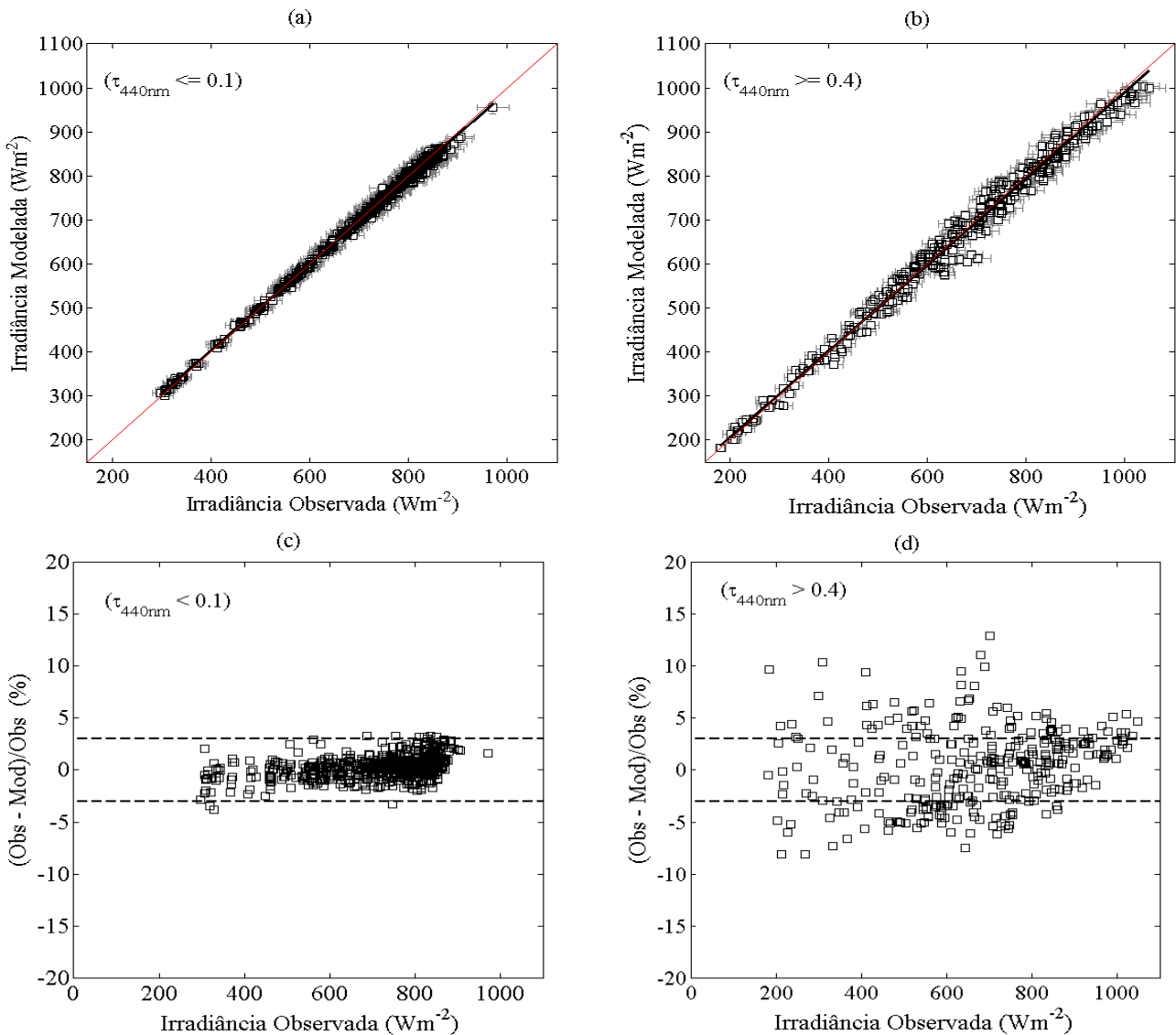


Figura 4.4.2 – Irradiância solar total na superfície observada (Obs.) como função da modelada (Mod.) para condições (a) não poluídas ($\tau_{440\text{ nm}} \leq 0,1$) e (b) poluídas ($\tau_{440\text{ nm}} \geq 0,4$). Diferença relativa entre irradiância solar total na superfície observada e modelada para condições (c) não poluídas ($\tau_{440\text{ nm}} \leq 0,1$) e (d) poluídas ($\tau_{440\text{ nm}} \geq 0,4$).

O impacto da variabilidade do $\omega_{0\lambda}$ e g_{λ} , neste caso, não é significativo, o que é consistente com os resultados dos estudos de sensibilidade mostrados anteriormente. A raiz da diferença média quadrática (RDMQ) e o erro absoluto médio (EAM) foram $7,8 \text{ Wm}^{-2}$ e $2,3 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente. Este nível de consistência é similar aos observados em estudos prévios em que o desempenho do SBDART foi avaliado (Halthore et al., 2005; Michalsky et al., 2006). Para condições poluídas, a consistência entre os resultados dos modelos e as medições é significativamente afetada. A RDMQ aumentou por um fator 3 ($23,5 \text{ Wm}^{-2}$) comparado com as condições de baixa profundidade óptica, com diferenças relativas de até 12%. Além da observada e esperada dependência com a profundidade óptica dos aerossóis, a análise mais detalhada mostrou um consistente padrão envolvendo a diferença entre a irradiância solar medida e modelada e o conteúdo de vapor d'água integrado na coluna para as condições poluídas (**Figura 4.4.3**).

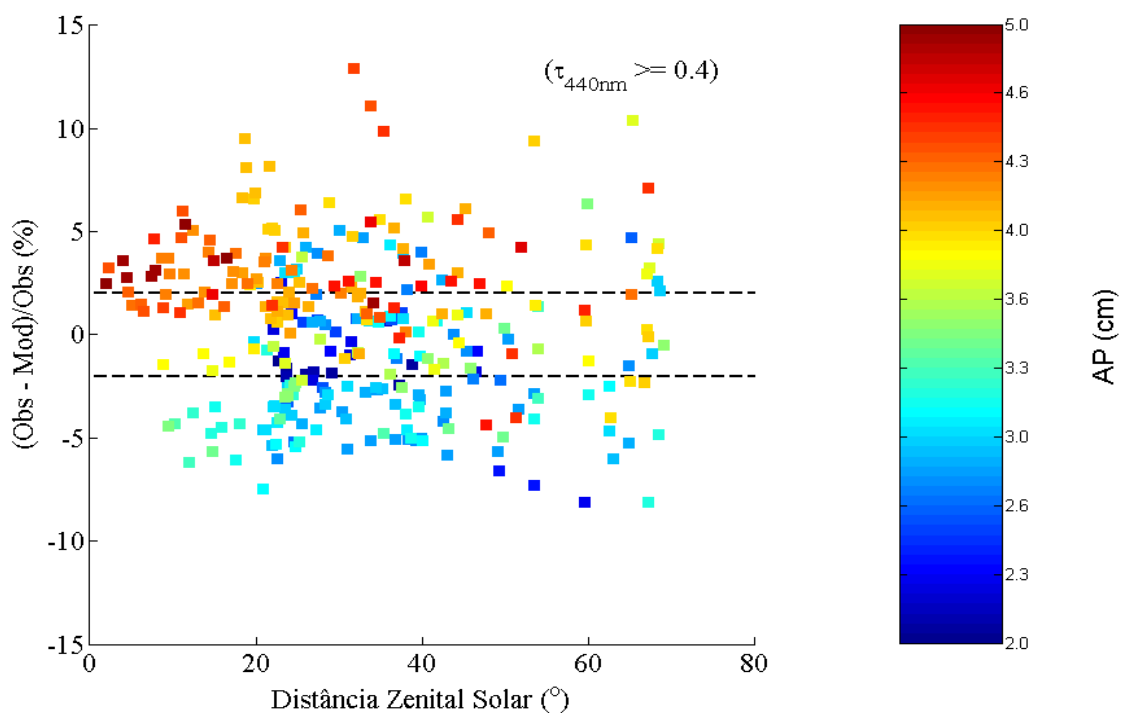


Figura 4.4.3 – Diferença relativa entre irradiância solar total na superfície observada (Obs.) e modelada (Mod.) como função da distância zenital solar e da água precipitável (AP) para condições poluídas ($\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$).

Diferenças positivas ocorrem preferencialmente em condições mais úmidas enquanto valores negativos são mais frequentes em condições menos úmidas. Tal característica não foi observada para as condições de baixa profundidade óptica, o que torna pouco provável a hipótese

de um problema associado intrinsecamente à modelagem dos efeitos diretos do vapor d'água. Acompanhando a tendência sazonal da umidade na região de Alta Floresta, as diferenças entre as irradiâncias são caracterizadas por um comportamento sazonal, com valores negativos ocorrendo, em geral, no começo da estação de queimadas, quando a umidade é baixa, e valores positivos dominando da metade da estação de queimada em diante, quando o conteúdo de umidade aumenta (**Figura 4.4.4**).

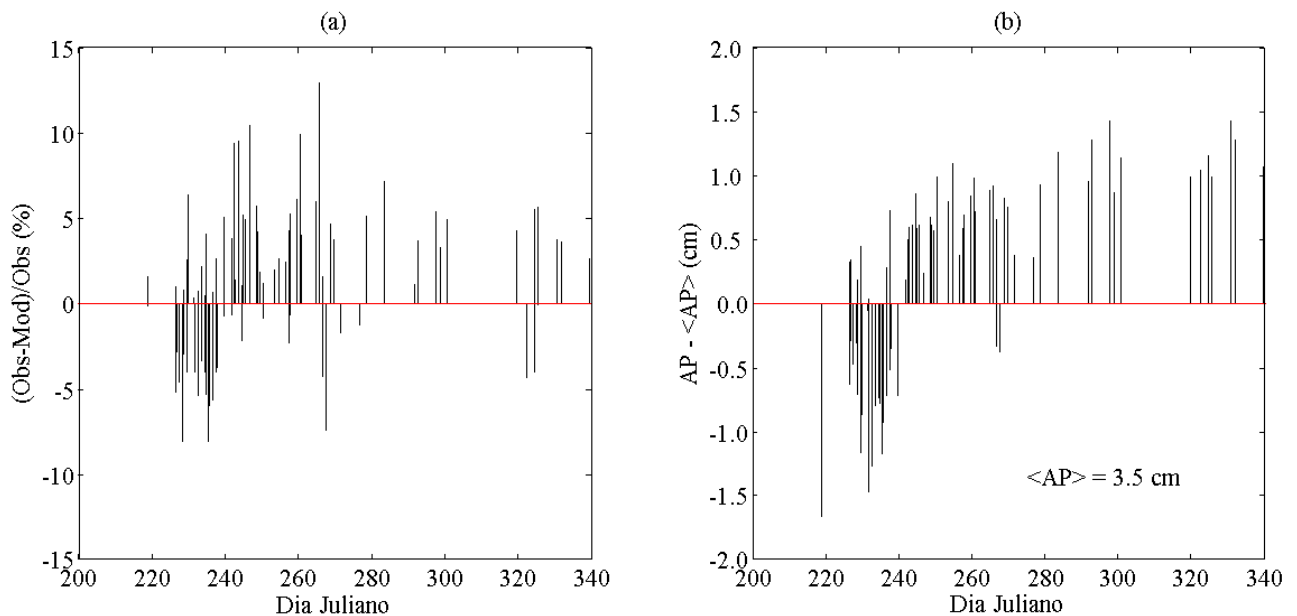


Figura 4.4.4 – Comportamento sazonal, para condições poluídas, ($\tau_{440\text{ nm}} \geq 0,4$), da (a) diferença relativa entre as irradiâncias solar total na superfície observada (Obs.) e modelada (Mod.) e dos (b) desvios da água precipitável (AP) do valor médio para o período ($\langle AP \rangle$).

Os desvios das inversões instantâneas de $\omega_{0\lambda}$ e g_{λ} da AERONET dos valores climatológicos apresentaram uma tendência sazonal consistente com o comportamento observado para a diferença entre as irradiâncias medidas e modeladas (**Figura 4.4.5**). Aerossóis caracterizados por $\omega_{0\lambda}$ e g_{λ} menores que os valores climatológicos são mais frequentes no começo da estação de queimadas enquanto aqueles apresentando maiores $\omega_{0\lambda}$ e g_{λ} são dominantes a partir do meio e fim da estação. A consistência entre as duas análises independentes, uma utilizando medidas de piranômetro e a outra, inversões de fotômetro, corrobora a hipótese que norteou o presente estudo, de que uma vez modeladas acuradamente todas as demais variáveis relevantes, as diferenças entre a irradiância medida e modelada refletiriam a variabilidade das propriedades radiativas intrínsecas dos aerossóis.

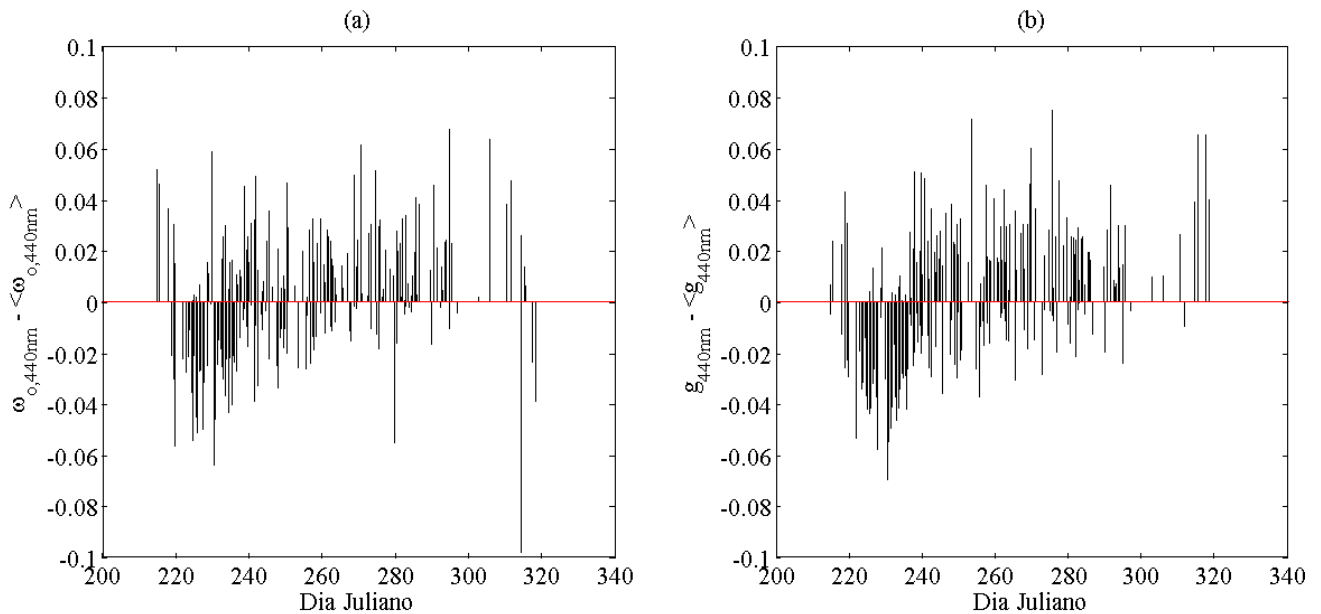


Figura 4.4.5 – Comportamento sazonal dos desvios do (a) albedo simples e do (b) parâmetro de assimetria invertidos pela AERONET em Alta Floresta entre o período de 1999 e 2007 dos seus respectivos valores climatológicos.

A dependência da irradiância solar total na superfície com as propriedades radiativas intrínsecas dos aerossóis é conhecida e estabelecida. Portanto, a relação entre a sazonalidade observada nas diferenças das irradiâncias e nos desvios do $\omega_{0\lambda}$ e g_{λ} dos valores climatológicos pode ser diretamente deduzida. Por outro lado, a despeito da consistência entre as suas tendências sazonais, a relação física entre a umidade e os desvios do $\omega_{0\lambda}$ e g_{λ} dos valores climatológicos não pode ser facilmente estabelecida. A relação entre as propriedades dos aerossóis e a umidade é complexa e no contexto dos aerossóis de queimadas na bacia Amazônica esta relação ainda não foi bem compreendida (Reid et al., 2005) e, portanto, continua um objeto aberto para pesquisa. Existem vários processos dependentes das condições de umidade que podem afetar as propriedades radiativas dos aerossóis, e estes ocorrem simultaneamente com outros processos não atrelados à umidade que também influenciam as propriedades dos aerossóis. Apesar desse desafio, foi realizada uma análise mais detalhada, visando caracterizar a natureza da correlação sazonal encontrada entre as diferenças das irradiâncias, a umidade e as propriedades radiativas dos aerossóis. Estudos têm sugerido que os aerossóis das queimadas na Amazônia apresentam baixa higroscopicidade (Kotchenruther et al., 1998; Martin et al., 2010). Entretanto, como mencionado anteriormente, outros processos dependentes da umidade, como o teor de umidade

do material queimado, processamento por nuvens (Reid et al., 2005) e, também, a razão entre material de pastagem e floresta queimado (Eck et al., 2009) muito provavelmente afetam a variabilidade sazonal das propriedades intrínsecas dos aerossóis. Apesar da natureza distinta de cada um, no geral, esses processos, incluindo a higroscopicidade, levam a um aumento de $\omega_{0\lambda}$ e g_{λ} . No início da estação de queimadas, devido ao baixo teor de umidade do combustível e maior razão material pastagem/floresta sendo queimado, espera-se maior eficiência de combustão e, conseqüentemente, mais queimadas na fase *flaming* (Eck et al., 2009), o qual tende a produzir plumas com partículas menores e mais absorvedoras (Reid et al., 1998). À medida que a umidade aumenta ao longo da estação, a percentagem de combustão na fase *smoldering* aumenta (Schafer et al., 2008), o qual produz partículas maiores e menos absorvedoras (Reid et al., 1998). Adicionalmente, o aumento da nebulosidade durante a fase final das queimadas conseqüentemente aumenta o processamento de aerossóis por nuvens (Reid et al., 2005), o que contribui para a alteração das propriedades dos aerossóis. Esses processos modulam as propriedades radiativas dos aerossóis via propriedades microfísicas das partículas. O estudo de sensibilidade das propriedades radiativas às microfísicas apresentado no sub-capítulo 4.2 considera a variabilidade típica dos parâmetros microfísicos dos aerossóis em Alta Floresta. Aquele estudo consistiu em variar cada parâmetro microfísico específico entre os valores extremos típicos enquanto os demais eram mantidos constantes com base no seu valor climatológico. Portanto, esses resultados permitem avaliar o papel de cada um desses parâmetros na variabilidade sazonal do $\omega_{0\lambda}$ e g_{λ} analisado no presente sub-capítulo.

A **Tabela 4.4.2** apresenta um resumo dos resultados do estudo de sensibilidade considerando os valores extremos típicos dos parâmetros analisados para Alta Floresta.

Tabela 4.4.2 – Impactos em valores absolutos no albedo simples ($\omega_{0\lambda}$) e parâmetro de assimetria (g_{λ}) associados à variabilidade típica do raio mediano da moda fina (r_{mf}), desvio padrão geométrico da moda fina (σ_{mf}) e índice de refração complexo ($n+ik$) em Alta Floresta.

	Variabilidade típica	Impacto no ω_o		Impacto no g	
		VIS (440 nm)	NIR (870 nm)	VIS (440 nm)	NIR (870 nm)
r_{mf}	0,12 – 0,18 μm	< 0,02	0,06	0,08	0,12
σ_{mf}	0,35 – 0,55	0,01	0,01	< 0,01	0,07
n	1,35 – 1,55	0,04	0,07	0,05	< 0,02
k	0,0015 -0,02	0,08	0,12	< 0,01	< 0,01

Os dados mostram que a variabilidade do tamanho das partículas da moda fina em Alta Floresta sozinha tem pequeno impacto na variação do $\omega_{o\lambda}$ na região espectral do visível. O impacto torna-se mais relevante na região do infravermelho próximo. Como esperado, g_{λ} é praticamente controlado pela variabilidade do tamanho dos aerossóis. As partículas da moda fina apresentam significativo impacto nas duas regiões espectrais, visível e infravermelho próximo. A variabilidade da parte imaginária do índice de refração complexo (k) é o principal controlador da variação de $\omega_{o\lambda}$ em ambas as regiões espectrais, visível e infravermelho próximo. A parte real (n) teve menor influência no $\omega_{o\lambda}$, mas significativa, especialmente no infravermelho próximo. O oposto foi observado com relação ao g_{λ} , onde o maior impacto ocorreu na região espectral do visível. Essencialmente, as simulações utilizando o código Mie sugerem que as variações no índice complexo de refração, especialmente na parte imaginária, dominam a variabilidade do albedo simples observado em Alta Floresta, principalmente na região do visível, enquanto a variabilidade do parâmetro de assimetria é basicamente controlada pelos parâmetros associados ao tamanho das partículas. No geral, o tamanho das partículas da moda fina aumenta ao longo da estação de queimadas, enquanto ambas as partes do índice de refração complexo diminuem. O decréscimo da parte real do índice de refração complexo durante a estação é a única tendência que contribui para a diminuição do albedo simples. Entretanto, o efeito dominante da parte imaginária somado à contribuição associada ao crescimento das partículas supera o efeito contrário da parte real, e o resultado líquido é uma tendência de crescimento do albedo simples ao longo da estação de queimadas. A **Figura 4.4.6** apresenta a parte imaginária e o raio mediano da moda fina, os principais controladores do $\omega_{o\lambda}$ e g_{λ} , respectivamente, como função do conteúdo integrado de vapor d'água e da profundidade óptica dos aerossóis. Consistente com as análises, o raio mediano tende a aumentar para condições de alto conteúdo de vapor d'água e a parte imaginária tende a diminuir em tais condições. Como mostram os gráficos, não existe uma clara relação entre o comportamento dos dois parâmetros microfísicos e a profundidade óptica dos aerossóis, especialmente a parte imaginária. O resultado do raio mediano da moda fina é de alguma forma surpreendente, pois a coagulação, um dos principais mecanismos de crescimento do tamanho de partículas nas plumas de queimadas, é bastante sensível à concentração dos aerossóis (Reid et al., 1998).

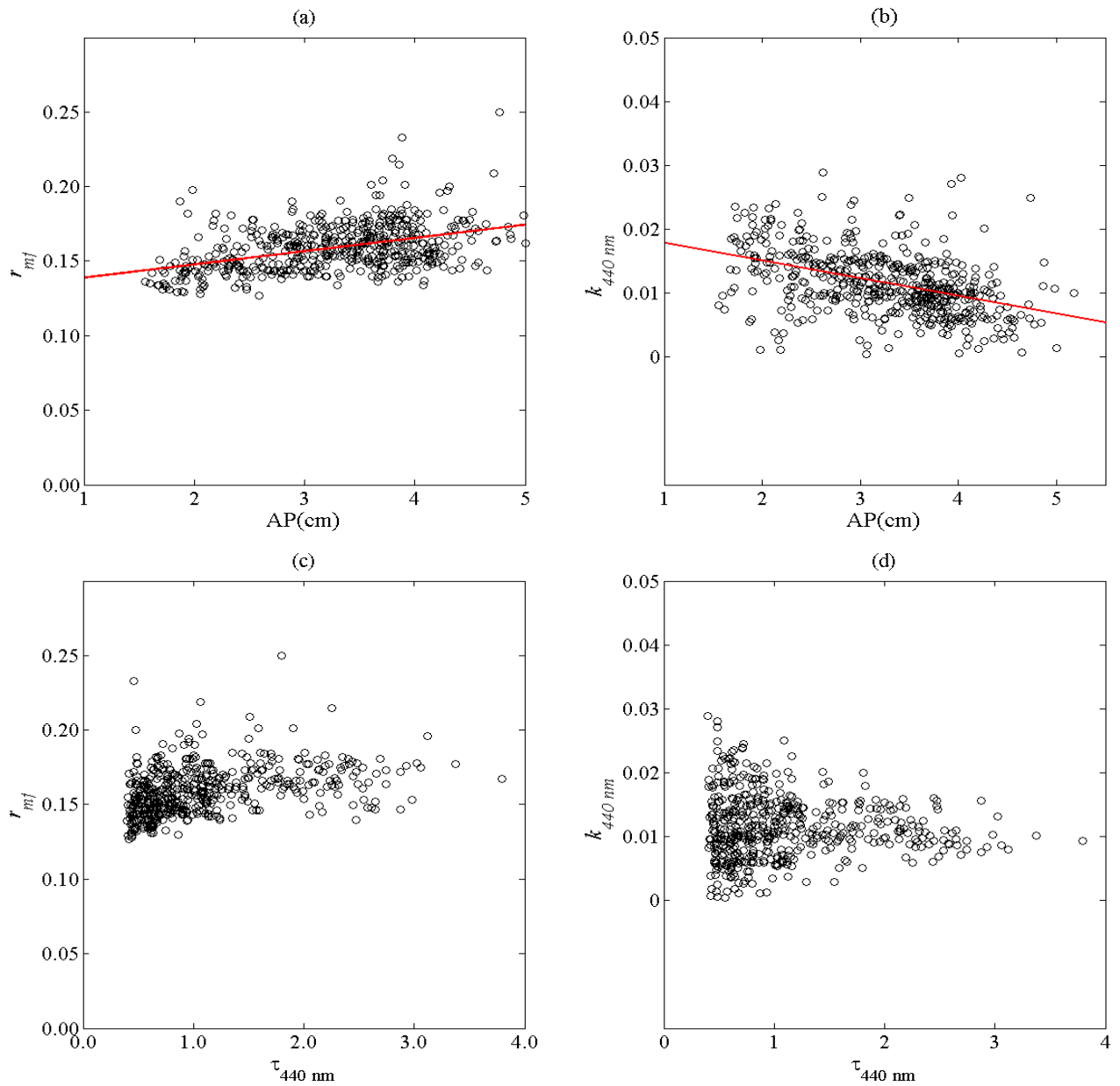


Figura 4.4.6 – (a, c) Raio mediano volumétrico da moda fina (r_{mf}) e a (b, d) parte imaginária ($k_{440\text{ nm}}$) do índice complexo de refração na região espectral do visível como função da água precipitável (AP) e profundidade óptica do aerossol ($\tau_{440\text{ nm}}$).

Ao contrário das propriedades radiativas, a relação entre as condições de umidade e a variabilidade dos parâmetros microfísicos permite uma análise mais direta dos possíveis processos responsáveis pela modificação das propriedades dos aerossóis. Valores altos da parte imaginária e partículas menores associadas a baixos valores de umidade e o oposto, relacionado com um ambiente mais úmido sugere que a sazonalidade da eficiência de combustão induzida pelas condições de umidade pode ser um dos principais processos no controle da variabilidade do

albedo simples e do parâmetro de assimetria na região de Alta Floresta e, conseqüentemente, do comportamento observado na diferença entre a irradiância solar na superfície medida e observada. Apesar da natureza dos dados utilizados não permitir análises definitivas, a consistência entre análises de duas bases de dados independentes realça o potencial do papel da umidade na modificação das propriedades dos aerossóis nas regiões de queimadas do sul da Amazônia.

A **Figura 4.4.7** mostra os resultados da combinação dos 3 modelos ópticos para Alta Floresta, apresentados no sub-capítulo anterior, que minimiza a diferença entre a irradiância modelada e a observada. Nenhum modelo é superior ao outro quando as diferenças associadas a estes são menores que o erro instrumental (2%). Isso ocorreu com maior frequência para o caso dos modelos espalhadores e moderados. Consistente com análise anteriormente feita, para condições úmidas o modelo espalhador é superior aos demais. Repare que para esta condição de umidade e para eventos de profundidade óptica alta a ocorrência dos outros dois modelos é nula (absorvedor) ou reduzida (moderada). Isso pode estar associado ao fato de quanto maior a profundidade óptica melhor é o desempenho do modelo acurado com relação aos demais. No extremo oposto, isto é para condições mais secas, praticamente não é observado eventos de alta profundidade óptica, o que é um fator limitante para análise. Percebe-se que não existe domínio de nenhum modelo específico. Para condições de umidade intermediária, o modelo moderado domina. Entretanto, é interessante observar que, para esta condição de umidade, os modelos absorvedor e espalhador aparecem em intervalos distintos de profundidade óptica. Não obstante a utilidade dessa análise, é necessário ter em conta que a variabilidade das propriedades dos aerossóis é controlada por uma cadeia complexa de processos e que não será necessariamente refletida em combinações de informações de coluna da profundidade óptica e conteúdo de umidade. O gráfico b apresenta a distribuição cumulativa das diferenças entre irradiância observada e modelada. A melhor combinação dos modelos efetivamente reduz o intervalo das diferenças, sendo a maior redução para os casos em que o modelo médio superestima a irradiância observada. Para os eventos em que o modelo subestima a irradiância observada a redução é modesta, o que sugere a ocorrência de aerossóis mais espalhadores do que sugere o modelo espalhador adotado.

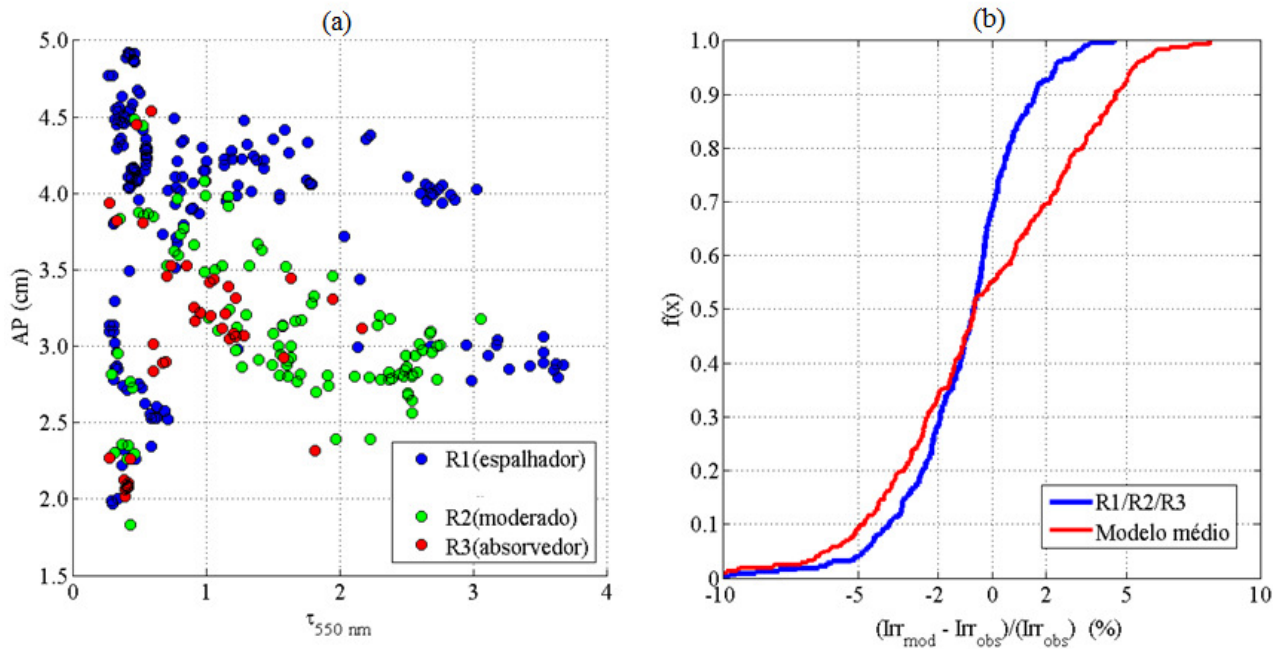


Figura 4.4. 7 – (a) A combinação dos modelos ópticos obtidos no sub-capítulo 4.3 que minimiza a diferença entre a irradiância modelada e observada para Alta Floresta como função da profundidade óptica dos aerossóis em 550 nm e água precipitável (AP). (b) Distribuição cumulativa da diferença relativa entre irradiância modelada e observada utilizando o modelo médio e a referida melhor combinação de modelos ópticos.

4.5

Distribuição Vertical dos Aerossóis e o Perfil da Taxa de Aquecimento Radiativo

A medição direta do perfil da absorção da radiação na atmosfera é extremamente difícil e cara, pois requer a medição dos fluxos radiativos com alta acurácia em diferentes níveis da coluna atmosférica. Recentemente, Ramana et al. (2007) utilizaram aeronaves não tripuladas para avaliar o perfil vertical da absorção da radiação solar sobre a região tropical do oceano Índico. O experimento foi especialmente desenhado para responder um dos mais controversos tópicos da transferência radiativa na atmosfera, isto é, a absorção anômala da radiação solar pela atmosfera não capturada pelos modelos (Wiscombe, 1995). A principal conclusão do trabalho de Ramana et al. (2007) foi que uma vez medido acuradamente o perfil vertical dos aerossóis absorvedores e do vapor d'água, a taxa de aquecimento modelada foi consistente com a medida realizada diretamente pela aeronave dentro das incertezas instrumentais, sem a necessidade de evocar a absorção anômala da atmosfera. Enquanto a medição do perfil de vapor d'água é feita quase que rotineiramente com relativa acurácia, medições sistemáticas da distribuição vertical da concentração dos aerossóis e das suas propriedades continuam escassas espacial e temporalmente. Neste sub-capítulo um conjunto de perfis verticais de concentração e coeficientes de extinção dos aerossóis obtidos durante a estação de queimadas no sul da Amazônia em 2002 foi utilizado para caracterizar a distribuição vertical das partículas produzidas pelas queimadas na região. Perfis típicos baseados nessas medições foram estabelecidos e utilizados para avaliar numericamente a dependência do perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo solar e líquida (espectro solar mais o terrestre) com os regimes de propriedades radiativas discutidos anteriormente para região das queimadas no sul da Amazônia.

4.5.1- Distribuição vertical dos aerossóis

A **Figura 4.5.1** mostra o conjunto de perfis instantâneos de coeficiente de extinção (km^{-1}) no comprimento de onda de 532 nm obtidos pelo LIDAR instalado na Fazenda Nossa Senhora. Também são apresentados nos gráficos, para cada dia, os perfis médios e os obtidos a partir da maximização dos valores dos coeficientes em cada nível. Na **Figura 4.5.2**, que mostra as medições de concentração numérica de partículas ($\#\text{cm}^{-3}$) obtidas a partir de aeronave, os perfis são agrupados de acordo com o formato da distribuição vertical, uma vez que os perfis instantâneos foram obtidos em diferentes pontos.

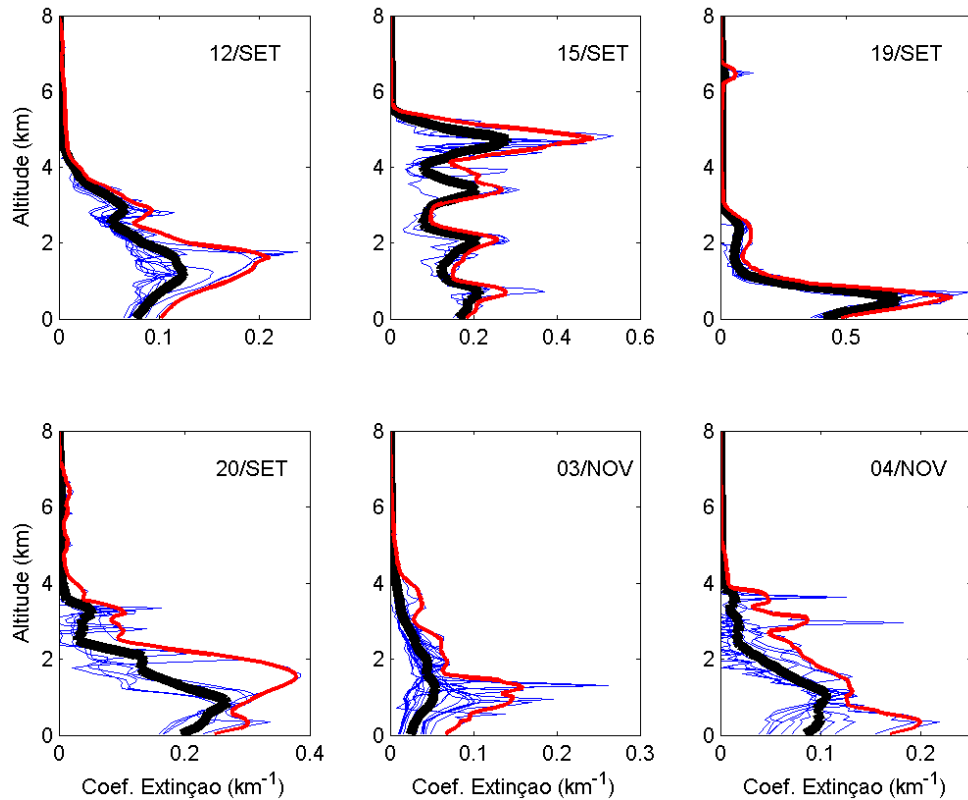


Figura 4.5.1 – Perfis instantâneos de coeficientes de extinção (azul) obtidos a partir do LIDAR. A curva na cor preta representa o perfil médio e o na cor vermelha um perfil maximizado arbitrariamente.

Similarmente aos dados do LIDAR, também são apresentados, para os dados da aeronave, os perfis médios e maximizados. Devido à limitação na altitude de operação da aeronave, os seus dados são restritos a níveis menores que 5 km. Dois aspectos muito claramente mostrados pelas duas bases de dados são a alta variabilidade e a significativa estratificação na distribuição vertical

dos aerossóis. Isso certamente constitui um enorme desafio para a caracterização dos efeitos da absorção da radiação pelos aerossóis na estrutura termodinâmica da atmosfera. O perfil 1 da aeronave consiste de medições realizadas em áreas pouco afetadas pelas emissões, onde a concentração das partículas é baixa e praticamente constante com a altitude. O perfil 2 (P_{aer}^2) obedece aproximadamente ao comportamento exponencial, a estrutura padrão geralmente utilizada para descrever a distribuição vertical dos aerossóis na atmosfera. Os perfis restantes refletem a dinâmica e a complexidade que caracteriza a distribuição das partículas de aerossóis em ambientes de queimadas na região sul da Amazônia.

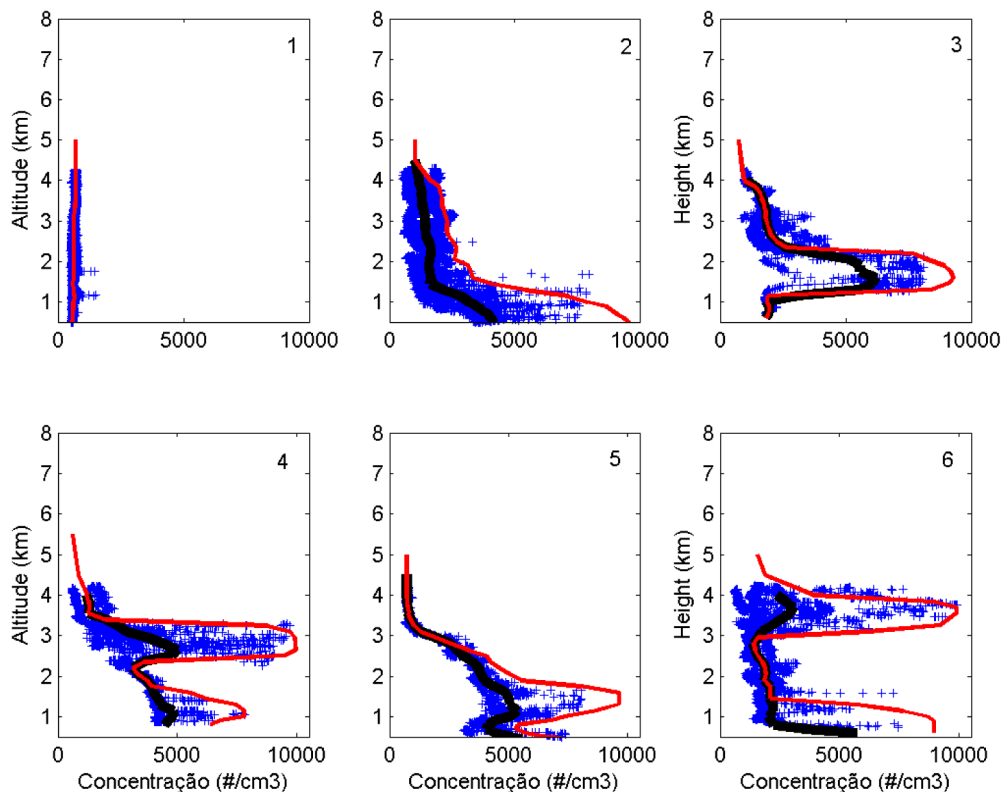


Figura 4.5.2 – Distribuição vertical da concentração numérica dos aerossóis medidos pela aeronave (azul) separados por perfis em função da estrutura vertical. Os gráficos na cor preta e vermelha representam, respectivamente, o perfil médio e o perfil considerando a máxima concentração em cada nível.

A **Figura 4.5.3** utiliza um caso particular (12 setembro) dos perfis diários do LIDAR para mostrar a variabilidade temporal do perfil vertical dos aerossóis. O gráfico apresenta a evolução do perfil vertical do coeficiente de extinção para um período de 2 horas durante o dia 12 de setembro. Entre às 15Z e 17Z ocorre um significativo aumento no coeficiente de extinção e o pico da camada de aerossóis sofre uma elevação de cerca de 500 metros nesse período

acompanhando, muito provavelmente, a evolução temporal da camada limite convectiva. Dados estatísticos da altura da camada limite convectiva e do nível de condensação por levantamento baseados no estudo de Wang et al. (2009) para a região são apresentados com a evolução do perfil do LIDAR como referência. É dentro desta dinâmica, da qual também participam, que os processos radiativos na coluna atmosférica envolvendo os aerossóis ocorrem. A relevância desses processos neste contexto, em particular a absorção da radiação solar pelos aerossóis, é altamente sensível à localização vertical das camadas dos aerossóis e ao albedo simples. O tópico seguinte avalia numericamente a sensibilidade do perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo no espectro solar e total (solar + terrestre) para diferentes condições de geometria solar, profundidade óptica do aerossol, e regimes de propriedades radiativas baseados nos resultados apresentados anteriormente.

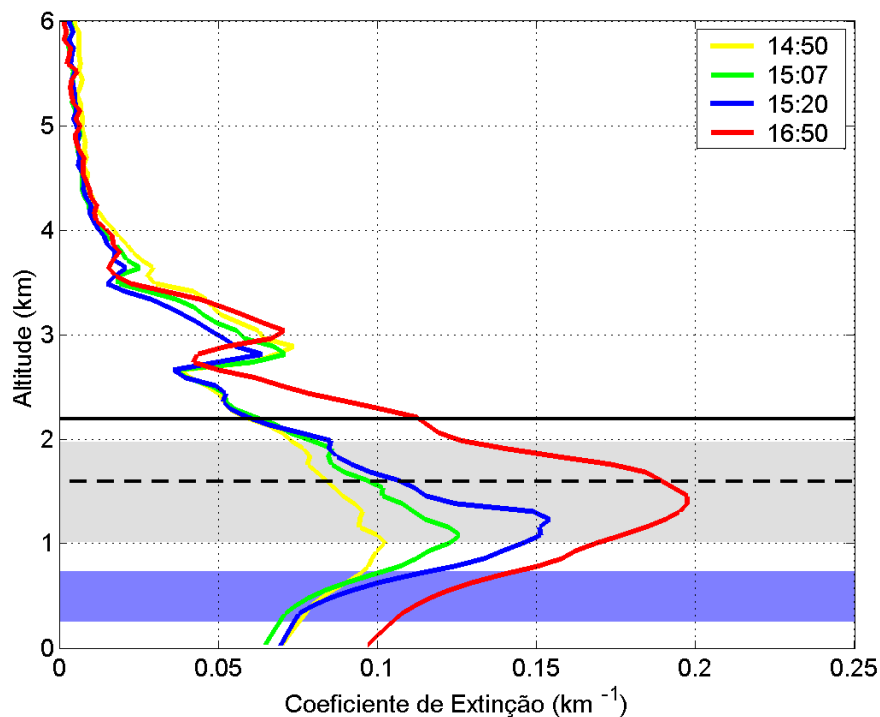


Figura 4.5.3 – Evolução temporal do coeficiente de extinção entre os horários de 15Z e 17Z para o dia 12 de setembro de 2002. As áreas azul e cinza representam a região típica da variabilidade da altura da camada limite convectiva na Fazenda Nossa Senhora para as 15Z e 17Z, respectivamente. As linhas pretas tracejada e contínua representam, respectivamente, o valor médio do nível de condensação por levantamento na Fazenda Nossa Senhora para as 15Z e 17Z. Os valores de referência para a altura da camada limite e nível de condensação por levantamento foram obtidos de Wang et al., 2009.

4.5.2- Perfil da taxa de aquecimento radiativo

Na ausência de aerossóis e nuvens, o perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo líquido na baixa troposfera é basicamente controlado pela distribuição vertical do vapor d'água e da temperatura (Liou, 2002). A divergência da energia radiativa no espectro terrestre gera taxas de aquecimento radiativo negativas, portanto, contribuindo para um resfriamento da baixa troposfera. Por outro lado, a absorção da radiação no espectro solar pelo vapor d'água contribui para o aquecimento ao produzir taxas de aquecimento positivas. Entretanto, em condições poluídas, caracterizadas por significativa quantidade de aerossóis, a absorção da radiação no espectro solar pode aumentar a ponto de contrabalançar significativamente a divergência radiativa no espectro terrestre induzindo taxas de aquecimento líquido mais positivas (ou menos negativas) do que aquelas observadas quando apenas o efeito do vapor d'água está presente. Este é um processo chave, juntamente com a redução da energia na superfície, para o efeito de estabilização da atmosfera atribuída aos aerossóis (Hansen et al., 1997; Ackerman et al., 2000a). Embora a quantidade de aerossóis seja primordial para a relevância desse processo, este é também altamente dependente das propriedades radiativas intrínsecas, mais precisamente, do albedo simples, que determina a capacidade de absorção da camada de aerossóis. Visando avaliar a influência da concentração e das propriedades radiativas intrínsecas dos aerossóis no perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo, foi conduzido um estudo numérico utilizando como referência as condições típicas das queimadas na região sul da bacia Amazônica. No referido estudo foram utilizadas as distribuições verticais de concentração de aerossóis dos perfis 2 (P_{aer}^2) e 4 (P_{aer}^4) obtida na região pela aeronave (vide **Figura 4.5.2** deste capítulo). O primeiro representa o cenário em que os aerossóis estão confinados nas camadas próximas à superfície e o segundo representa um caso exemplo de estratificação com uma camada de aerossol confinada à camada limite planetária e outra acima, na atmosfera livre. No estudo foi utilizado o código de transferência radiativa SBDART. As simulações foram realizadas considerando duas geometrias de iluminação (SZA, da expressão em inglês *Solar Zenith Angle*), uma para valores altos de massa óptica atmosférica (SZA = 60° ; $\mu_0 = 0,5$) e outra para reduzida massa óptica (SZA = 0° ; $\mu_0 = 1,0$). Procurou-se utilizar perfis termodinâmicos compatíveis com as geometrias de iluminação adotadas. Para tanto, foram utilizados os perfis médios, de temperatura e razão de mistura (**Figura 4.5.4**), obtidos a partir de radiossondas lançadas na FNS nos horários das 12Z

($P_{atms12Z}$) e das 15Z ($P_{atms15Z}$). Esse cuidado visou capturar as diferenças no perfil das taxas de aquecimento radiativo no espectro terrestre, nas camadas próximas da superfície associadas ao ciclo diurno do perfil termodinâmico da camada limite planetária.

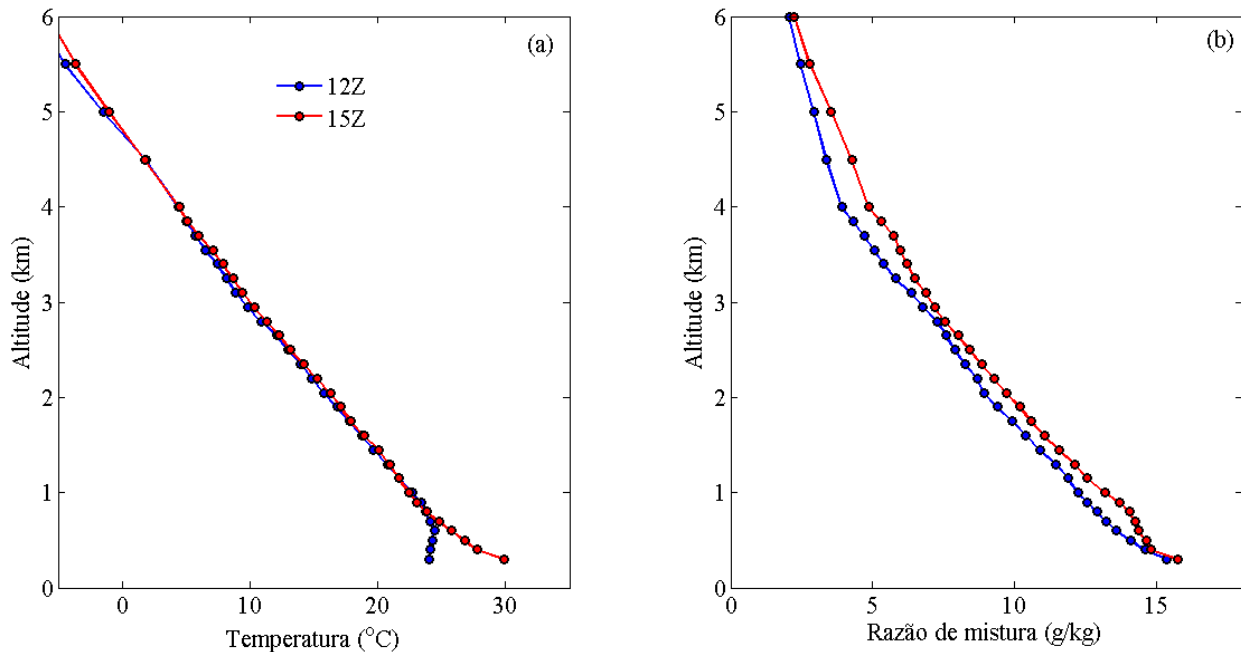


Figura 4.5.4 – Perfil médio de (a) temperatura e (b) razão de mistura para os horários de 12Z ($P_{atms12Z}$), 15Z ($P_{atms15Z}$) obtidos a partir da média das radiossondas lançadas durante as campanhas SMOCC e RACCI.

A **Figura 4.5.5** mostra, como referência, o perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo para diferentes conteúdos integrados de vapor d'água (3,0 e 5,0 cm) em condições de atmosfera limpa e sem nuvens em ambos os espectros, solar e terrestre. Os dois conteúdos de vapor d'água utilizados foram escolhidos com base na variabilidade observada a partir dos dados dos fotômetros da AERONET na região. Porém, a distribuição vertical da umidade obedece ao do perfil médio obtido a partir das radiossondagens. Dentro da camada analisada, abaixo de 5 km, o perfil da taxa de aquecimento radiativo no espectro solar não varia significativamente com a altitude, os valores se situam entre 1 e 1,5 K/dia para $\mu_0 = 0,5$ e entre 2 e 3 K/dia para $\mu_0 = 1,0$. Na ausência de aerossóis, entre os fatores avaliados, a diferença na geometria de iluminação é responsável pela maior variabilidade na taxa de aquecimento radiativo no espectro solar. Isso está essencialmente relacionado com o aumento da irradiância solar disponível. O aumento do conteúdo de vapor d'água de 3,0 para 5,0 cm não implicou em substancial alteração no perfil. O que sugere que nos baixos níveis, a variabilidade diurna do conteúdo de vapor d'água não deve

afetar significativamente o perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo solar. Os perfis da taxa de aquecimento no espectro terrestre, ao contrário do solar, apresentaram significativa variação com a altitude. Isso se deve ao forte ciclo diurno do perfil termodinâmico nas camadas próximas à superfície. Nas camadas mais distantes da superfície a variabilidade diurna é menos acentuada. Os valores obtidos variam entre -1,5 e -2,5 K/dia para o perfil atmosférico das 12Z e entre -1,0 e -3,0 K/dia para o das 15Z. Nota-se que para o perfil das 12Z, ao contrário daquele das 15Z, o valor máximo não ocorre na superfície, mas sim, alguns níveis acima. Isto é um reflexo da estrutura termodinâmica herdada do período noturno. As camadas próximas da superfície estão ligeiramente mais frias que as imediatamente acima, como pode ser visto no perfil médio da temperatura das 12Z. À medida que a superfície é aquecida, a divergência de fluxo na camada superficial aumenta e a máxima taxa de aquecimento radiativo passa a ocorrer próximo da superfície. Entender a modulação exercida pelos aerossóis nessa transição é fundamental para a compreensão dos seus efeitos na evolução diurna da camada limite. Na atmosfera livre, o ciclo diurno do perfil termodinâmico é menos pronunciado, resultando na proximidade entre as taxas de aquecimento dos perfis para os dois horários.

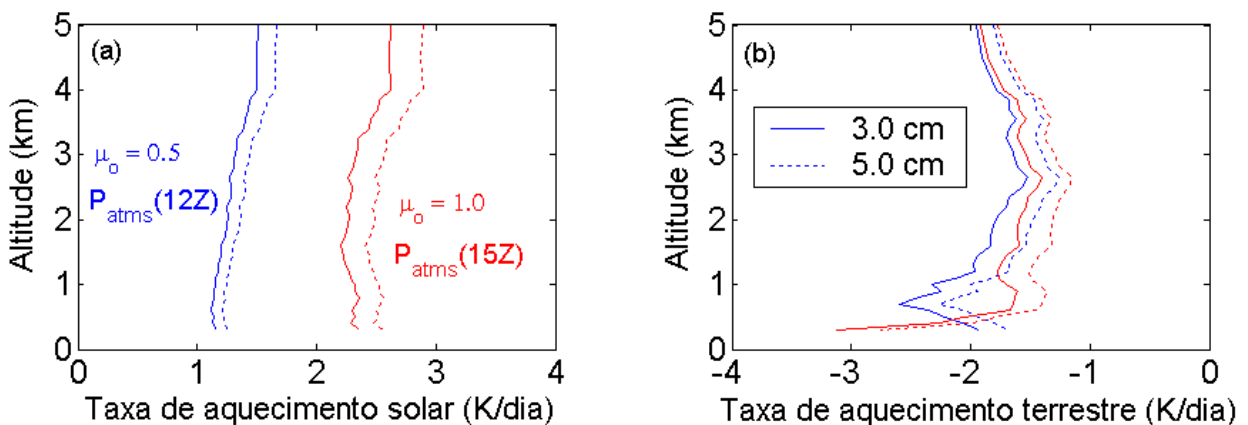


Figura 4.5.5 – Perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo para diferentes conteúdos integrados de vapor d’água, 3,0 (linha cheia) e 5,0 cm (linha tracejada) em condições de atmosfera limpa e sem nuvens nos espectros solar (a) e terrestre (b). Para as geometrias de iluminação $\mu_0 = 0,5$ e $\mu_0 = 1,0$ foram utilizados, respectivamente, os perfis termodinâmicos médios horários das 12Z (azul) e 15Z (vermelho)

A Figura 4.5.6 apresenta os resultados do estudo de sensibilidade da taxa de aquecimento radiativo incluindo os aerossóis e considerando a variabilidade das propriedades ópticas do aerossol. As simulações são apresentadas para as duas geometrias de iluminação consideradas anteriormente ($\mu_0 = 0,5$; $\mu_0 = 1,0$) e para as distribuições verticais de aerossóis (P_{aer}^2 ; P_{aer}^4)

anteriormente referidas. Como visto anteriormente, a geometria solar tem um significativo impacto no perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo solar. Como esperado, quanto maior a quantidade de partículas, maior a taxa de aquecimento. Dobrar a quantidade de aerossóis numa camada para a geometria de iluminação $\mu_0 = 1,0$ pode implicar em diferenças de até 3,0 K/dia dependendo do albedo simples do aerossol presente. Este valor é igual a aquele associado ao pico da taxa de aquecimento no espectro terrestre na camada superficial às 15Z discutido anteriormente. Com relação à dependência com os regimes das propriedades radiativas intrínsecas, as maiores diferenças obviamente ocorrem entre os regimes extremos em termos de albedo simples. Maiores profundidades ópticas do aerossol e maior quantidade de radiação disponível potencializam as diferenças. Para $\mu_0 = 1$ e $\tau_{550\text{nm}} = 1,0$ a diferença entre os máximos dos perfis da taxa de aquecimento radiativo solar do modelo absorvedor e do espalhador é superior a 2,0 K/dia, ou seja, a mesma magnitude associada à taxa de aquecimento do vapor d'água no espectro solar. Outro exemplo do impacto da variabilidade das propriedades radiativas intrínsecas pode ser vista ao analisarmos os perfis correspondentes a $\tau_{550\text{nm}} = 1,0$, R1 e $\tau_{550\text{nm}} = 0,5$, R3 para qualquer μ_0 . Apesar da significativa diferença na profundidade óptica do aerossol entre os dois casos, os perfis de taxa de aquecimento são similares. Com isso, vale mencionar o caso das regiões urbanas como a cidade de São Paulo, que embora não apresentem concentrações de aerossóis similares às observadas em áreas de queimadas, têm um aerossol com alta capacidade absorvedora, o que aumenta o impacto das partículas nas taxas de aquecimento radiativo solar, ao menos durante eventos de poluição extrema. Nas figuras também é avaliado o efeito da distribuição vertical dos aerossóis. Existem duas formas de expor uma camada de aerossóis a maiores valores de radiação solar. A primeira, como discutido anteriormente, através do ciclo diurno da irradiância solar. A segunda, para uma mesma geometria de iluminação, elevando a camada de aerossóis absorvedores de radiação para níveis mais altos da atmosfera. Este último caso é representado nos gráficos (a) e (b) da **Figura 4.5.6**. O impacto na taxa de aquecimento é evidente. Entre os casos dos dois gráficos, a diferença no pico da taxa de aquecimento para $\tau_{550\text{nm}} = 1,0$ é de quase 2 K/dia. A estratificação maximiza os efeitos radiativos das camadas de aerossóis localizadas em níveis superiores, em detrimento daquelas próximas à superfície.

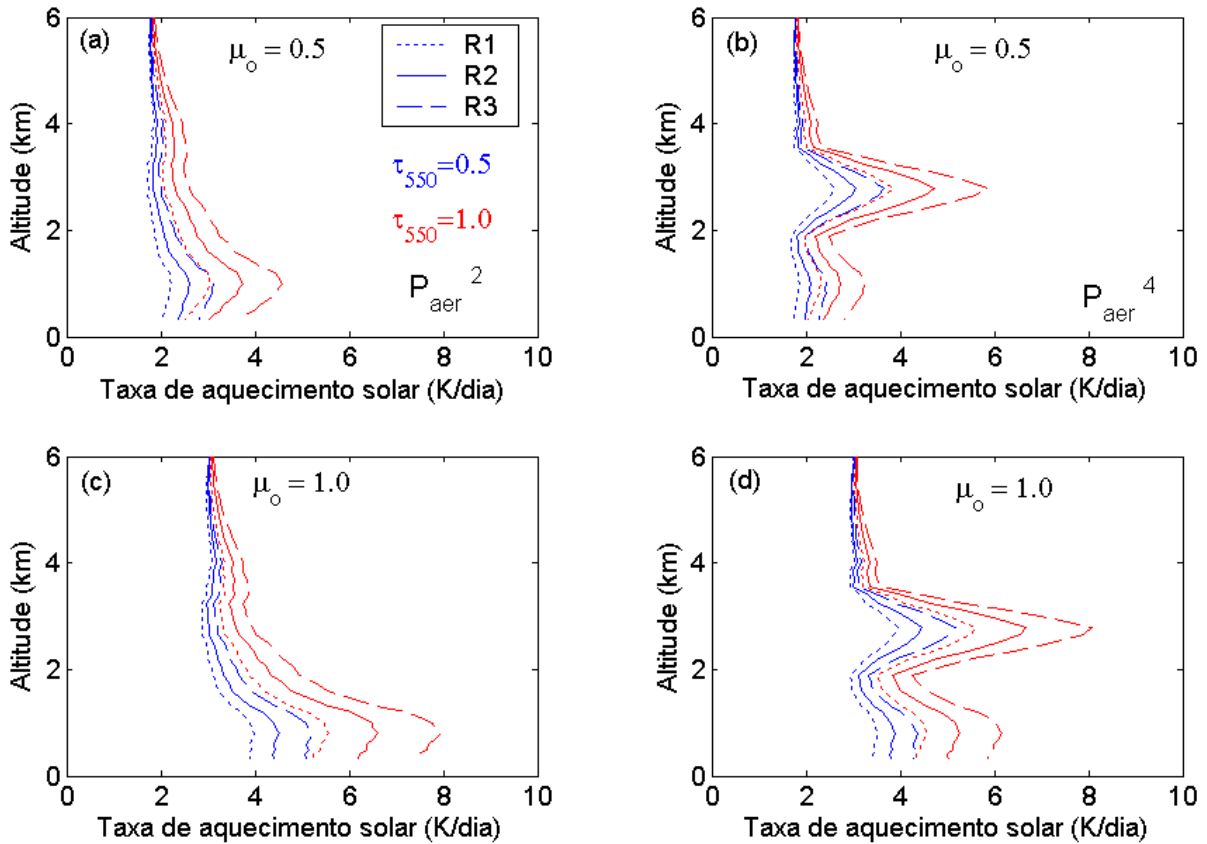


Figura 4.5.6 – Perfis de taxas de aquecimento radiativo solar considerando os diferentes regimes de propriedades radiativas para o aerossol de queimadas, R1, R2 e R3, diferentes geometrias solar ($\mu_0 = 0,5$ e $\mu_0 = 1,0$) e diferentes valores de profundidade óptica do aerossol, $\tau_{550nm} = 0,5$ (azul) e $\tau_{550nm} = 1,0$ (vermelho). Os resultados correspondem a distintas distribuições verticais de aerossóis, e, a primeira (P_{aer}^2) descreve um decaimento exponencial da concentração dos aerossóis com a altitude (a, c) e segunda (P_{aer}^4) um cenário com a concentração estratificada (b, d).

A Figura 4.5.7 mostra os resultados para o perfil vertical da taxa de aquecimento radiativo líquido (solar + terrestre) para as condições de atmosfera limpa e poluída ($\tau_{550nm} = 0,5$) para os dois perfis verticais (P_{aer}^2 ; P_{aer}^4) e os três regimes de aerossóis (R1, R2 e R3). O principal efeito dos aerossóis é de contrabalançar o resfriamento induzido pela taxa de aquecimento radiativo do espectro terrestre. Quanto maior a quantidade de partículas e mais absorvedoras elas forem, mais eficiente é este processo. O impacto das camadas de aerossóis em níveis mais elevados é potencializado pela maior exposição à radiação solar e pela menor magnitude da taxa de aquecimento radiativo no espectro terrestre. O impacto de considerar o regime de propriedades ópticas espalhador ou o absorvedor supera 1,5 K/dia no nível onde a concentração de partículas é máxima.

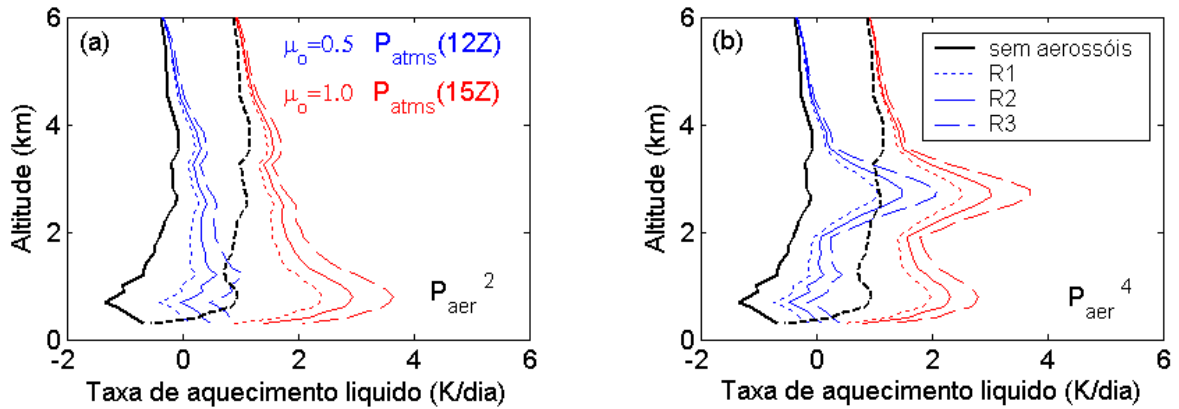


Figura 4.5.7 – Perfis de taxas de aquecimento radiativo líquido (solar + terrestre) em condições de atmosfera sem aerossóis (linhas pretas, tracejada para $\mu_0=1,0$ e cheia para $\mu_0=0,5$) e para os perfis verticais de aerossóis (a) P_{aer}^2 e (b) P_{aer}^4 e os regimes de propriedades radiativas, R1, R2 e R3. Nos casos em que os aerossóis são considerados a distinção entre as geometrias do sol é feita por meio das cores azul ($\mu_0 = 0,5$) e vermelho ($\mu_0 = 1,0$).

Os resultados do presente estudo mostram o potencial de impacto dos aerossóis e o papel da variabilidade das suas propriedades radiativas e da distribuição vertical na alteração das taxas de aquecimento radiativo líquido na baixa troposfera. Dada a relevância das alterações induzidas pelos aerossóis quando comparadas com o principal absorvedor natural da radiação solar na baixa troposfera, o vapor d'água, os resultados sugerem que as implicações para estrutura termodinâmica da atmosfera devem ser significativas. A avaliação observacional da alteração no perfil da temperatura induzida pelo impacto dos aerossóis na taxa de aquecimento radiativo é difícil, pois, são vários os fatores que controlam o perfil termodinâmico da baixa troposfera. Isolar observacionalmente a influência de cada um desses fatores é extremamente complicado, se não impossível. Entretanto, o impacto do efeito radiativo direto dos aerossóis na estrutura termodinâmica pode ser avaliado numericamente utilizando modelos de circulação acoplados a modelos de emissão dos aerossóis. Nos próximos sub-capítulos são apresentados e analisados os resultados referentes à modelagem da distribuição espacial da profundidade óptica dos aerossóis emitidos e dos impactos do seu efeito radiativo direto utilizando o modelo CATT-BRAMS.

4.6

Modelagem da Profundidade Óptica dos Aerossóis de Queimadas

A profundidade óptica é a propriedade óptica primária na avaliação do efeito radiativo direto dos aerossóis. Portanto, qualquer estudo que almeja reproduzir e avaliar os impactos do efeito radiativo direto dos aerossóis de forma acurada precisa considerar corretamente a magnitude e a distribuição espacial e temporal da profundidade óptica dos aerossóis. Entretanto, esta não é uma tarefa fácil, particularmente para os modelos de circulação atmosférica. A magnitude e a distribuição espacial e temporal da profundidade óptica dos aerossóis dependem de vários processos complexos, e alguns destes ainda continuam pouco compreendidos, o que, conseqüentemente, contribui para uma deficiente modelagem. Kinne et al. (2006) apontaram que um dos principais problemas com o cálculo do efeito radiativo direto dos modelos utilizados pelo IPCC (2007) é a dificuldade destes em reproduzir a distribuição espacial da profundidade óptica dos aerossóis, o que implica em significativas incertezas no cálculo do referido efeito radiativo tanto na escala regional quanto global. Os modelos regionais têm a vantagem de permitir um maior detalhamento dos processos atmosféricos e da distribuição espacial das fontes, o que tem o potencial de melhorar a modelagem da distribuição espacial e temporal dos aerossóis. No presente sub-capítulo são apresentados e analisados os resultados referentes à modelagem regional da profundidade óptica associada ao material particulado fino (PM_{2,5}) emitido pelas queimadas sobre a América do Sul durante o período de agosto a novembro de 2002 utilizando o “Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System” (CATT-BRAMS, Freitas et al., 2010, Longo et al., 2010). Como analisado anteriormente, o material particulado fino representa em média cerca de 70 a 95% da profundidade óptica associada à pluma regional de aerossóis de queimadas que se estabelece sobre o continente durante os meses de agosto a outubro.

4.6.1- Cálculo da profundidade óptica

O CATT-BRAMS inclui um módulo óptico-radiativo que leva em consideração a interação entre as partículas de aerossóis e a radiação nos espectros de onda curta e longa (Longo et al., 2006). O referido módulo recebe como dado de entrada a distribuição espacial da concentração mássica (M) do material particulado da moda fina (PM_{2,5}) prognosticada pelo modelo e calcula a profundidade óptica espectral (τ_λ). A base teórica para tal consiste no cálculo do coeficiente de extinção espectral ($\alpha_{ext,\lambda}$), o qual uma vez integrado ao longo do caminho óptico resulta na profundidade óptica,

Eq. (42)

$$\tau_\lambda(z) = \int_{z_1}^{z_2} \alpha_{ext,\lambda}(z) dz$$

onde $\alpha_{ext,\lambda}$ em cada camada é o resultado do produto entre a concentração numérica total das partículas (N) e a seção de choque de extinção dos aerossóis (Bohren e Huffman, 1983),

Eq. (43)

$$\alpha_{ext,\lambda}(z) = N(z) \sigma_{ext,\lambda}$$

$N(z)$ é obtida a partir da conversão da concentração mássica assumindo as partículas como esféricas e com densidade dada pelo valor médio ($\rho = 1,35 \text{ gcm}^{-3}$) obtido para PM_{2,5} durante o experimento *Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil* (SCAR-B, Kaufman et al., 1998; Reid e Hobbs, 1998). A seção de choque de extinção espectral ($\sigma_{ext,\lambda}$) é o produto entre a seção de choque geométrica (S) e o fator de eficiência de extinção espectral ($Q_{ext,\lambda}$). A seção de choque geométrica utilizada ($\langle S \rangle$) é a correspondente a uma distribuição numérica de tamanho log-normal unimodal ($n(r)$) cujos parâmetros, raio mediano ($r_o = 0,105 \mu\text{m}$) e desvio padrão geométrico do logaritmo do raio ($\sigma = 0,44$) são os valores médios obtidos para amostras de PM_{2,5} coletadas em plumas envelhecidas de aerossóis de queimadas na região sul da Amazônia também durante o SCAR-B (Reid et al., 1998, 2005). O fator de eficiência de extinção utilizado ($\langle Q_{ext,\lambda} \rangle$) foi calculado a partir do código Mie considerando como dados de entrada a média da distribuição de tamanho da moda fina e do índice complexo de refração dos dados da AERONET

referentes às estações de Abracos Hill, Alta Floresta e Rio Branco, todas localizadas na região sul/sudoeste da bacia Amazônica.

Eq. (44)

$$\langle S \rangle = \int_0^{\infty} \pi r^2 n(r) dr$$

Eq. (45)

$$n(r) = \frac{1}{r\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(\frac{-1}{2\sigma^2} \ln^2\left(\frac{r}{r_0}\right)\right)$$

Convencionou-se denominar o $\langle Q_{ext,\lambda} \rangle$, obtido neste caso, como referência devido ao fato das características médias dos aerossóis dessas estações serem comumente utilizadas para caracterizar as propriedades dos aerossóis que compõem a pluma regional associada às queimadas na região central da América do Sul (Procópio et al., 2004; Kinne et al., 2005; Stier et al., 2007; Levy et al., 2007, 2010). A **Figura 4.6.1** mostra a dependência espectral do $\langle Q_{ext,\lambda} \rangle$ de referência e compara com os fatores de eficiência de extinção individual das estações de Alta Floresta, Abracos Hill, Rio Branco, Belterra e Cuiabá.

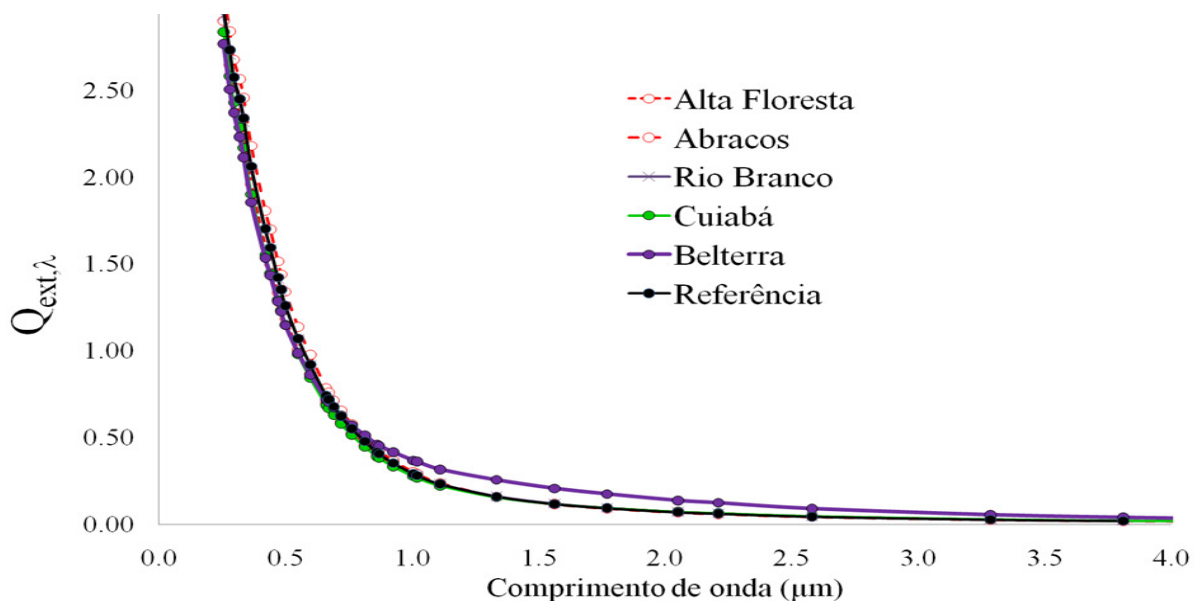


Figure 4.6. 1 - Dependência espectral dos fatores de eficiência de extinção associados ao comportamento médio das propriedades microfísicas dos aerossóis (distribuição de tamanho da moda fina e índice de refração complexo) para as estações da AERONET localizadas em áreas de queimadas. O gráfico identificado como

referência corresponde ao caso em que o cálculo dos valores médios das propriedades microfísicas incluem os dados das estações de Abracos e Alta Floresta.

Para resolver a equação da transferência radiativa no modelo, além da profundidade óptica espectral, também considera-se a dependência espectral do albedo simples ($\omega_{o\lambda}$) e do parâmetro de assimetria (g_{λ}) dos aerossóis. Como mencionado anteriormente, as duas últimas propriedades descrevem, respectivamente, a quantidade de energia absorvida pelas partículas e a redistribuição espacial dos fótons não absorvidos após interação com as partículas. À semelhança do $\langle Q_{ext,\lambda} \rangle$, o $\omega_{o\lambda}$ e g_{λ} referências ($\langle \omega_{o\lambda} \rangle$; $\langle g_{\lambda} \rangle$) foram também obtidos a partir do código Mie considerando o comportamento médio da distribuição de tamanho das partículas e do índice de refração complexo para as estações de Abracos Hill, Alta Floresta e Rio Branco. A dependência espectral do $\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ e do $\langle g_{\lambda} \rangle$ são apresentados na **Figura 4.6.2** para dois casos, incluindo e excluindo a moda grossa. Como analisado por Reid et al. (2005), a moda fina tem controle dominante sobre os valores desses parâmetros na região do visível.

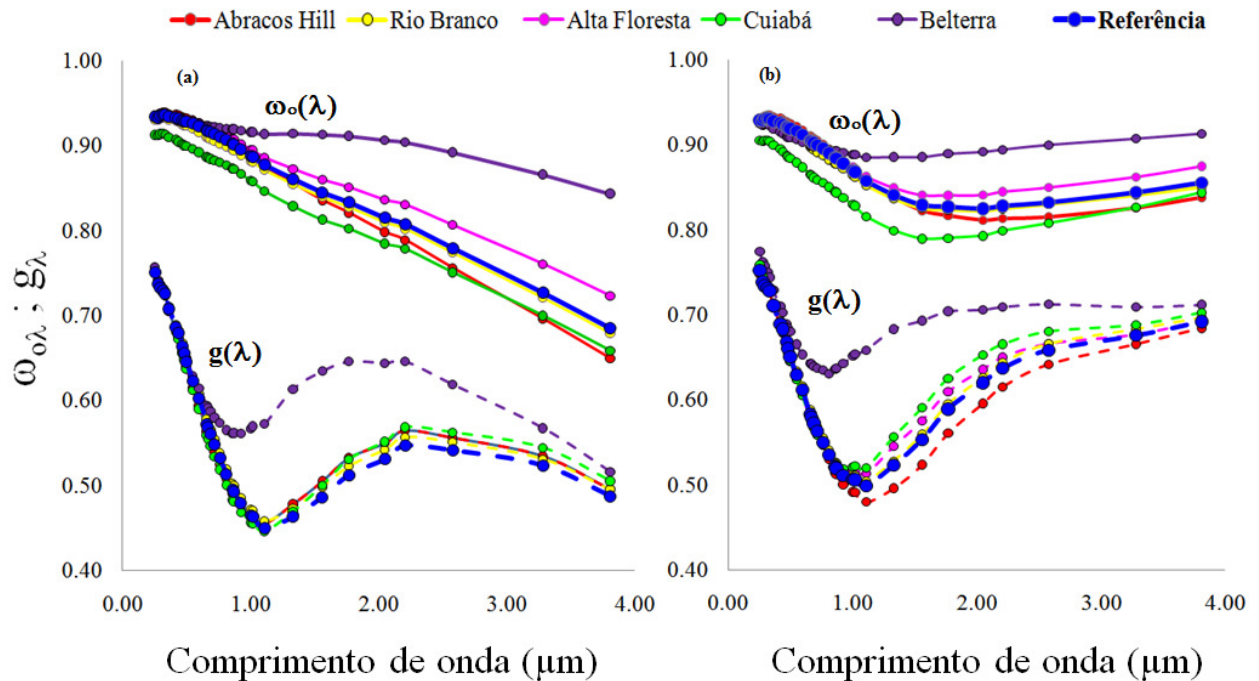


Figure 4.6. 2 – Dependência espectral do albedo simples e parâmetro de assimetria calculado a partir do código Mie considerando (a) apenas a moda fina e (b) a fina e grossa. Foram utilizados como dados de entrada no código Mie a distribuição de tamanho e índice de refração complexo médio para cada estação. No caso referência foram utilizados os dados médios considerando as estações de Abracos Hill, Alta Floresta e Rio Branco.

4.6.2- Resultados: Modelo *versus* Observação

Este tópico apresenta e avalia os resultados referentes à simulação da magnitude e da distribuição espacial da profundidade óptica do aerossol de queimadas para a América do Sul realizadas com o modelo CATT-BRAMS. A avaliação consistiu em comparar os resultados do modelo com dados das estações da AERONET e do sensor MODIS nas escalas mensal e diária. No cálculo dos valores médios diários e mensais, a partir do modelo, não foram considerados os resultados do período noturno uma vez que a observação não inclui estes dados. Foram utilizados os dados da AERONET do nível 2.0, os quais, como referido anteriormente, são duplamente calibrados e sujeitos a rígido controle para eliminação de medidas contaminadas por nuvens. No caso do MODIS foram utilizados os dados do produto “*Corrected Optical Depth Land And Ocean*” (Levy et al., 2007b) referentes às passagens dos dois satélites TERRA e AQUA. Para a comparação da profundidade óptica do MODIS com as do modelo e da AERONET, nas coordenadas das estações da rede, foram calculadas médias espaciais centralizadas nas estações considerando um raio de 50 km, de acordo com as recomendações de Ichoku et al. (2002, 2004). No cálculo da profundidade óptica média diária e mensal para o MODIS foram consideradas as informações dos dois sensores, visando, desta forma, manter a consistência com os cálculos das médias diárias e mensais da AERONET e do modelo, que incluem os dois períodos do dia. Porém, na avaliação da distribuição espacial da profundidade óptica do modelo, os campos médios mensais dos dois satélites foram considerados separadamente. Neste caso, a comparação foi feita utilizando o campo médio mensal do modelo para os horários mais próximos da passagem dos dois satélites, isto é, para o TERRA foi utilizado o campo médio das 15Z e para o AQUA, o das 18Z.

A **Figura 4.6.3** mostra a comparação da evolução da profundidade óptica média mensal sobre as localidades de Rio Branco, Abracos Hill, Rebio Jaru, Alta Floresta, Belterra e São Paulo durante a estação de queimadas de 2002 como prognosticada pelo modelo e derivadas a partir das medidas dos radiômetros da AERONET e pelos sensores MODIS. Para as estações mais próximas das áreas de floresta primária na região sul da Amazônia (Rio Branco, Rebio Jaru e Abracos Hill), os resultados do modelo são consistentes com os da AERONET para todos os meses. Como pode ser visto na **Figura 4.6.4**, que mostra a comparação na escala diária entre o modelo e a AERONET, o bom desempenho do modelo na escala mensal naquela região é o

resultado da habilidade deste em representar a variabilidade da profundidade óptica na escala diária. A média mensal da profundidade óptica do MODIS é sistematicamente maior que os resultados do modelo e da AERONET, corroborando os resultados de trabalhos anteriores (Rosário et al., 2009; Hoelzemann et al., 2009; Levy et al., 2010) que mostram que o MODIS tende a superestimar a profundidade óptica dos aerossóis para região sul da Amazônia durante o período de queimadas. Para a localidade de Alta Floresta, situada numa região de transição de floresta primária para cerrado, a profundidade óptica do modelo nos dois primeiros meses (agosto e setembro) é menor que a da AERONET. Nos meses seguintes, outubro e novembro, o modelo apresenta boa concordância com os dados do fotômetro. As diferenças entre o modelo e a AERONET para os meses de agosto e setembro não são de natureza sistemática, pois estão associadas a eventos específicos, como pode ser visto no gráfico da variabilidade diária da profundidade óptica do aerossol (Figura 4.6.4). A principal hipótese para explicar as diferenças observadas está relacionada com as emissões. Os eventos específicos nos quais as diferenças entre o modelo e o fotômetro são maiores caracterizam-se por altos valores de profundidade óptica do aerossol. Tais condições representam um desafio para os algoritmos de detecção de focos de queimadas via satélites (Longo et al., 2010).

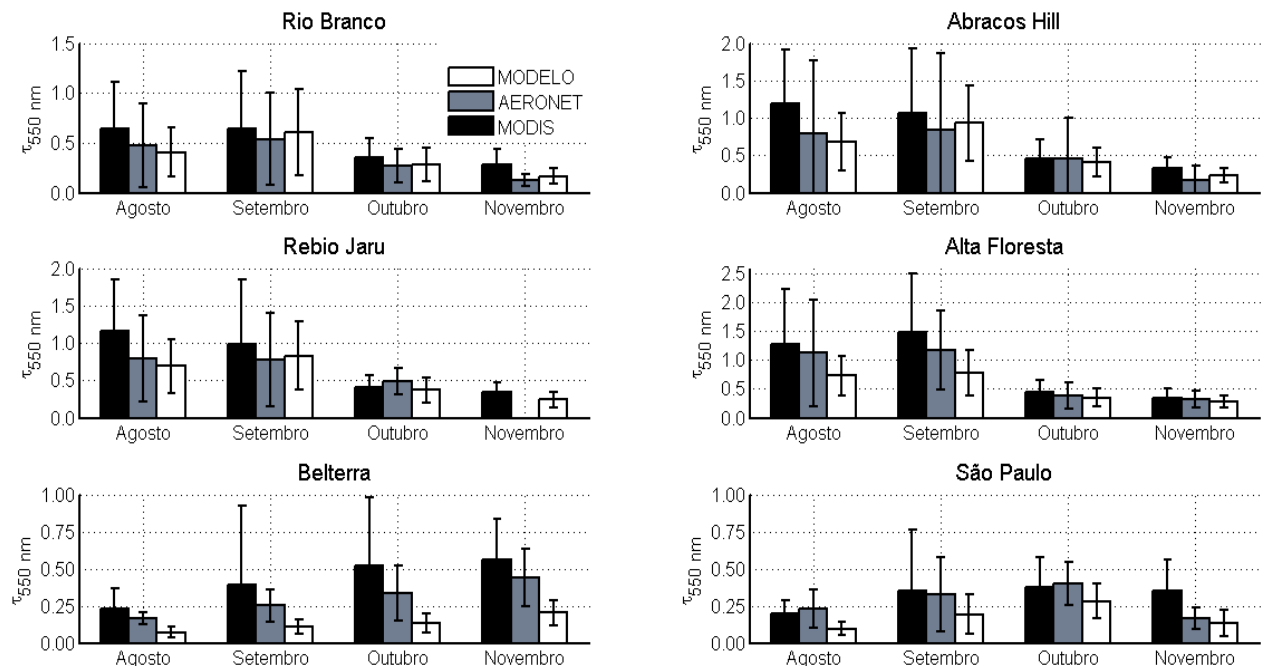


Figure 4.6. 3 – Média mensal da profundidade óptica do aerossol em estações da AERONET como prognosticado pelo modelo e medido pelos radiômetros da AERONET instalados em superfície e pelos sensores MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA.

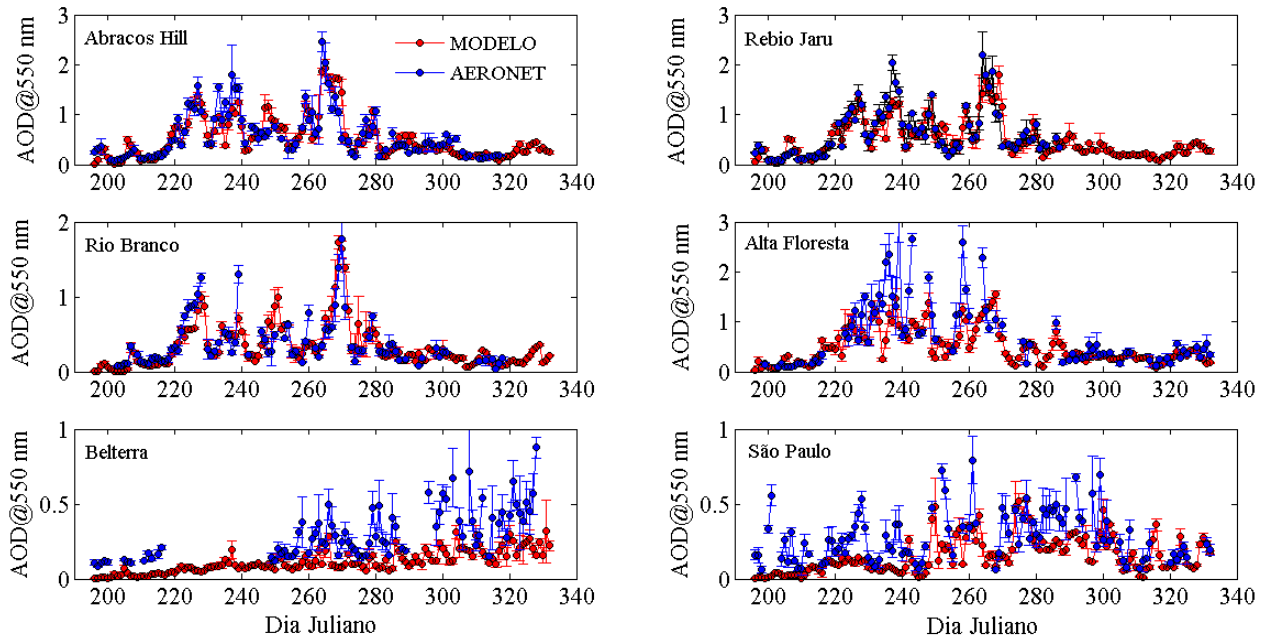


Figure 4.6. 4 – Variabilidade sazonal da profundidade óptica média diária modelada e medida pelos fotômetros da AERONET.

Correia et al. (2007) mostraram um estudo de caso no qual uma espessa camada de aerossol é identificada como nuvem pelo algoritmo de máscara de nuvens do MODIS. Trabalhos têm mostrado que um dos principais problemas dos algoritmos de detecção de focos de queimadas é a subestimativa do número de focos. Pantoja e Brown (2007) compararam o número de focos de queimadas detectados por distintos sensores (MODIS, AVHRR e GOES) em simultâneo com fotos obtidas a partir de aeronave sobre a região do Acre. Não houve registro de erro por inclusão em nenhum dos sensores, porém, todos apresentaram erros por omissão. Apesar desses desafios, vale ressaltar que a prescrição da emissão utilizando informações em tempo quase real de detecção de focos de queimadas, obtidos por satélites, promoveu substancial avanço na qualidade da simulação da distribuição espacial e temporal do material particulado emitido pelas queimadas (Longo et al., 2010). Entretanto, o aprimoramento dos algoritmos de detecção e a viabilização de alternativas (ex. assimilação) que minimizam o impacto do efeito da omissão de focos são fundamentais para que a modelagem da evolução temporal e espacial do campo de concentração do material particulado, e conseqüentemente, da profundidade óptica, seja o mais acurada possível. Belterra e São Paulo são os casos em que houve maiores diferenças entre o modelo e as observações. A profundidade óptica do modelo é sistematicamente menor que as

observações em ambas as localidades. Com relação a São Paulo, isso já era esperado, pois no presente estudo não foram incluídas as emissões urbanas no modelo, portanto, o resultado observado é consistente. Vale destacar o melhor desempenho do MODIS sobre a região metropolitana quando comparado com a AERONET, com exceção do mês de novembro. O caso de Belterra é mais complexo. Embora não seja o fator principal na explicação das diferenças entre o modelo e a AERONET, a ausência da moda grossa nas simulações tem contribuição relevante para a diferença observada. Como analisado no sub-capítulo 4.1, a moda grossa em Belterra representa, em média, cerca de 30% da profundidade óptica total dos aerossóis, enquanto nas localidades do sul da Amazônia a contribuição média da moda grossa durante as queimadas é menor que 15%.

São dois os processos aos quais se associa os resultados obtidos para Belterra, a emissão e a remoção, particularmente a úmida. Como descrito anteriormente, a emissão depende da identificação dos focos de queimada por satélites. A presença de nuvens impõe restrições à detecção. Asner (2001) mostrou que durante o pico da estação de queimada na região sul da bacia Amazônica a probabilidade de obter uma cena do sensor Landsat TM (185 km x 185 km, resolução do pixel de 30 m) com fração de cobertura de nuvens menor que 30% é de 50 a 60% em agosto, e de 20 a 40% em setembro. No caso da região de Belterra essa probabilidade é menor que 20% durante o período correspondente ao pico das queimadas, que ocorre entre outubro e novembro. Portanto, são maiores as chances dos satélites omitirem focos de queimadas na região de Belterra. Isso implica numa maior probabilidade do modelo subestimar as emissões e a profundidade óptica do aerossol observada naquela região. Com relação à remoção úmida, a análise de Freitas et al. (2010) da distribuição espacial da precipitação modelada pelo CATT-BRAMS sobre a América do Sul, para o mesmo período aqui analisado, sugere que o modelo tende a superestimar a precipitação na região de Belterra quando comparado com os dados de satélites. Isso implicaria em maior remoção úmida, induzindo uma subestimativa da quantidade de material particulado presente na atmosfera. Nas regiões sul e sudoeste da Amazônia, onde o modelo tem um bom desempenho na modelagem da profundidade óptica, houve melhor concordância entre a precipitação modelada e a estimada a partir de satélite (Freitas et al., 2010). A modelagem da precipitação sobre a região da Amazônia, de um modo geral, tem sido um desafio para os modelos de circulação atmosférica (Marengo et al., 2003; Bela et al., 2010; Freitas et al., 2010). Aliada às dificuldades intrínsecas impostas pela modelagem desses dois

processos, a emissão e a remoção úmida, tem-se o fato de conhecermos pouco sobre a dinâmica das queimadas na região nordeste da bacia Amazônica quando comparado com a porção sul.

A **Figura 4.6.5** apresenta gráficos de dispersão da profundidade óptica média diária modelada versus a obtida pela AERONET. A **Tabela 4.6.1** contém os parâmetros de ajuste linear e os resultados dos critérios estatísticos de avaliação da concordância entre a observação e a modelagem. Os resultados corroboram a análise feita anteriormente, isto é, o melhor desempenho do modelo em reproduzir o comportamento da profundidade óptica na região sul da Amazônia, com exceção da estação de Alta Floresta, e as dificuldades no caso das localidades de Belterra e São Paulo. Visando avaliar o impacto do número de inversões da AERONET utilizado para calcular a profundidade óptica média diária, a **Figura 4.6.6** compara a profundidade óptica observada e modelada para as estações em áreas de queimadas no sul da Amazônia como função do número de inversões instantâneas da AERONET. Percebe-se que existe maior dispersão entre os resultados do modelo e da AERONET quando a média diária observada é calculada com um número reduzido de inversões. A **Figura 4.6.7** e a **Tabela 4.6.2** mostram os mesmos resultados de ajuste linear e avaliações estatísticas apresentados anteriormente (**Figura 4.6.5** e a **Tabela 4.6.1**), porém considerando apenas médias diárias de profundidade óptica calculadas com o mínimo de 20 inversões. O número de casos é significativamente reduzido, porém a restrição torna a comparação mais equitativa. Como pode ser constatado nos gráficos e na tabela, ocorre uma melhora significativa na concordância entre o modelo e a observação para estações de Abracos Hill e Rebio Jaru. No caso de Rio Branco ocorre uma ligeira degradação na concordância. O resultado para Alta Floresta reforça a tese de um possível problema associado ou coincidente com eventos de alta profundidade óptica, pois repare que, para profundidades ópticas menores, a concordância entre a observação e a modelagem em Alta Floresta é comparável à de Abracos Hill e Rebio Jaru. Para as demais estações, Belterra e São Paulo, como discutido anteriormente, as diferenças são controladas por outros fatores.

Por se tratar apenas de uma estação de queimada, a base de dados é reduzida, o que impede que comportamentos como o observado para Alta Floresta sejam claramente caracterizados, por isso, em estudos futuros será necessário incluir uma base maior.

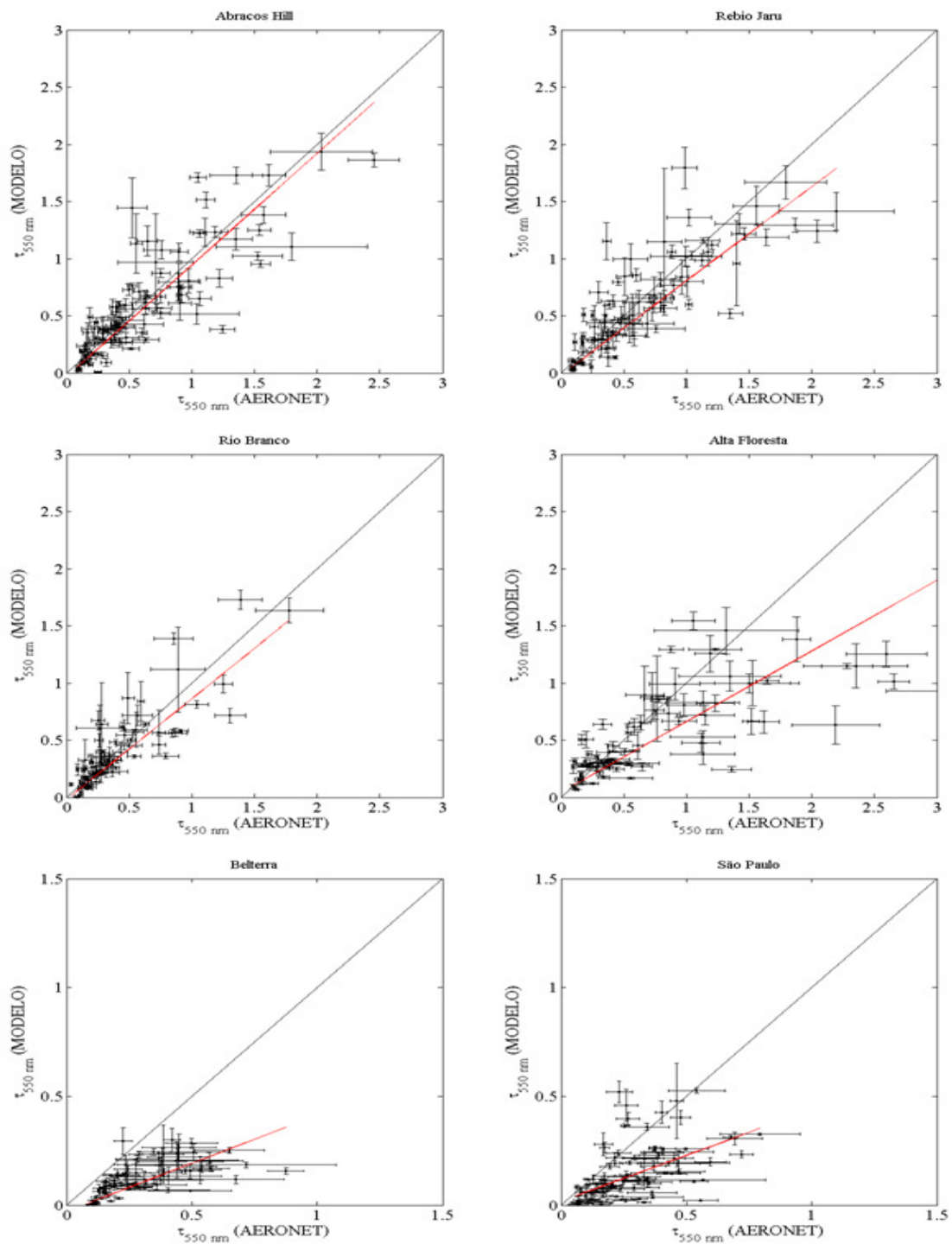


Figure 4.6. 5 – Profundidade óptica do aerossol, média diária, do modelo versus a da AERONET considerando todas as médias diárias da rede independente do número de inversões. As barras representam o desvio padrão associado à média diária.

Tabela 4.6. 1 - Parâmetros de ajustes lineares ($y=ax+b$) e resultados dos critérios estatísticos de avaliação da concordância entre a profundidade óptica média diária modelada (y) e observada (x). (N - número de casos; a - coeficiente angular; b - coeficiente linear; R^2 - coeficiente de correlação de Pearson; REMQ - Raiz do erro médio quadrático; EMA - erro médio absoluto; σ_{mod} , σ_{obs} - desvio padrão dos dados do modelo e da observação, respectivamente).

Estação	N	a	b	R^2	Viés	REMQ	EMA	$\sigma_{mod}/\sigma_{obs}$
Abracos Hill	102	0,98	-0,03	0,85	0,02	0,26	0,18	0,96
Rebio Jaru	86	0,83	-0,02	0,83	0,04	0,27	0,19	0,86
Rio Branco	83	0,88	-0,02	0,86	0,004	0,18	0,12	1,01
Alta Floresta	82	0,62	0,05	0,73	0,21	0,52	0,31	0,56
Belterra	79	0,44	-0,03	0,63	0,18	0,22	0,18	0,45
São Paulo	99	0,42	0,02	0,53	0,13	0,20	0,15	0,76

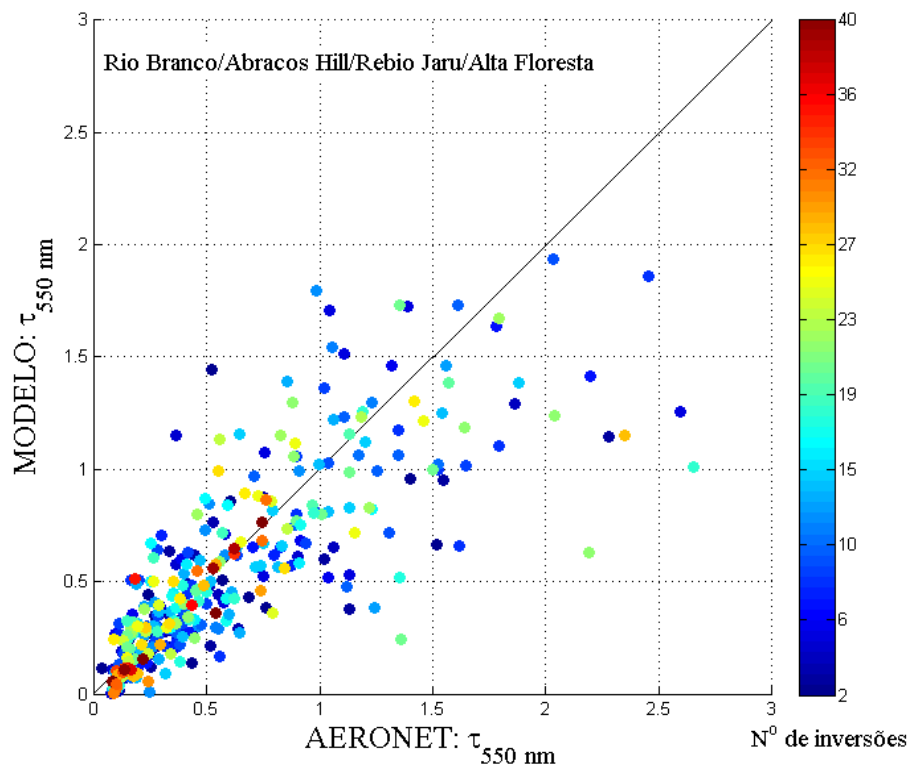


Figure 4.6. 6 - Profundidade óptica do aerossol média diária do modelo versus a da AERONET como função do número de inversões utilizadas no cálculo da média diária da rede.

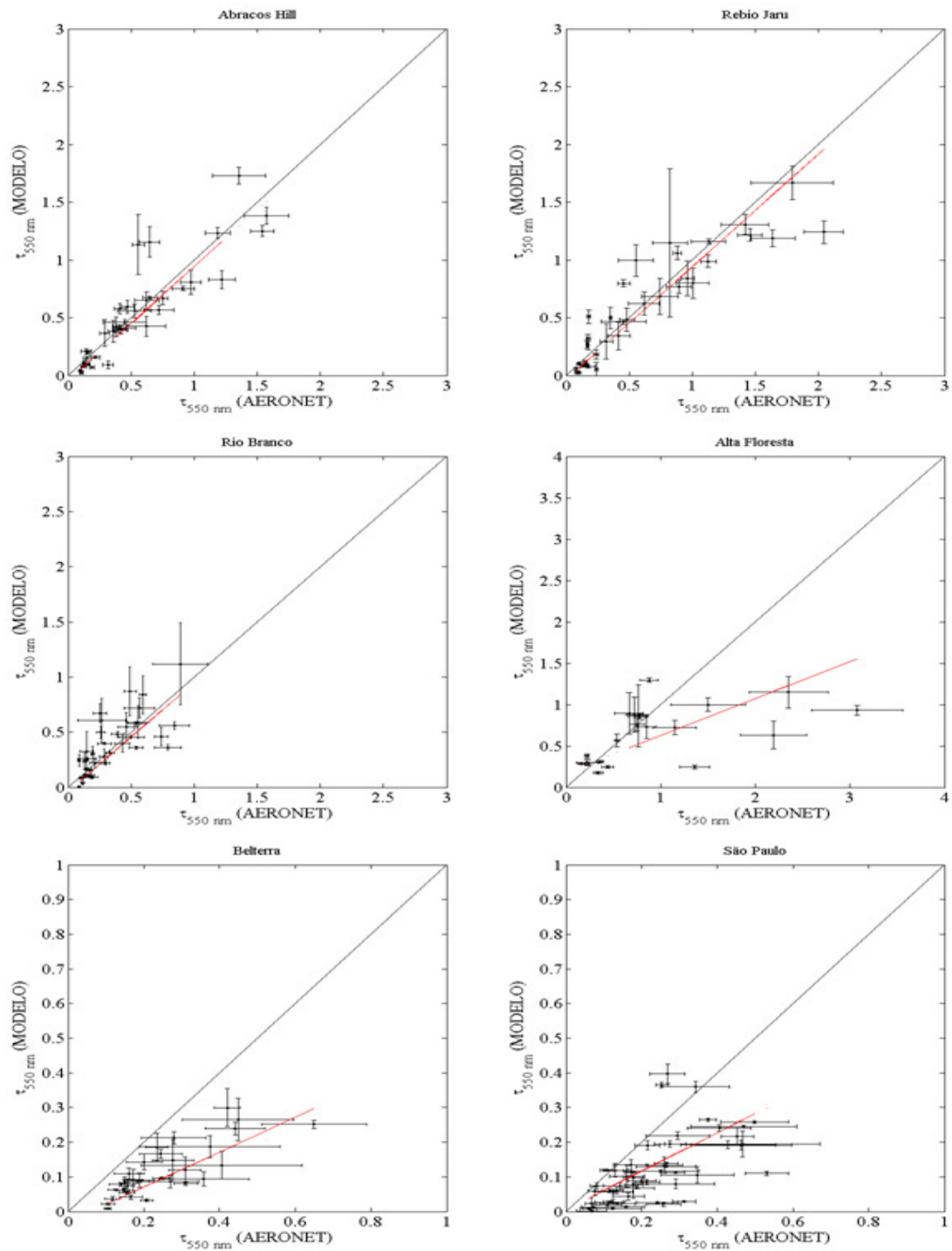


Figure 4.6. 7 - Profundidade óptica média diária do modelo versus a da AERONET considerando apenas as médias diárias da rede calculada com mais de 20 inversões. As barras representam o desvio padrão associado à média diária.

Tabela 4.6. 2 – Parâmetros de ajustes lineares ($y=ax+b$) e resultados dos critérios estatísticos de avaliação da concordância entre a profundidade óptica média diária modelada (y) e observada (x). (N - número de casos; a - coeficiente angular; b - coeficiente linear; R^2 - coeficiente de correlação de Pearson; REMQ - Raiz do erro médio quadrático; EMA – erro médio absoluto; σ_{mod} , σ_{obs} - desvio padrão dos dados do modelo e da observação, respectivamente.

Estação	N	a	b	R^2	Viés	REMQ	EMA	$\sigma_{\text{mod}}/\sigma_{\text{obs}}$
Abracos Hill	36	0,99	-0,05	0,90	0,01	0,19	0,13	1,05
Rebio Jaru	35	0,97	-0,04	0,92	0,03	0,22	0,15	0,85
Rio Branco	39	0,98	-0,04	0,75	-0,03	0,17	0,13	1,12
Alta Floresta	21	0,45	0,18	0,53	0,29	0,71	0,42	0,43
Belterra	31	0,50	-0,03	0,80	0,13	0,15	0,13	0,59
São Paulo	52	0,56	0,005	0,63	0,15	0,15	0,13	0,76

As **Figuras 4.6.8 e 4.6.9** utilizam os campos médios mensais para comparar a distribuição espacial da profundidade óptica dos aerossóis modelada com a obtida pelos sensores MODIS a bordo do TERRA e do AQUA, respectivamente. Os campos médios do modelo são calculados considerando os horários das 15Z, no caso da comparação com o TERRA, e das 18Z, no caso do AQUA. Estes são os horários mais próximos da passagem dos dois satélites. O modelo apresenta boa concordância com os sensores a bordo dos satélites na reprodução da distribuição espacial e temporal da pluma regional de aerossóis produzida pelas queimadas na região central do continente. O comportamento intra-sazonal da pluma é bem representado, o que revela a qualidade da distribuição temporal das emissões e do transporte naquela região pelo modelo.

As diferenças na magnitude da profundidade óptica dos aerossóis durante os meses de agosto e setembro, particularmente em áreas com alta concentração de partículas, podem estar, em parte, associadas com a superestimativa da profundidade óptica pelo algoritmo de inversão do MODIS. Para o mês de outubro ocorreu uma inversão na região vento abaixo das queimadas no sul da Amazônia. O modelo passou a apresentar, em média, valores maiores de profundidade óptica quando comparado com os dados dos sensores, especialmente associada à pluma de aerossóis transportada em direção ao sul. Análise anterior discutiu o problema da estimativa da emissão a partir de satélite associado à omissão de focos de queimadas, particularmente na presença de nebulosidade.

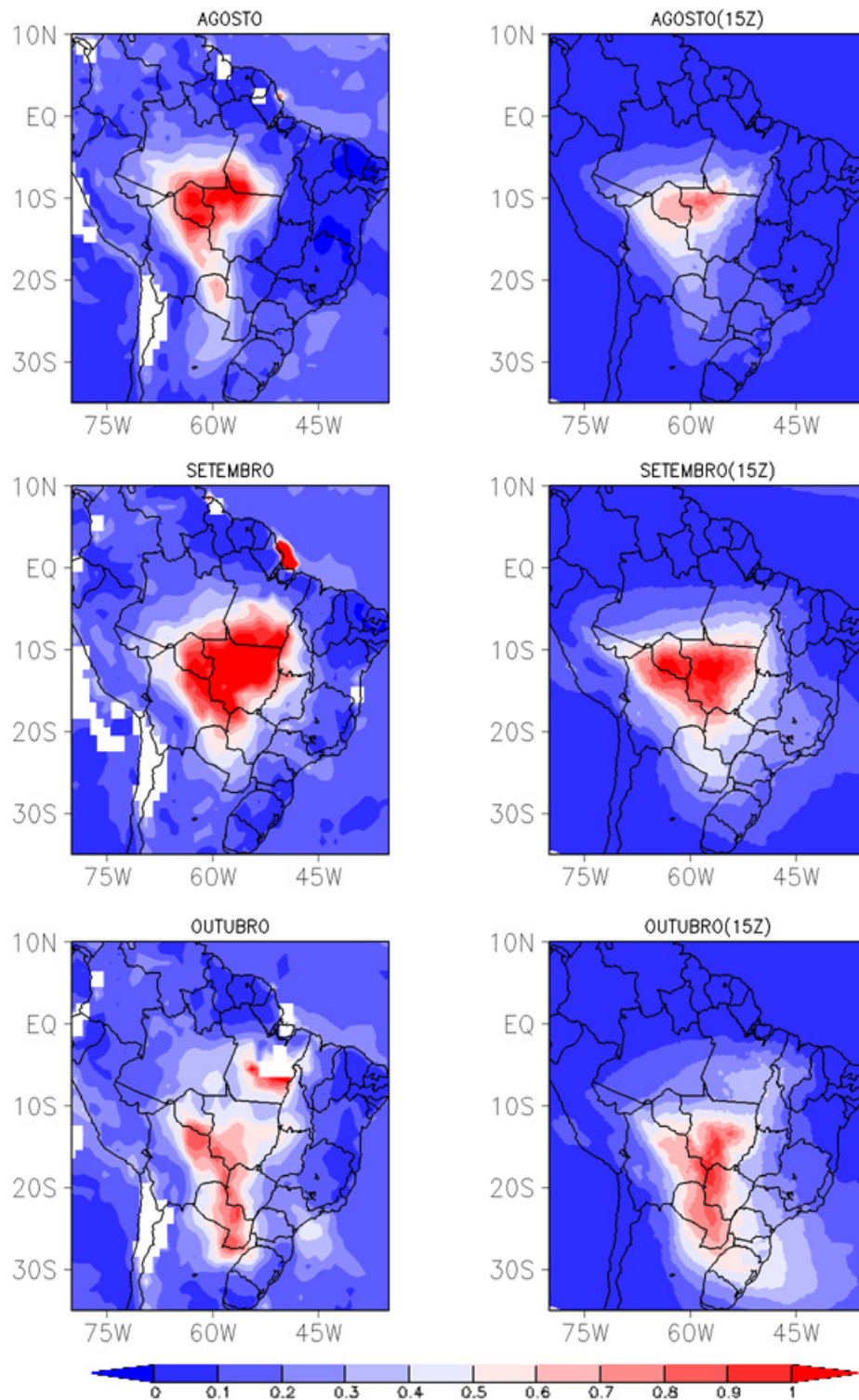


Figure 4.6. 8- Campo médio mensal da profundidade óptica dos aerossóis em 550 nm: (coluna esquerda) do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA; (coluna direita) do modelo para as 15Z.

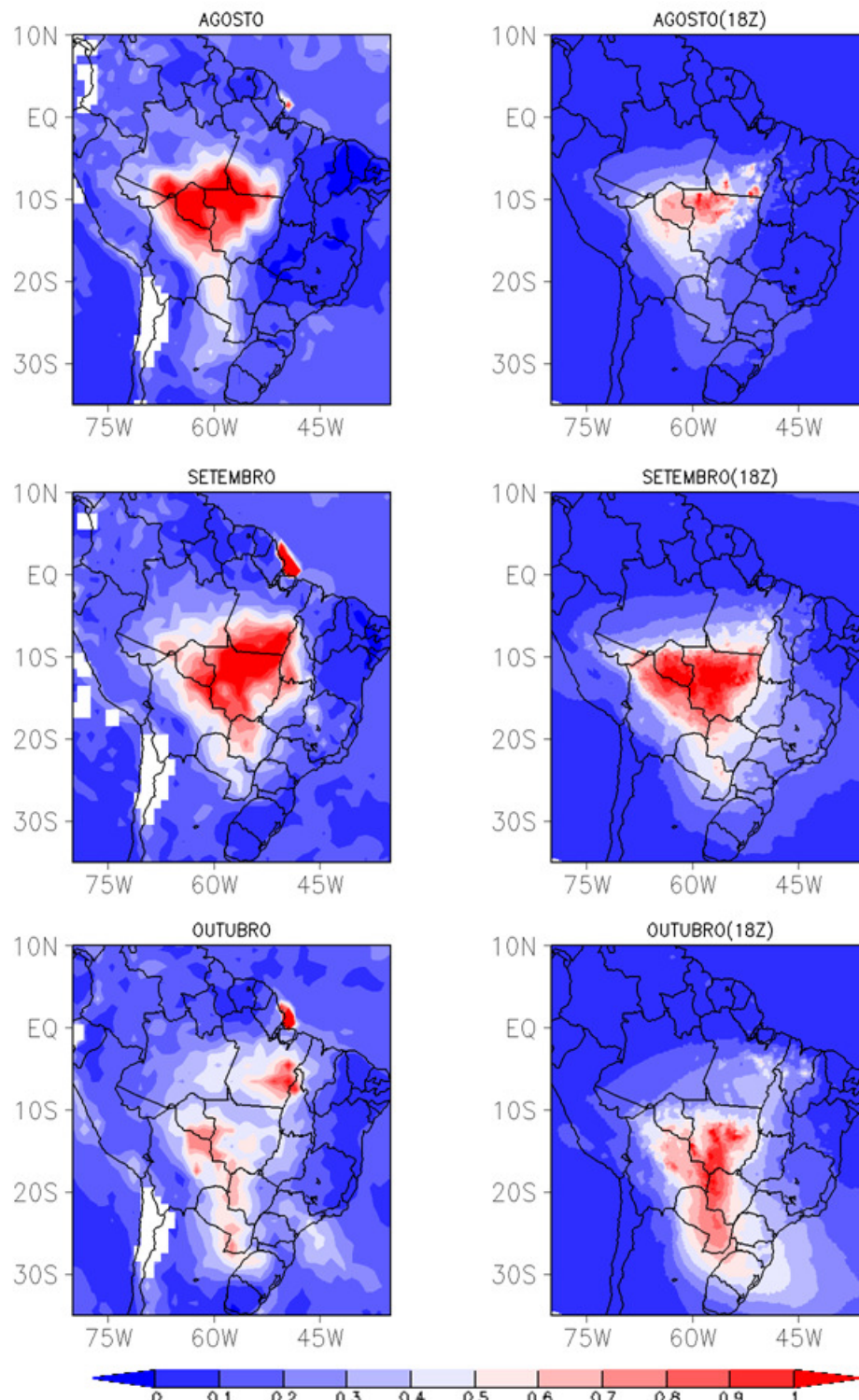


Figure 4.6. 9 - Campo médio mensal da profundidade óptica dos aerossóis em 550 nm: (coluna esquerda) do sensor MODIS a bordo do satélite AQUA; (coluna direita) do modelo para as 18Z.

Durante o mês de outubro, em geral, ocorre aumento da nebulosidade, com isso espera-se um aumento das omissões de focos de queimadas. Portanto, é pouco provável que a inversão nas diferenças entre as profundidades ópticas do aerossol, do modelo e do MODIS, esteja associada à simulação do processo de emissão. O fator mais plausível para explicar essa inversão é a remoção úmida. De fato, a região caracterizada pela superestimativa do modelo com relação ao MODIS coincide com a região na qual Freitas et al. (2010) encontraram um déficit de precipitação no modelo quando comparado com estimativas de satélites para o mesmo período em análise. Entretanto, a ausência de estações da AERONET no trajeto da pluma durante o período analisado dificulta uma análise conclusiva. As diferenças observadas entre o modelo e o sensor para a região nordeste da bacia Amazônica foram analisadas anteriormente.

A avaliação dos resultados do modelo leva, também, em consideração resultados de estudos comparativos similares envolvendo medições da AERONET, do MODIS e simulações realizadas por outros modelos de transporte (ex. Lesins e Lohmann, 2003; Matsui et al., 2004; Liu et al., 2005; Roy et al., 2007; Greed et al., 2008; Colarco et al., 2010; Carnevale et al., 2011). As divergências entre modelo e observação tanto no presente estudo como nos outros estudos referenciados evidenciam claramente a complexidade e os desafios envolvidos no modelamento da distribuição espacial e da magnitude da profundidade óptica dos aerossóis. Atendo-se especificamente aos resultados deste estudo, destaca-se como principal desafio a modelagem da emissão e da remoção úmida. Outro fator também importante, objeto de estudo do presente projeto, porém complicado de ser caracterizado no contexto da comparação modelo-observação que foi realizada, é o efeito da variabilidade das propriedades radiativas intrínsecas dos aerossóis. É difícil separar o impacto induzido por este efeito daqueles associados à modelagem dos outros processos discutidos a partir da comparação dos resultados do modelo com a observação. Entretanto, é possível caracterizar a relevância do impacto da variabilidade do fator de eficiência de extinção no cálculo da profundidade óptica do aerossol a partir de avaliação teórica. Como mostrado no tópico 4.2.2 do sub-capítulo 4.2, num sistema de aerossóis dominado pela moda fina, $Q_{\text{ext},\lambda}$ é particularmente sensível ao raio mediano da moda fina (r_{mf}) e à parte real (n_λ) do índice de refração complexo. Este fato, no caso de n_λ , é corroborado pela relação obtida entre as inversões instantâneas de profundidade óptica da moda fina, o volume total da moda fina e n_λ para a estação da AERONET em Alta Floresta (**Figura 4.6.10**). Isso sugere que, no caso das estações em áreas de queimadas, a influência da variabilidade do n_λ na extinção é mais

significativa do que a da variabilidade do r_{mf} . Como o gráfico mostra, o fator primário no aumento da profundidade óptica é o acréscimo do volume de partículas da moda fina. Entretanto, o gráfico também evidencia uma clara relação entre a magnitude da extinção e a variabilidade em n_λ . Esta relação pode ser entendida a partir da dependência de $Q_{ext,\lambda}$ com n_λ . No caso do r_{mf} não existe uma dependência clara. Aproximadamente 85% dos r_{mf} invertidos para as estações em áreas de queimadas estão dentro do intervalo 0,13-0,18 μm . De acordo com os testes realizados com o código Mie, essa variabilidade sozinha acarreta uma diferença de ~20% no $Q_{ext,440\text{ nm}}$. O valor absoluto da diferença diminui à medida que o comprimento de onda aumenta. No caso do n_λ , as inversões variam entre 1,35 e 1,55 e o impacto no $Q_{ext,440\text{ nm}}$ é de ~45%, o dobro do induzido pela variabilidade em r_{mf} . Este resultado é consistente com aqueles apresentados por Seinfeld e Pandis (2006) e Ramachandran e Reist (1995). Os primeiros mostraram que uma redução de ~0,22 na parte real do índice de refração é suficiente para reduzir a eficiência de espalhamento ($Q_{esp,550\text{ nm}}$) na região espectral do visível em 40%, e os demais obtiveram diferença de ~30% no $Q_{ext,550\text{ nm}}$ para n_λ variando entre 1,30 e 1,50. Estes resultados, em conjunto com os apresentados no sub-capítulo 4.4, colocam em evidência o potencial de impacto da variabilidade no índice de refração complexo das partículas de queimadas no efeito radiativo direto.

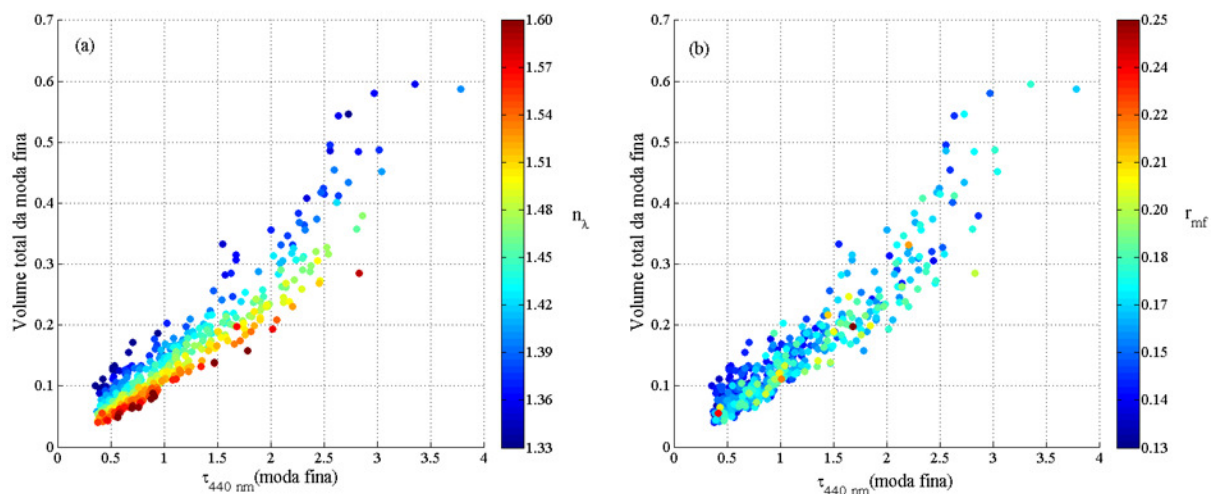


Figure 4.6. 10 – Relação entre a profundidade óptica do aerossol e o volume total da moda fina como função da: (a) parte real do índice de refração no mesmo comprimento de onda que a profundidade óptica do aerossol, (b) do raio mediano volumétrico da moda fina, de acordo com as inversões instantâneas da AERONET.

O estudo de caso para a estação de Alta Floresta (sub-capítulo 4.4) mostrou que o albedo simples das partículas de aerossóis obtido pela AERONET durante o período das queimadas é majoritariamente controlado pela variabilidade na parte imaginária do índice de refração. A análise para aquela estação ainda sugeriu uma dependência moderada do índice de refração complexo com o conteúdo de umidade integrado na coluna. Estudos da influência da umidade nas propriedades radiativas dos aerossóis têm focado principalmente nos efeitos sobre o tamanho das partículas. Em parte, a explicação pode estar associada às dificuldades em medir acuradamente o índice de refração complexo.

A dependência moderada das propriedades microfísicas dos aerossóis com a umidade observada em Alta Floresta revelou-se mais significativa que aquela com a profundidade óptica dos aerossóis. Entretanto, a parametrização das propriedades radiativas dos aerossóis como função da umidade no contexto do modelo de transporte requer evidências do caráter regional da dependência observada. Também é importante o estabelecimento da física do(s) processo(s) que controla(m) a relação entre a umidade e as propriedades microfísicas dos aerossóis. Não é apenas o conteúdo de umidade da atmosfera que influencia as propriedades das partículas. O teor de umidade do material queimado tem importante potencial de impacto na composição química das partículas, e nem sempre este está correlacionado com o conteúdo de umidade do ambiente. Enquanto o teor de umidade em certos tipos de biomassas depende significativamente da umidade ambiente, outros preservam o seu teor de umidade mesmo durante a estação seca. Portanto, em se tratando de aerossóis de queimadas, parametrizações da dependência das propriedades intrínsecas das partículas com umidade precisam levar em consideração não só a umidade do ambiente, mas também incluir de alguma forma o efeito do teor de umidade do material queimado. Neste sentido, a especiação do material particulado emitido é um ponto a ser considerado futuramente no processo de aprimoramento da representação da variabilidade das propriedades extensivas e intensivas dos aerossóis. A qualidade do desempenho do modelo na reprodução do campo de profundidade óptica para a região sul da Amazônia estabelece condições para que as divergências remanescentes entre modelo e observação sejam analisadas do ponto de vista das propriedades intensivas das partículas. Para as demais regiões, especificamente Belterra e São Paulo, esta análise será mais apropriada depois do aprimoramento do prognóstico nas concentrações das partículas. No caso de São Paulo, como mencionado anteriormente, a inclusão da emissão do material particulado urbano deverá melhorar o desempenho do modelo para aquela

região. Para Belterra é necessária maior clareza do principal processo que explica a subestimativa observada na profundidade óptica dos aerossóis. Por hora, as principais hipóteses são a remoção úmida e a omissão de focos de queimadas ambas associadas à maior presença de nebulosidade.

O tópico seguinte faz uma análise sucinta dos impactos da inclusão dos aerossóis nos fluxos de energia na superfície e na estrutura termodinâmica da baixa troposfera com foco na região sul da Amazônia. Essa escolha deve-se ao bom desempenho do modelo em reproduzir a variabilidade espacial e temporal da profundidade óptica dos aerossóis naquela região. Além disso, é a que possui a melhor base de dados observados que permite comparações dos resultados modelados com observação.

4.7

Avaliação Numérica do Impacto do Efeito Radiativo Direto no Perfil Termodinâmico da Baixa Troposfera

***E**ste último tópico apresenta e analisa os resultados da modelagem numérica dos impactos do efeito radiativo direto dos aerossóis no perfil termodinâmico da baixa troposfera. Foi simulada a evolução das condições atmosféricas durante a estação de queimadas de 2002 utilizando o CATT-BRAMS, considerando e negligenciando o efeito radiativo direto dos aerossóis. Este efeito tem o potencial de alterar a estrutura termodinâmica da atmosfera resfriando a superfície, ao reduzir a quantidade de energia disponível, e aquecer as camadas onde as partículas se encontram, devido à absorção da radiação. Os resultados são analisados a partir da diferença entre os dados dos dois cenários, na ausência e presença do efeito radiativo dos aerossóis.*

4.7.1- Efeito radiativo direto dos aerossóis

Neste tópico são apresentados os impactos na irradiância solar descendente na superfície e na taxa de aquecimento radiativo associados à inclusão do efeito radiativo direto dos aerossóis nas simulações do CATT-BRAMS. A **Figura 4.7.1** mostra os campos médios da diferença da irradiância solar descendente na superfície e da taxa de aquecimento radiativo no nível de 2 km entre as simulações, negligenciando e considerando o efeito radiativo dos aerossóis. As diferenças são apresentadas para os horários das 12, 15 e 18Z e correspondem ao período entre agosto e outubro de 2002. O campo médio da profundidade óptica dos aerossóis associado é apresentado na **Figura 4.7.2**. Como esperado, a configuração espacial das diferenças da irradiância solar e da taxa de aquecimento acompanham o campo da profundidade óptica. Os maiores desvios na irradiância e na taxa de aquecimento, da ordem de 120 Wm^{-2} e -2 Kdia^{-1} , respectivamente, ocorreram no estado de Mato Grosso onde se concentram os maiores valores de profundidade óptica ($\sim 1,0$). No gráfico da profundidade óptica são definidas 5 regiões para as quais estão sendo analisados os resultados das simulações. As regiões correspondem a áreas num raio de ~ 300 km centralizadas nas estações da AERONET. Todos os resultados apresentados a seguir correspondem ao comportamento médio dentro dessas regiões. Com isso, objetivou-se priorizar o comportamento representativo de uma vasta área em detrimento de respostas dominadas por características locais. Também privilegiou-se a análise da evolução sazonal dos efeitos dos aerossóis ao invés do efeito médio considerando toda a estação de queimada entre o cenário com e sem o efeito radiativo dos aerossóis. Tal foco permite uma melhor compreensão da diversidade das respostas e dos mecanismos que controlam a estrutura termodinâmica na presença dos aerossóis.

Visando evitar discussões redundantes, aqui são apresentados apenas os resultados referentes às regiões de Abracos Hill e Cuiabá, com foco no horário das 15Z, pois neste horário observamos as maiores diferenças do ponto de vista da irradiância na superfície e da taxa de aquecimento radiativo.

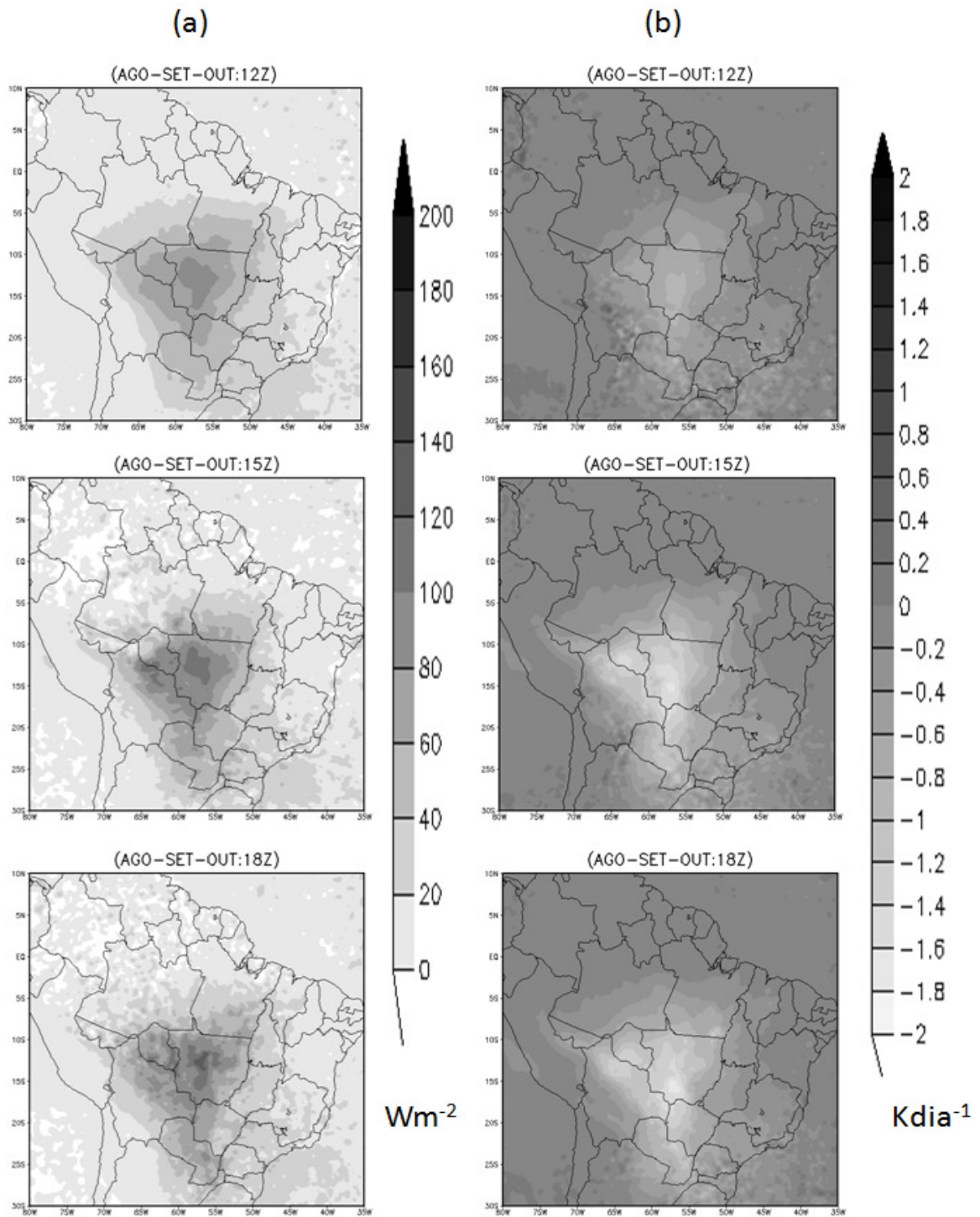


Figura 4.7. 1 – Diferença média para o período de agosto a outubro entre campos modelados negligenciando e considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis. (a) Irradiância solar descendente na superfície. (b) Taxa de aquecimento radiativo no nível de 2 km.

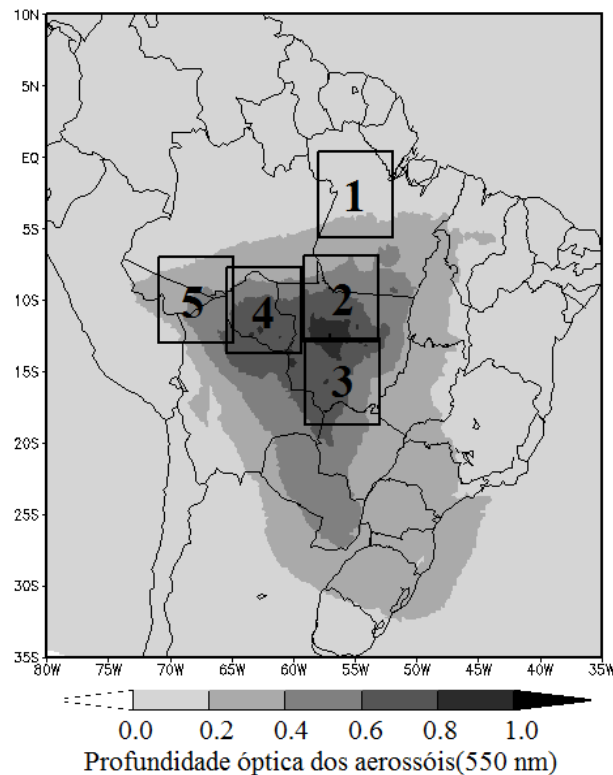


Figura 4.7. 2 – Profundidade óptica média dos aerossóis para o período de agosto a outubro. As caixas representam áreas selecionadas para a análise dos impactos do efeito radiativo direto dos aerossóis. Estas estão centralizadas nas estações da rede AERONET e incluem regiões dentro de um raio de ~300 km. 1- Belterra, 2 - Alta Floresta , 3 - Cuiabá, 4 - Abracos Hill, 5 - Rio Branco.

Os gráficos das **Figuras 4.7.3 e 4.7.4** mostram simultaneamente a evolução sazonal da profundidade óptica dos aerossóis e da irradiância na superfície segundo as observações e os resultados da modelagem. Nitidamente, a variabilidade sazonal da irradiância solar observada na superfície é melhor reproduzida quando o efeito radiativo dos aerossóis é incluído na simulação. Os largos desvios observados entre modelo e medição estão geralmente associados com nuvens. A não inclusão do efeito dos aerossóis pode levar a excedentes acima de 150 Wm^{-2} na irradiância solar na superfície por períodos de vários dias, como pode ser visto durante a segunda quinzena de setembro em Abracos Hill e Cuiabá. Além disso, excluindo os casos contaminados por nuvens, os desvios entre as observações e os resultados do modelo, considerando o efeito dos aerossóis, são consistentes com as tendências nas diferenças entre as profundidades ópticas modeladas e observadas. Para a região de Cuiabá, nota-se claramente que, quando a profundidade óptica é bem reproduzida, o modelo habilmente reproduz a evolução sazonal da irradiância na

superfície. Isso mostra a importância da inclusão e da correta modelagem do efeito radiativo direto dos aerossóis.

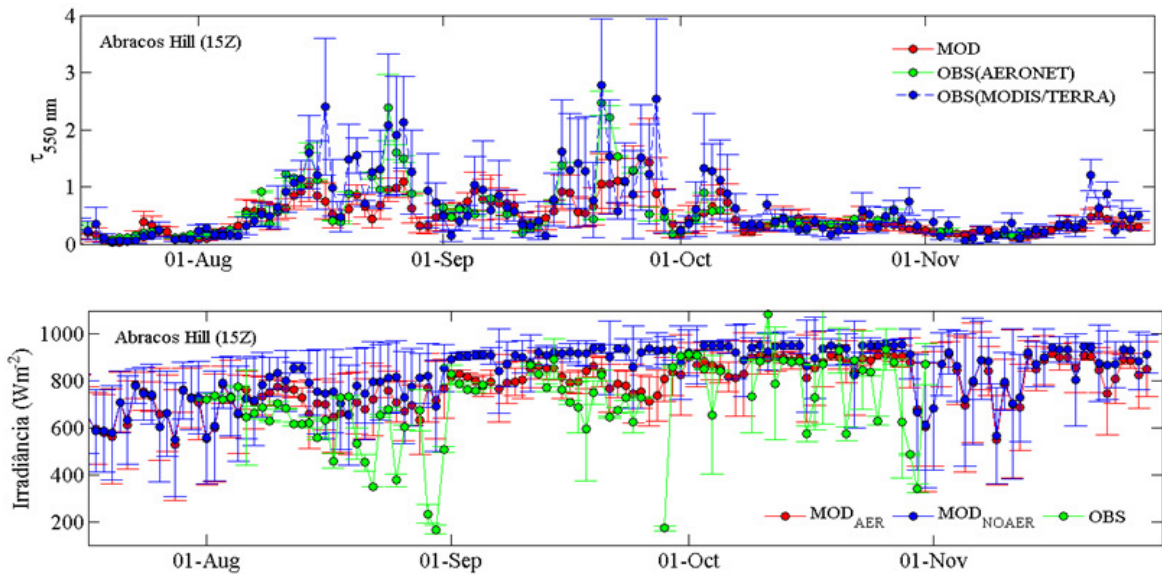


Figura 4.7. 3 – Variabilidade sazonal da profundidade óptica dos aerossóis (média diária) e irradiância solar descendente na superfície observada (15Z) e modelada para a região de Abracos Hill. A irradiância modelada é apresentada para os casos negligenciando (NOAER) e considerando (AER) o efeito radiativo dos aerossóis.

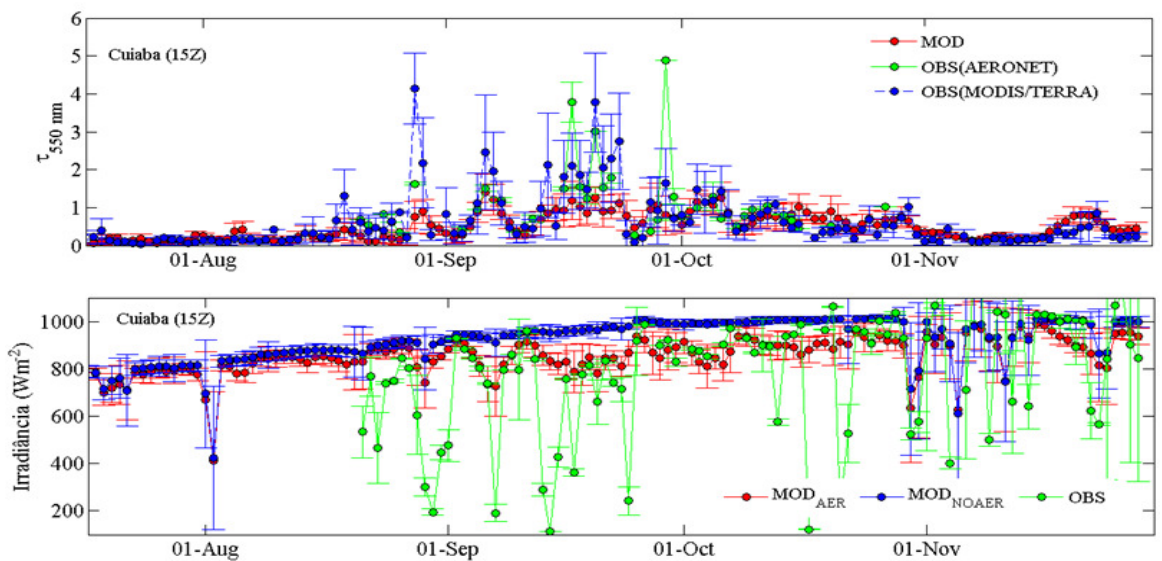


Figura 4.7. 4 – Variabilidade sazonal da profundidade óptica dos aerossóis (média diária) e irradiância solar descendente na superfície observada (15Z) e modelada para a região de Cuiabá. A irradiância modelada é apresentada para os casos negligenciando (NOAER) e considerando (AER) o efeito radiativo dos aerossóis

4.7.2- Impacto no perfil termodinâmico da baixa troposfera

O efeito radiativo direto tem o potencial de induzir alterações no perfil termodinâmico da atmosfera diretamente, através da absorção da radiação, e indiretamente a partir da redução da energia disponível para as trocas turbulentas de calor entre a superfície e as camadas adjacentes. A **Figura 4.7.5** apresenta, para a região de Abracos Hill (15Z), a variabilidade sazonal dos perfis verticais do PM_{2,5} simulada incluindo o efeito radiativo dos aerossóis, e das diferenças entre a taxa de aquecimento e temperatura, negligenciando e considerando o referido efeito. O período da estação de queimada é caracterizado por altos valores de concentração do material particulado. Após o início da estação chuvosa, entre outubro e novembro, a concentração rapidamente retorna a níveis observados antes do início do período de queima. A distribuição vertical do material particulado é, no geral, confinada abaixo do nível de 5 km, consistente com os dados do LIDAR e da aeronave. Entretanto, a estrutura do perfil da concentração abaixo deste nível é caracterizada por significativa variabilidade.

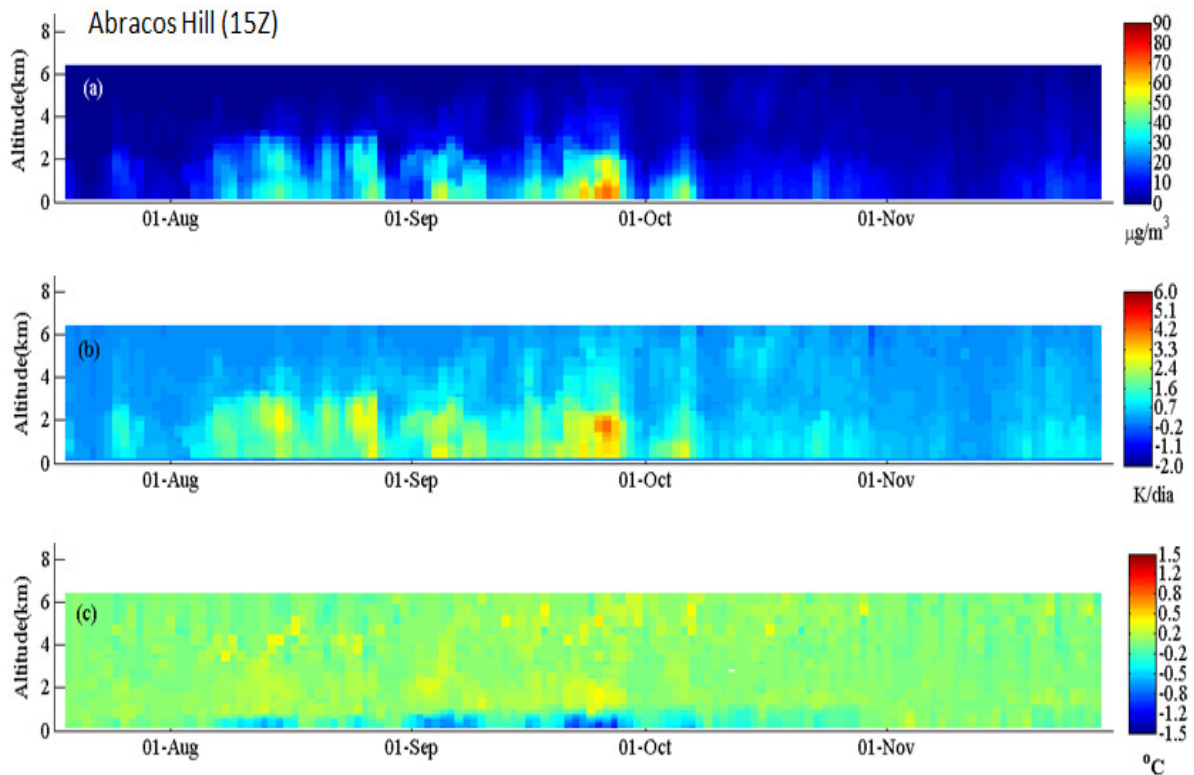


Figura 4.7. 5 – Variabilidade sazonal do perfil (a) de PM_{2,5} considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis e das diferenças entre (b) taxa de aquecimento radiativo e (c) temperatura considerando e negligenciando o efeito direto.

Como esperado, a inclusão do efeito radiativo direto dos aerossóis aumenta a taxa de aquecimento radiativo especialmente nos níveis de maior concentração de material particulado. Com relação ao perfil de temperatura, nos baixos níveis ocorre um resfriamento e nos níveis superiores, uma tendência de aquecimento. O evento mais significativo, na região de Abracos Hill, ocorreu no final do mês de setembro entre os dias 21 e 26 de setembro. As profundidades ópticas nesse período oscilaram em torno de 1, tanto no modelo como nas observações. Entretanto, picos acima de 2,0, possivelmente associados a plumas isoladas, foram medidos tanto pela AERONET como pelo MODIS. Durante o referido período diferenças instantâneas induzidas pelos aerossóis na taxa de aquecimento radiativo alcançaram a magnitude de 4 Kdia^{-1} . Este valor é similar ao obtido por Pilweskie et al.(2003) para eventos extremos de queimadas na região sul da África. Também nesse período foi verificada a maior redução instantânea na temperatura das camadas próximas da superfície, da ordem de $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$, devido à inclusão do efeito dos aerossóis. A alteração da temperatura nas camadas superiores associadas à absorção da radiação pelos aerossóis foi menor que $0,5^\circ\text{C}$. A **Figura 4.7.6** mostra o perfil médio modelado do material particulado para a estação de queimada (agosto a outubro) e para o período entre 21 e 26 de setembro.

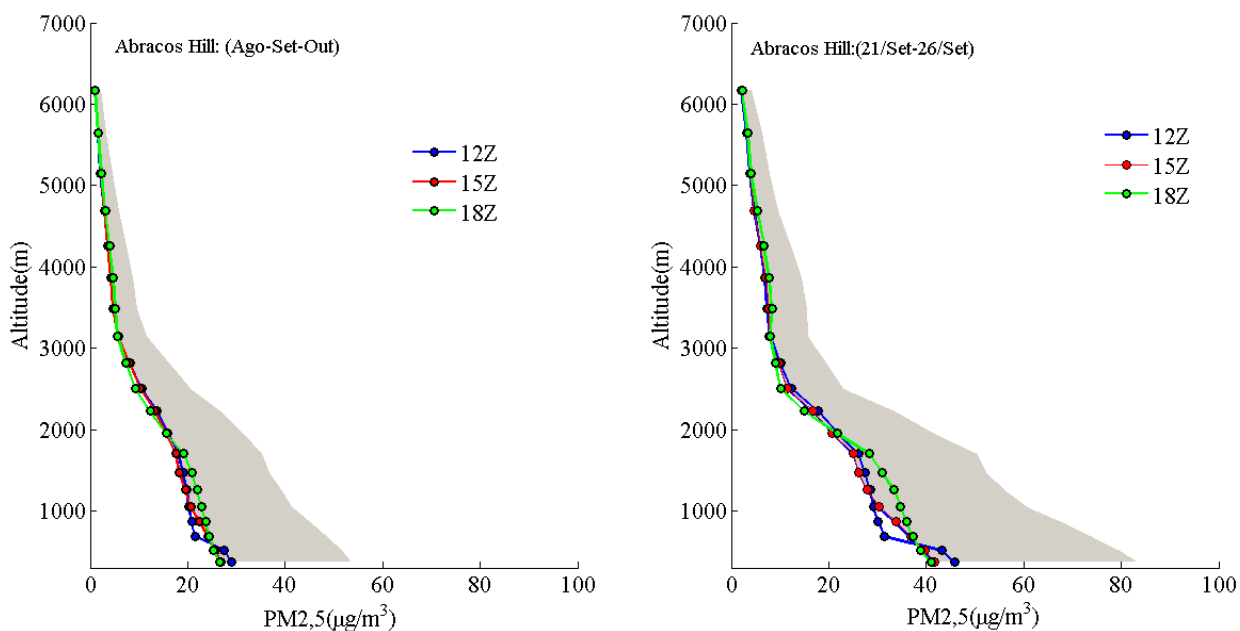


Figura 4.7. 6 – Perfil vertical médio do material particulado com diâmetro menor que $2,5 \mu\text{m}$ para a estação de queimada (ago-set-out) e para o período entre 21 e 26 de setembro para as 12, 15 e 18Z. A área sombreada representa a variabilidade para o perfil das 15Z.

A **Figura 4.7.7** apresenta a diferença entre perfis da temperatura com e sem o efeito dos aerossóis correspondentes a ambos os períodos. Diluído pelos períodos de baixa concentração de partículas na atmosfera, o impacto médio na temperatura da superfície, considerando toda a estação de queimada, é menor que 0,5 °C, enquanto para o período correspondente ao evento extremo a perturbação média é o dobro, ~ 1 °C.

No caso de Abracos Hill, no geral, os perfis de concentração dos aerossóis seguem o comportamento típico dos aerossóis na troposfera, isto é, maiores concentrações próximas da superfície e decaimento dos valores a com altitude.

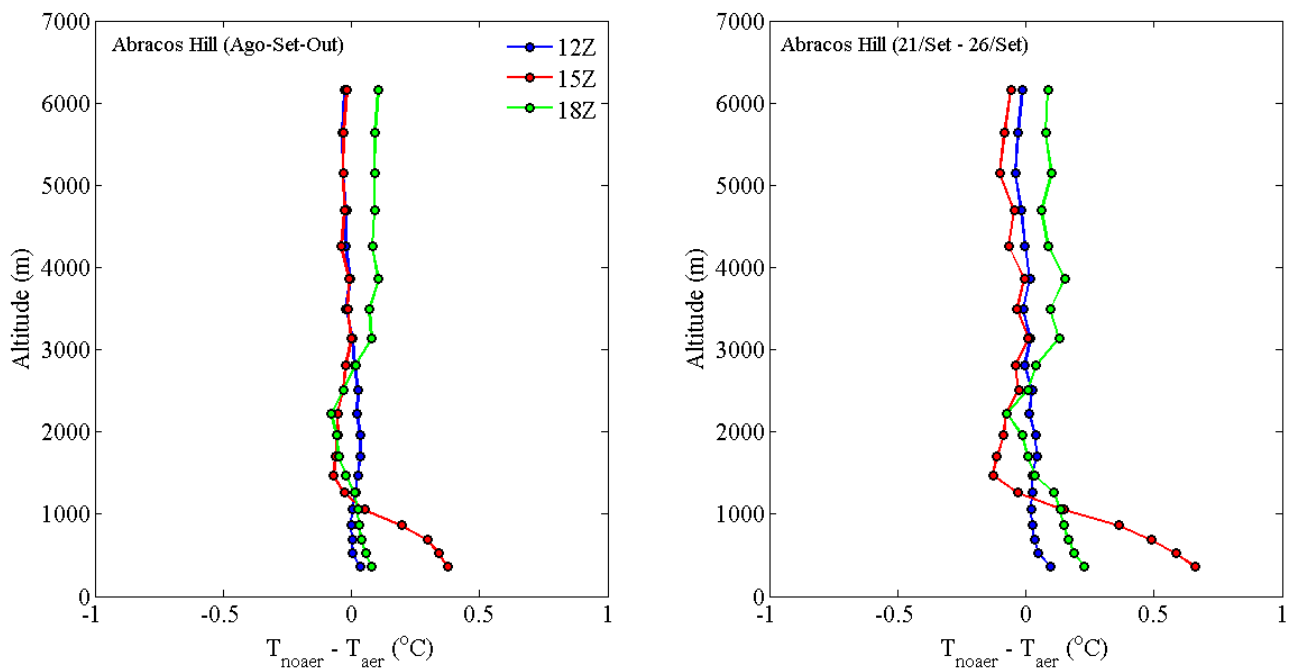


Figura 4.7. 7 – Diferença entre os perfis médios da temperatura modelados negligenciando e considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis para a estação de queimada (Ago-Set-Out) e para o período entre 21 e 26 de setembro para os horários das 12, 15, 18Z.

A **Figura 4.7.8** mostra, agora para a região de Cuiabá, a variabilidade intra-sazonal dos perfis verticais do PM_{2,5} incluindo o efeito radiativo dos aerossóis e das diferenças entre a taxa de aquecimento e temperatura, negligenciando e considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis. À semelhança do observado para a região de Abracos Hill, a inclusão do efeito radiativo dos aerossóis, no geral, induz um resfriamento dos níveis próximos da superfície e um ligeiro aquecimento das camadas próximas ao topo da camada limite planetária. Adjacente à

superfície foram também observadas diferenças instantâneas da ordem de 1,5 °C e, nas camadas próximas do topo da CLP, diferenças em torno de 0,5 °C. Entretanto, no caso de Cuiabá, o evento (22/set) responsável pela maior redução na temperatura das camadas próximas da superfície esteve associado a uma estrutura vertical de aerossóis caracterizada por baixas concentrações dentro da CLP e altos valores acima da CLP. Outro aspecto interessante é que o referido evento não foi o mais poluído ocorridos para aquela região. Visando elucidar o mecanismo por trás desse comportamento, paralelamente a esse evento, foi analisado outro caso (28/set) caracterizado por profundidade óptica similar que ocorreu dias depois, porém no qual a concentração dos aerossóis diminuiu monotonicamente com a altitude.

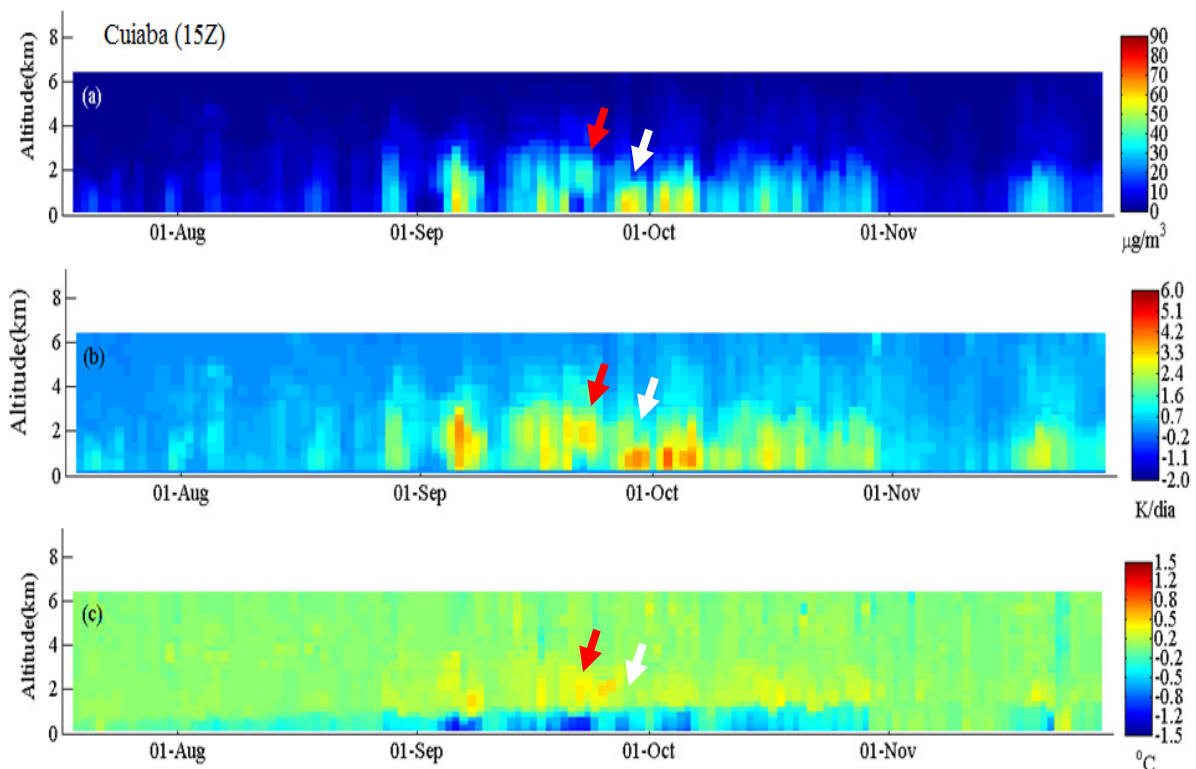


Figura 4.7. 8 - Variabilidade sazonal do perfil (a) de PM_{2,5} considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis e das diferenças entre (b) taxa de aquecimento radiativo e (c) temperatura considerando e negligenciando o efeito direto. As setas vermelha (22/Set) e branca (28/Set) mostram respectivamente dois casos caracterizados por distintos perfis de aerossóis.

Os perfis de concentração de material particulado referentes aos dois eventos são apresentados na **Figura 4.7.9**. A **Figura 4.7.10** mostra as diferenças entre o perfil de temperatura obtido, negligenciando e considerando o efeito radiativo dos aerossóis. Apesar da similaridade

entre as profundidades ópticas, os impactos na temperatura associados aos dois perfis são significativamente diferentes.

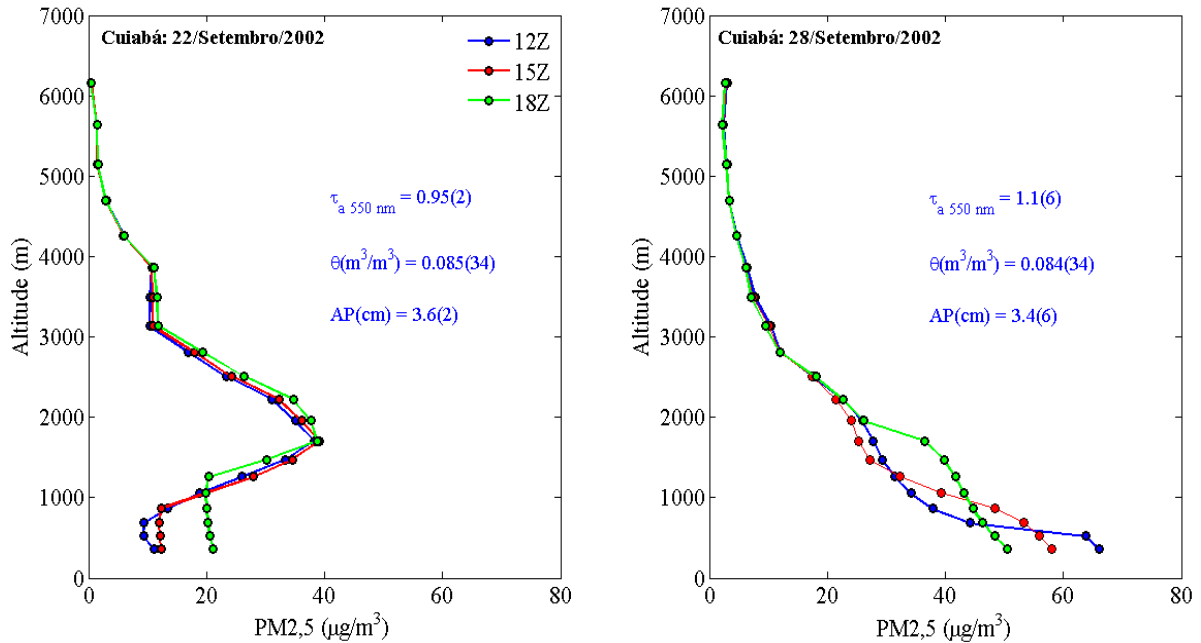


Figura 4.7. 9 - Perfil vertical do material particulado com diâmetro menor que 2,5 µm para a região de Cuiabá nos dias 22 e 28 de setembro de 2002 para os horários das 12, 15 e 18Z. Nos gráficos são apresentados os valores médios do dia referentes à profundidade óptica ($\tau_{a550\ \text{nm}}$), umidade do solo (θ) e água precipitável (AP).

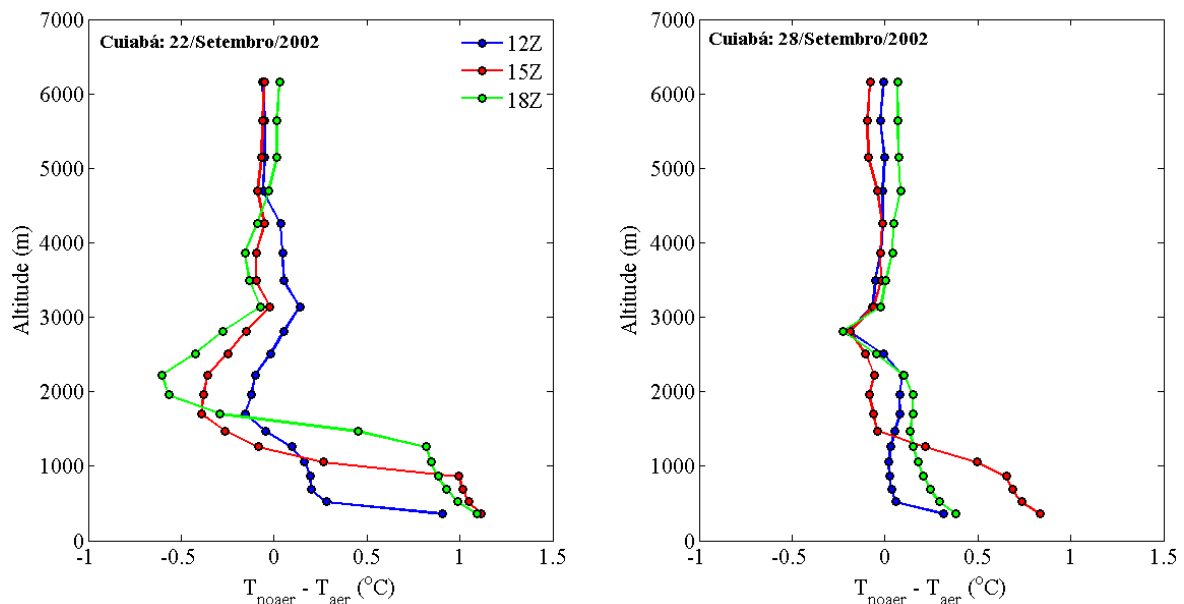


Figura 4.7. 10 - Diferença entre os perfis de temperatura modelados, negligenciando e considerando o efeito radiativo direto dos aerossóis para a região de Cuiabá, nos dias 22 e 28 de setembro de 2002 para os horários das 12, 15 e 18Z.

O impacto induzido pela pluma de aerossóis acima da CLP é maior que o induzido pelo perfil em que as maiores concentrações estão próximas da superfície. Outro aspecto importante é o efeito no ciclo diurno da magnitude do impacto. No caso dos aerossóis acima da CLP, o impacto na temperatura próxima da superfície para o horário das 12Z é o dobro do resultado obtido quando os aerossóis estão confinados dentro da CLP. Além disso, no primeiro caso, as diferenças na temperatura para o horário das 18Z é similar ao das 15Z, ao contrário do que acontece quando os aerossóis estão confinados dentro da CLP, em que é observada uma redução de ~50% na magnitude do impacto na temperatura para as 18Z quando comparado com o das 15Z (vide também o caso do evento extremo para Abracos Hill).

A razão para tal comportamento pode estar, em parte, no fato de que quanto maior a altitude de uma determinada camada atmosférica, menor é a influência dos processos da superfície nesta camada. Plumas de aerossóis acima da CLP afetam as camadas próximas da superfície remotamente ao reduzir a quantidade de energia disponível. Porém, o nível onde a pluma se encontra é marginalmente influenciado pelas perturbações por ela induzidas nos processos de superfície. Portanto, os impactos da absorção da radiação dominam nas referidas camadas. Neste caso da pluma em níveis superiores, quem controla a alteração no perfil termodinâmico dentro da CLP associada ao efeito dos aerossóis é apenas a perturbação induzida pela redução da radiação disponível. A absorção da radiação pela pluma distante, ao menos diretamente, não tem influência no perfil dentro da CLP.

No cenário em que os aerossóis estão confinados dentro da camada limite, a absorção funciona como um mecanismo de compensação, pois enquanto a redução da energia solar leva a um resfriamento dos baixos níveis, a absorção contribui no sentido oposto, ocorrendo, portanto, uma atenuação do impacto no perfil de temperatura dos baixos níveis. Quanto mais absorvedor o aerossol, maior será o efeito de compensação. Portanto, esse resultado sugere que plumas de aerossóis acima da CLP têm maior potencial de impacto na redução da temperatura das camadas próximas da superfície quando comparadas com a condição em que as partículas estão confinadas dentro da camada limite. Modelos que não representam bem os mecanismos que controlam a distribuição vertical dos aerossóis terão dificuldades em reproduzir corretamente essa dependência com a altitude dos aerossóis.

Nos dois dias analisados a umidade da superfície foi similar, o que sugere que os resultados observados são respostas predominantemente associadas a diferenças no perfil vertical dos aerossóis. Yu et al. (2002) mostraram, a partir de um modelo unidimensional, que as condições da umidade do solo desempenham um importante papel como modulador dos impactos do efeito radiativo direto dos aerossóis. A **Figura 4.7.11** mostra a diferença entre a temperatura da superfície negligenciando e considerando o efeito radiativo dos aerossóis como função da profundidade óptica, umidade do solo e, também, da água precipitável utilizando dados de todas as regiões apresentadas anteriormente na **Figura 4.7.2**. No caso de solo pouco úmido existe uma relação aproximadamente linear entre o impacto na temperatura e a profundidade óptica dos aerossóis, enquanto para condições de solo úmido, o impacto na temperatura é menor e não existe uma clara relação com a profundidade óptica.

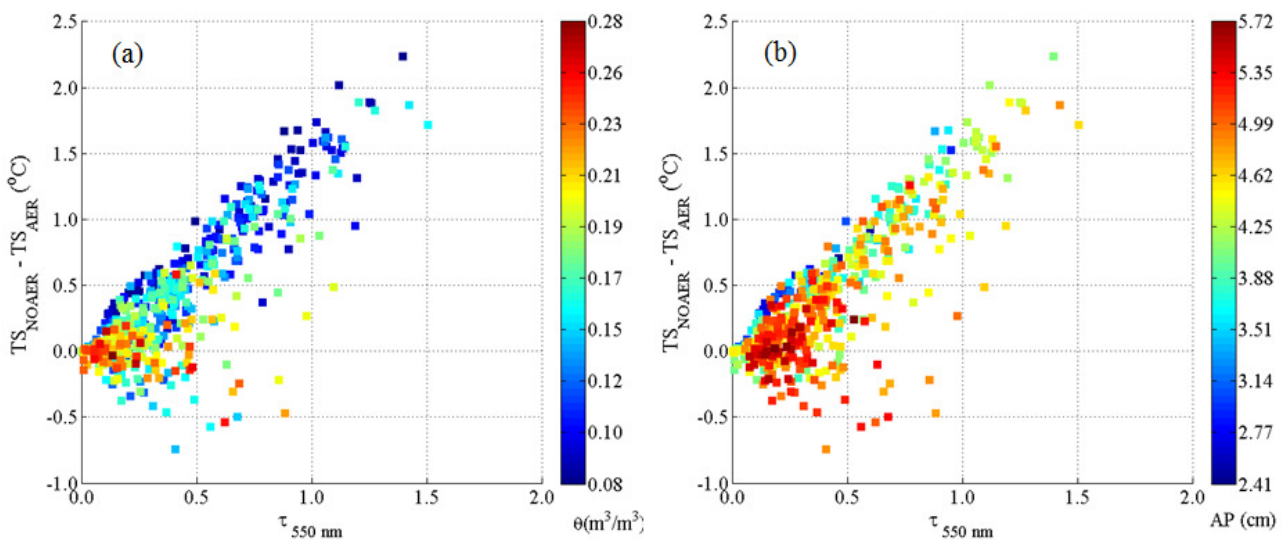


Figura 4.7. 11 – Diferença entre a temperatura a 2 m da superfície (TS) negligenciando (NOAER) e considerando (AER) o efeito radiativo direto dos aerossóis como função da profundidade óptica ($\tau_{a550 \text{ nm}}$), (a) umidade do solo (θ) e (b) água precipitável (AP).

O maior impacto na temperatura para condições de solo pouco úmido deve-se ao fato da redução na irradiância solar disponível ser majoritariamente compensada através da redução do fluxo de calor sensível (**Figura 4.7.12a**). O impacto no fluxo de calor latente é menor e não apresenta uma clara relação com a profundidade óptica (**Figura 4.7.12b**). Em condições de solo úmido, a inclusão dos aerossóis pode levar tanto a redução como aumento do fluxo de calor latente sem uma clara tendência dominante, enquanto para solo extremamente seco o aumento da profundidade óptica teve pouca influência na magnitude da diferença.

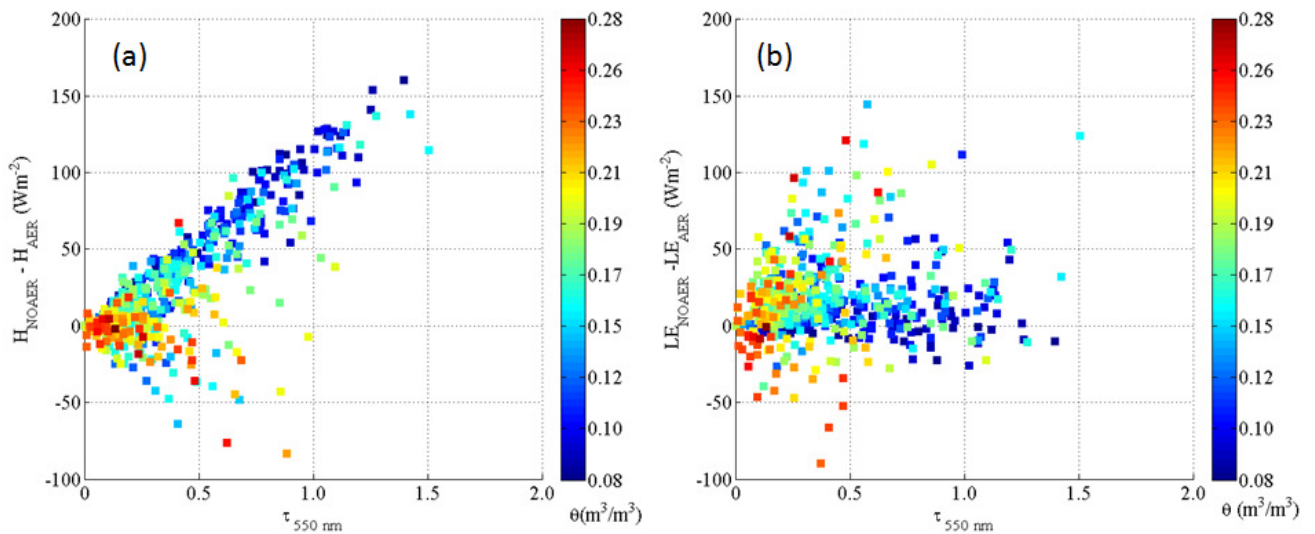


Figura 4.7. 12 - Diferença entre os fluxos de calor (a) sensível (H) e (b) latente (LE) modelados negligenciando (noaer) e considerando (aer) o efeito radiativo direto dos aerossóis como função da profundidade óptica ($\tau_{a550\text{ nm}}$) e umidade do solo (θ).

Os resultados expõem a natureza não linear dos impactos associados ao efeito radiativo direto dos aerossóis e mostram que qualquer estimativa dos impactos deste efeito no perfil termodinâmico precisa ser contextualizada do ponto de vista da distribuição vertical dos aerossóis, da capacidade de absorção das partículas e das condições de umidade do solo.

Em função da dependência com altitude das partículas e com a umidade do solo, plumas de aerossóis deslocando em direção a regiões vento abaixo da bacia Amazônica têm potencial de induzir maiores perturbações nas temperaturas das camadas próximas da superfície. Além do deslocamento em si, no geral, acima da camada limite, este acontece sobre regiões com solos menos úmidos que os encontrados na região da bacia. Por outro lado, plumas deslocando no sentido contrário, em direção a regiões dominadas por áreas de florestas, é esperado um impacto menor na temperatura das camadas próximas da superfície em função do domínio de solos mais úmidos. Portanto, experimentos regionais visando a quantificação dos impactos dos aerossóis precisam levar em consideração esse gradiente nas condições de umidade do solo que caracteriza as duas regiões adjacentes. Modelos de circulação que almejam reproduzir acuradamente esses impactos precisam resolver de forma acurada a distribuição vertical dos aerossóis. Sabe-se também que na região tropical, a modelagem do ciclo diurno dos processos de superfície tem sido um desafio, o correto modelamento do impacto dos aerossóis na temperatura, nos baixos níveis da atmosfera, vai depender da representação adequada desses processos.

5. Considerações Finais

O presente projeto teve como objetivo geral o estudo da variabilidade das propriedades ópticas dos aerossóis (profundidade óptica, albedo simples e parâmetro de assimetria) sobre a América do Sul e análise da sua relevância do ponto de vista do cálculo do efeito radiativo direto. A caracterização observacional e o modelamento da variabilidade das referidas propriedades continuam sendo importantes desafios para acurados diagnósticos e prognósticos dos impactos do efeito radiativo direto dos aerossóis no sistema climático regional.

Para tanto, foram analisadas as séries temporais das inversões de propriedades ópticas dos aerossóis obtidas pelos fotômetros da rede AERONET instalados em diferentes localidades do continente. Os campos climatológicos de profundidade óptica da rede e do sensor MODIS foram utilizados para **(a)** caracterizar a distribuição espacial e sazonal dos principais sistemas de aerossóis que afetam o continente, alguns deles pouco estudados e ainda não representados na maioria dos modelos atmosféricos regionais. Também foi analisada **(b)** a variabilidade geográfica e temporal das propriedades ópticas intensivas das partículas (albedo simples e o parâmetro de assimetria) associada aos referidos sistemas. **(c)** Foi investigada a sensibilidade do albedo simples, do parâmetro de assimetria e da eficiência de extinção à variação das propriedades microfísicas das partículas (tamanho e índice de refração), a partir das quais são derivadas. A partir da metodologia de análise de *clusters* procurou-se **(d)** caracterizar distintos regimes de propriedades ópticas atuantes em algumas das estações da AERONET. **(e)** Utilizando os regimes obtidos foi avaliada, do ponto de vista da irradiância solar na superfície, a importância de considerar a variabilidade das propriedades ópticas intensivas observadas nos sistemas de aerossóis analisados na modelagem regional do efeito radiativo direto. **(f)** Com base em distribuições verticais de aerossóis tipicamente observados nas regiões de queimadas, foi também realizada uma avaliação numérica do impacto do efeito radiativo direto no perfil da taxa de aquecimento radiativo e sua dependência com a variabilidade das propriedades ópticas naquela região.

Por último, o modelo químico de transporte CATT-BRAMS foi utilizado para um estudo de **(g)** modelamento da variabilidade espaço-temporal da profundidade óptica sobre o continente associada ao material particulado fino emitido pelas queimadas. A análise restringiu-se ao período das queimadas que ocorrem na região central do continente (agosto a outubro) devido ao domínio destas no cenário regional. **(h)** Os impactos do efeito radiativo direto dos aerossóis na irradiância solar descendente na superfície e no perfil da taxa de aquecimento radiativo foram analisados do ponto de vista da perturbação induzida no perfil

termodinâmico da baixa troposfera. Esta análise foi feita comparando os resultados das simulações do modelo considerando e negligenciando o efeito radiativo direto das partículas.

De acordo com a análise dos campos da profundidade óptica, a variabilidade geográfica e temporal dos aerossóis e suas propriedades sobre a América do Sul podem ser analisadas a partir de seis sistemas distintos: (1) a poeira transportada do deserto do Saara (Suriname); as queimadas nas regiões (2) noroeste, (3) nordeste (Belterra) e (4) central do continente (Abracos Hill, Alta Floresta, Cuiabá, Rio Branco); a (5) pluma de aerossóis na costa oeste do continente (Arica) dominada por partículas de sulfato, que se estende da região central do Chile até a costa do Peru; e (6) os aerossóis associados às emissões dos centros urbanos, entre os quais aqueles provenientes da região metropolitana de São Paulo, que são os mais proeminentes, portanto, adotados como referência. Em função da sua profundidade óptica típica e dimensão espacial, quando ativos, todos esses sistemas têm o potencial de induzir alterações significativas no balanço radiativo nas suas respectivas regiões de atuação. Quando presentes, a profundidade óptica em 550 nm nas regiões afetadas por qualquer um dos referidos sistemas é, geralmente, maior que 0,2. O impacto na irradiância solar descendente na superfície associada a esse valor pode variar entre 15 e 40 Wm^{-2} dependendo das propriedades ópticas intensivas dos aerossóis. A maior e a menor redução ocorrem para os casos de São Paulo e Arica, respectivamente. Os aerossóis em São Paulo são altamente absorvedores, enquanto os de Arica, na costa oeste, são altamente espalhadores. Entretanto, a profundidade óptica média mensal em São Paulo, nos meses mais poluídos (agosto a outubro), varia entre 0,3 e 0,6, e em Arica (janeiro a março) em torno de 0,5. As medidas da estação da AERONET em Suriname mostraram que a profundidade óptica média durante o primeiro semestre do ano naquela região varia tipicamente entre 0,2 e 0,4, associada principalmente à presença da pluma de poeira transportada da África. Sobre o oceano, nas proximidades do núcleo da pluma, os valores podem ultrapassar 0,6, de acordo com os dados do MODIS. O impacto na irradiância solar descendente na superfície varia entre 20 e 75 Wm^{-2} para as profundidades ópticas de 0,2 e 0,6, respectivamente. Com relação à região afetada pelas queimadas no noroeste do continente, valores médios mensais variam entre 0,4 (fevereiro, abril) e 0,8 (março). As perturbações na irradiância solar descendente na superfície associadas a esses valores são, respectivamente, ~ 50 e $\sim 100 \text{ Wm}^{-2}$. As maiores alterações na irradiância solar são observadas para as queimadas da região central do continente em função da maior abundância de material particulado emitido naquela região. Valores médios mensais de profundidade óptica de 1,0 são observados implicando uma redução média mensal de 150 Wm^2 na quantidade de energia solar descendente na superfície. Em novembro ocorre o pico

das queimadas da região nordeste. A profundidade óptica média mensal associada às queimadas naquela região é aproximadamente a metade da observada na região central (~0,5). Não obstante, o impacto na quantidade de radiação solar disponível na superfície continua significativo, cerca de 60 Wm^{-2} .

Como pode ser constatado, todos os seis sistemas têm impactos importantes na quantidade de energia solar descendente na superfície. Até o momento, apenas a influência dos sistemas relacionados com emissões de queimadas têm sido considerada nos modelos regionais (ex. CATT-BRAMS), sendo que maior ênfase é para as queimadas que ocorrem na região central. A representação realista do campo regional de profundidade óptica requer a inclusão desses outros sistemas nos modelos, não só do ponto de vista dos estudos do efeito radiativo direto, mas também do indireto, pois certas parametrizações do número de núcleos de condensação, importantes para o último efeito, também baseiam-se na profundidade óptica (Andreae, 2009). Além disso, a representação mais realista do campo de aerossóis sobre o continente vai permitir uma melhor avaliação dos processos que controlam a variabilidade das propriedades ópticas intensivas invertidas pela rede AERONET.

Nas estimativas de impacto na irradiância acima apresentadas, para cada sistema, foi considerado o comportamento médio das propriedades ópticas intensivas (albedo simples e parâmetro de assimetria), que variam significativamente entre os sistemas. O albedo simples médio, por exemplo, no visível (440 nm), varia entre 0,86, para São Paulo, e 0,98, para Arica. Entre os sistemas de aerossóis de queimadas, os valores médios variam entre 0,90 (cerrado) e 0,93 (sul da Amazônia). Portanto, qualquer prescrição climatológica que vise uma representação regional acurada do efeito radiativo direto dos aerossóis precisa considerar essa variabilidade espacial nas propriedades intensivas associada à natureza distinta dos aerossóis que compõem os sistemas. No entanto, o maior desafio vem do fato de que variabilidade similar à que ocorre entre os diferentes sistemas é observada dentro de um sistema particular. Em Cuiabá, por exemplo, foram classificados três regimes de propriedades ópticas, um absorvedor ($\omega_{o, 440 \text{ nm}} = 0,86 \pm 0,02$), associado ao aerossol produzido localmente, um moderado e um espalhador ($\omega_{o, 440 \text{ nm}} = 0,93 \pm 0,02$), este último relacionado com o transporte de aerossóis envelhecidos da região sul da bacia Amazônica. Para uma profundidade óptica de 0,40 e ângulo zenital solar de 30° , escolher um modelo óptico absorvedor ou o espalhador pode implicar diferenças da ordem de 40 Wm^{-2} na irradiância solar descendente na superfície. Para a região metropolitana de São Paulo, as diferenças para o mesmo cenário são maiores, $\sim 60 \text{ Wm}^{-2}$. A região apresenta um regime extremamente absorvedor ($\omega_{o, 440 \text{ nm}} = 0,82 \pm 0,03$), associado aos aerossóis localmente produzidos, e um moderadamente espalhador ($\omega_{o, 440 \text{ nm}} =$

0,91±0,02), geralmente relacionado com transporte de aerossóis das regiões de queimadas. Embora não se observe variabilidade no albedo simples da mesma magnitude entre os regimes obtidos para as regiões de queimadas na região sul da Amazônia, o impacto é realçado devido à ocorrência de altos valores de profundidade óptica. Diferença na irradiância solar similar à observada para São Paulo ($\sim 60 \text{ Wm}^{-2}$) induzida por regimes distintos de propriedades ópticas na região sul da Amazônia é, no geral, observada para profundidade óptica acima de 0,5. Porém, naquela região, profundidades ópticas acima desse valor são comuns durante o período de queimadas. Portanto, negligenciar a variabilidade das propriedades ópticas intensivas para aquela região pode implicar desvios importantes no campo da irradiância solar descendente na superfície e no perfil da taxa de aquecimento radiativo. Por outro lado, a região de Arica, embora afetada por profundidades ópticas relativamente altas no contexto urbano-industrial ($\sim 0,5$), não apresenta acentuada diferença entre os regimes ópticos, de modo que, o uso de um regime óptico baseado no comportamento médio não implicaria desvios significativos no modelamento do efeito radiativo direto dos aerossóis daquela região.

Não se tem conhecimento de medições que permitissem a análise da variabilidade das características das partículas emitidas pelas queimadas na região norte/noroeste do continente. Com relação à pluma de aerossóis transportados do Saara, o comportamento médio das propriedades ópticas em Suriname sugere a presença de uma mistura de aerossóis ligeiramente menos espalhador do que os valores climatológicos da pluma quando esta se encontra no outro extremo do Atlântico (Dubovik et al., 2002). Porém, a base de dados para aquela região é limitada para uma consistente caracterização da variabilidade das propriedades ópticas. Esses sistemas de aerossóis que afetam a região norte do continente, de modo geral, são pouco estudados, e pouco se sabe sobre o papel deles nos processos atmosféricos da sua região de atuação. A pluma de poeira do Saara é uma dos mais importantes sistemas de aerossóis dentro do sistema climático. Os processos atmosféricos e oceânicos que ocorrem na região equatorial do Atlântico, área de atuação da pluma, exercem importante influência na meteorologia da região norte do continente sul-americano. Portanto, a sua inclusão nas simulações dos modelos regionais seria de grande valia do ponto de vista da caracterização do impacto regional associado aos efeitos radiativos da pluma.

Dois aspectos importantes intrinsecamente ligados aos aerossóis e relacionados com a inclusão dos sistemas analisados nos modelos são a parametrização das fontes emissoras e a representação da variabilidade das propriedades ópticas intensivas. Atendo-se ao último aspecto, que foi tema do presente trabalho, as opções existentes são prescrição climatológica e

representação explícita. A representação estritamente explícita é inviabilizada pelo alto custo computacional envolvido e limitações no conhecimento dos processos que envolvem os aerossóis. Por outro lado, dependendo da região, prescrições climatológicas estáticas podem induzir a desvios importantes nas características radiativas dos aerossóis. Modelos climatológicos dinâmicos baseados em critérios objetivos e práticos como, por exemplo, abundância de aerossóis, podem ser de grande valia desde que haja uma relação consistente entre o parâmetro a partir do qual os critérios são definidos e a variabilidade das características das partículas. Num cenário caracterizado por sistemas de aerossóis com propriedades distintas e por processos de transporte eficientes em misturar as partículas desses diferentes sistemas, encontrar um único critério a partir do qual seja possível prescrever as variações nas características das partículas é um desafio. Isso ficou evidente na análise da variabilidade das propriedades ópticas. Mesmo dentro de um particular sistema, como foi o caso das queimadas na região central, a habilidade de critérios baseados na abundância de material particulado tem seus limites. A profundidade óptica, como parâmetro representativo da abundância, é efetivamente um ótimo indicador da transição entre as condições naturais e cenários sob influência das queimadas. Invariavelmente, valores de profundidade óptica em 550 nm acima de 0,2 na região central do continente estão associados à presença de aerossóis de queimadas. Aparentemente, para eventos extremos de profundidade óptica naquela região (profundidade óptica em 550 nm > 1,0) existe uma menor variação nas propriedades ópticas dos aerossóis. Porém, no intervalo de profundidade óptica entre 0,2 e 1,0, dentro do qual se encontra a maioria dos casos observados, o desempenho da abundância como critério de prescrição de regime óptico não é contundente.

O estudo de caso para a localidade de Alta Floresta sugere que a inclusão das condições de conteúdo de umidade nos critérios de escolha do regime óptico pode auxiliar na definição de uma prescrição mais acurada. Entretanto, não foi possível a generalização do referido estudo para outras estações de modo a avaliar a sua representatividade regional. A importância da influência da umidade nas propriedades ópticas dos aerossóis de queimadas da América do Sul é um assunto em aberto, poucos trabalhos abordaram o tema, tendo a maioria desses estudos enfatizado o impacto no tamanho das partículas devido ao crescimento higroscópico. São raros os estudos que avaliaram o impacto das condições de umidade no índice de refração complexo dos aerossóis regionais. Como mostrado nos testes de sensibilidade e no estudo para Alta Floresta, a variabilidade do albedo simples dos aerossóis a leste dos Andes é majoritariamente influenciada pela variação na composição química das partículas (índice de refração complexo). As diferenças entre o albedo simples dos aerossóis

do sul da Amazônia, da região do Cerrado e da região metropolitana de São Paulo são essencialmente induzidas pelas diferenças nos índices de refração complexo entre estas localidades.

Nesse contexto, uma das conclusões do presente estudo é a de que os passos em direção a uma acurada representação regional da variabilidade das propriedades ópticas intensivas requerem o tratamento separado das principais espécies químicas que constituem os sistemas de aerossóis ao invés de prescrições baseadas em critérios ambientais e tipos regionais. Isso implicaria uma representação semi-implícita da variabilidade das propriedades dos aerossóis, talvez não viável de imediato para modelos operacionais, mas importante a ser considerada no caso dos de pesquisa. Nos modelos operacionais, por ora, a prescrição baseada em tipos regionais seria uma alternativa plausível.

Entretanto, vale salientar que os benefícios de uma acurada representação das propriedades ópticas dependem da qualidade do prognóstico da distribuição espacial e temporal da concentração do material particulado. Nisso, a representação das fontes emissoras e dos processos de remoção e transporte é fundamental. A distribuição vertical dos aerossóis, em particular, é um desafio, principalmente em áreas de queimadas. Como mostrado por Freitas et al. (2006) e Longo et al. (2010), o nível atmosférico no qual são injetados os produtos das queimadas tem importante impacto no perfil vertical e na redistribuição espacial da concentração dos aerossóis. Certamente isso influencia também o perfil das propriedades óptica intensivas dos aerossóis. Essa hipótese carece de avaliação experimental.

A comparação entre os resultados da modelagem do campo da profundidade óptica utilizando o CATT-BRAMS com dados observados pela rede AERONET e pelo sensor MODIS mostrou a habilidade do modelo em reproduzir as características espaciais e temporais das queimadas que ocorrem na região central do continente. O modelo capturou a os principais comportamentos observados no período simulado para aquela região, relacionados ao aumento e diminuição da profundidade óptica. Entretanto, foi observada uma tendência do modelo em subestimar a profundidade óptica durante eventos extremos, principalmente para a região de transição entre áreas de floresta primária e pastagem (Alta Floresta) e na região do cerrado (Cuiabá). Avaliação preliminar sugere influência de aspectos relacionados com a representação das emissões, entretanto, as divergências estão sendo objeto de investigação. No nordeste da bacia amazônica, embora a tendência de aumento de profundidade óptica tenha sido reproduzida, o modelo subestimou sistematicamente a profundidade óptica dos aerossóis. A remoção úmida, devido ao excesso de precipitação, e a omissão de focos associada à maior cobertura de nuvens na região são as possíveis

explicações. As comparações para a região metropolitana de São Paulo mostram que as emissões urbanas precisam ser incluídas no modelo para que este reproduza de forma consistente a variabilidade e a magnitude da profundidade óptica dos aerossóis observada pela AERONET e pelo sensor MODIS.

Quanto à influência do efeito radiativo direto dos aerossóis nos fluxos de energia e na estrutura termodinâmica da baixa troposfera, os resultados sugerem que, como moduladores dos impactos do efeito direto, a distribuição vertical das partículas e as condições de umidade da superfície são, no mínimo, tão importantes quanto a variabilidade das propriedades ópticas intensivas dos aerossóis. A inclusão do efeito radiativo direto dos aerossóis, independentemente do nível atmosférico em que as partículas se encontram, tende a resfriar a superfície e as camadas adjacentes enquanto aquece os níveis em que os aerossóis estão localizados. Entretanto, para o caso dos aerossóis concentrados dentro da CLP, devido à absorção da radiação pelas partículas, o resfriamento das camadas adjacentes à superfície é menor, pois a tendência de diminuição da temperatura devido à redução do fluxo de calor sensível associada à menor quantidade de energia disponível na superfície é parcialmente compensada pela tendência de aquecimento induzida pela absorção da radiação solar pelos próprios aerossóis. Esse efeito compensatório depende do albedo simples dos aerossóis. No caso de plumas de aerossóis localizadas acima da camada limite as perturbações na termodinâmica das camadas próximas da superfície são essencialmente controladas pela redução da quantidade de energia na superfície. Os resultados sugerem que para uma mesma quantidade de material particulado, o impacto do efeito radiativo direto de uma pluma na temperatura das camadas próximas da superfície é maior quanto mais distante esta estiver da superfície. Portanto, a correta modelagem dos processos que controlam a distribuição vertical dos aerossóis é fundamental na avaliação dos seus impactos na estrutura termodinâmica da atmosfera. Com relação à umidade do solo, para condições secas, a diminuição da temperatura da superfície com o aumento da profundidade óptica obedece a uma relação aproximadamente linear. Isso está diretamente associado com a dominância do fluxo de calor sensível, sobre o qual o efeito radiativo direto dos aerossóis tem maior impacto. Em superfícies úmidas o impacto do efeito radiativo direto na temperatura da superfície é reduzido, inclusive com inversão do sinal em alguns casos.

Em suma, os resultados sugerem que qualquer conclusão a respeito dos impactos do efeito radiativo direto dos aerossóis nos fluxos de calor e no perfil termodinâmico da camada limite planetária precisa ser contextualizada em termos da altitude da camada de aerossóis e das condições de umidade da superfície. Além das propriedades intensivas das partículas, a

correta representação das propriedades da superfície e do perfil vertical dos aerossóis é fundamental para o acurado modelamento desses impactos. Campanhas experimentais que almejam avaliar observacionalmente os impactos do efeito radiativo direto dos aerossóis precisam incluir, além de medidas radiométricas e propriedades ópticas dos aerossóis, informações sobre as condições da superfície e perfil vertical dos aerossóis.

Sugestões para trabalhos futuros:

- Uma recomendação natural deste trabalho para pesquisas futuras é a inclusão dos sistemas de aerossóis analisados na modelagem da distribuição espacial dos aerossóis sobre o continente. Isso permitirá uma representação mais realista do campo da profundidade óptica, o que contribuirá para diminuir as incertezas envolvidas no cálculo do efeito radiativo direto regional dos aerossóis.

- Num cenário com aerossóis de naturezas distintas, o tratamento por espécies, ao invés de tipos regionais, será fundamental para a análise e representação da distribuição espacial das propriedades intensivas dos aerossóis. Portanto, é necessário investir em modelos numéricos que reproduzem a evolução temporal e espacial das propriedades microfísicas das principais espécies que compõe o sistema regional de aerossóis.

- Para tanto, a caracterização quantitativa e qualitativa (especiação) das emissões regional de material particulado são fundamentais. Paralelamente, é necessário investir no aprimoramento da aplicação de produtos de satélites regionais no prognóstico do campo dos aerossóis a partir da sinergia envolvendo estimativas de emissões e assimilação.

- Entre os aerossóis, o *black carbon* é o principal absorvedor de radiação. Estudos e experimentos que contribuam para o entendimento dos processos que controlam a sua abundância e evolução na atmosfera regional são necessários para reduzir as incertezas associadas à absorção da radiação, particularmente nas áreas de queimadas e ambientes urbanos.

- O papel da umidade na variabilidade das propriedades microfísicas dos aerossóis emitidos pelas queimadas carece de mais investigação, não apenas do ponto de vista do tamanho dos aerossóis, mas também com relação à composição química das partículas. Essa

investigação precisa analisar separadamente a dependência relacionada ao teor de umidade do material queimado e a associada aos processos de umidificação que ocorrem dentro da atmosfera. Neste caso, estimativas realísticas sobre o efeito indireto dos aerossóis sobre o balanço de radiação também serão possíveis.

- São necessários mais “*closure experiments*”, como o realizado para Alta Floresta, nas áreas de atuação dos sistemas de aerossóis analisados no presente estudo. As inversões dos fotômetros precisam ser acompanhadas por medidas radiométricas acuradas e mais detalhadas, que incluem medições espectrais e partição da radiação solar entre os componentes direto e difuso. Assim, será possível avaliar observacionalmente, tanto em termos quantitativos quanto qualitativos, a relevância da variabilidade das propriedades dos aerossóis. As informações obtidas também serão de grande valia em estudos de inter-comparação de códigos radiativos, esses têm sido, no geral, realizados para cenários de aerossóis distintos da realidade regional.

5. Referências Bibliográficas

- Ackerman, A. S.; O. B. Toon; D. E. Stevens; A. J. Heymsfield, e co-autores, 2000a: Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, **288**, 1042-1047.
- Ackerman, A.S.; O. B. Toon; J. P. Taylor; D.W. Johnson, e co-autores, 2000b: Effects of aerosols on cloud albedo: Evaluation of Twomey's parameterization of cloud susceptibility using measurements of ship tracks. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2684-2695.
- Albrecht, B., 1989: Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science*, **245**, 1227-1230.
- Andreae, M. O., e co-autores, 2004: Smoking clouds over the Amazon. *Science*, **303**, 1337-1341.
- Andreae, M. O., 2009: Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions, *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 543–556.
- Ansmann, A.; H. Baars; M. Tesche; D. Müller, e co-autores, 2009: Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L11802.
- Armenterasa, D.; M. Romero; G. Galindo, 2005: Vegetation fire in the savannas of the llanos orientales of Colombia. *World Resource Review*, **17**, 531-543.
- Asner, G. P., 2001: Cloud cover in Landsat observation of the Brazilian Amazon. *Int. J. Remote Sens.*, **22**, 3855-3862.
- Balkanski, Y.; M. Schulz; T. Claquin; S. Guibert, 2006: Reevaluation of mineral aerosol radiative forcings suggests a better agreement with satellite and AERONET data. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **6**, 8383-8419.
- Bela, M. M.; Longo, K.; Freitas, S.R.: Evaluation of Surface Fluxes and Precipitation in WRF Meteorological Simulations of the Amazon Basin . In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010, Belém, PA. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010.
- Bellouin, N.; O. Boucher; J. Haywood; M. S. Reddy, 2005: Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements. *Nature*, **438**, 1138-1141.
- Berbet, M. L. C.; M. H. Costa, 2003: Climate change after tropical deforestation: seasonal variability of surface albedo and its effects on precipitation change. *J. Climate*, **16**, 2099-2104.
- Berge, E., 1993: Coupling of wet scavenging of sulfur to clouds in a numerical weather prediction model. *Tellus*, **45B**, 1-22.
- Bergstrom, R. W.; P. B. Russell; P. Hignett, 2002: The wavelength dependence of black carbon particles: Predictions and results from the TARFOX experiment and implications for the aerosol single scattering albedo. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 567-577.
- Bergstrom, R. W.; P. Pilewskie; P. B. Russell; J. Redemann, e co-autores, 2007: Spectral absorption properties of atmospheric aerosols. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **7**, 10669–10686.

Bohren C. F.; D. Huffman, 1983: *Absorption and scattering of light by small particles*. Wiley, New York, USA.

Carn, S. A.; A. J. Krueger; N. A. Krotkov; K. Yang, e co-autores, 2007: Sulfur dioxide emissions from Peruvian copper smelters detected by the Ozone Monitoring Instrument. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09801.

Carnevale, C.; G. Finzi; G. Mannarini; E. Pisoni; M. Volta, 2011: Comparing mesoscale chemistry-transport model and remote-sensed Aerosol Optical Depth. *Atmos. Environ.*, **45**, 289-295.

Castanho, A. D. A.; P. Artaxo, 2001: Wintertime and summertime São Paulo aerosol source apportionment study. *Atmos. Environ.*, **35**, 4889-4902.

Castanho, A. D. A., 2005: *Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para a obtenção de profundidade óptica via satélite sobre São Paulo*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo. 250pp.

Castanho, A. D. A.; J. V. Martins; P. Artaxo, 2008: MODIS Aerosol Optical Depth Retrievals with high spatial resolution over an Urban Area using the Critical Reflectance. *J. Geophys. Res.*, **113**, D02201.

Chand, D.; D. A. Hegg; R. Wood; G. E. Shaw, e co-autores, 2010: Source attribution of climatically important aerosol properties measured at Paposo (Chile) during VOCALS. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **10**, 17853-17887.

Charlock, T. P.; T. L. Alberta, 1996: The CERES/ARM/GEWEX Experiment (CAGEX) for the retrieval of radiative fluxes with satellite data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 2673-2683.

Chu, D. A.; Y. J. Kaufman; C. Ichoku; L. A. Remer, e co-autores, 2002: Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 8007.

Chung, C. E.; V. Ramanathan; D. Kim; I. Podgorny, 2005: Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations. *J. Geophys. Res.*, **110**, D24207.

Chylek P.; J. Wong, 1995: Effect of Absorbing Aerosol on Global radiation Budget. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 929-931.

Colarco, P.; A. da Silva; M. Chin; T. Diehl, 2010: Online simulations of global aerosol distributions in the NASA GEOS-4 model and comparisons to satellite and ground-based aerosol optical depth. *J. Geophys. Res.*, **115**, D14207.

Corrêa, M. P. Índice ultravioleta: avaliações e Aplicações. 2003. 126 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

Correia, F. W. S.; R. C. S. Alvala; A. O. Manzi, 2007: Modeling the impacts of land cover change in Amazonia: a regional climate model (RCM) simulation study. *Theor. Appl. Climatol.*, **93**, 225-244.

Coutinho, L. M., 1990: *Fire in the ecology of the Brazilian cerrado*. Pages 82-105 in: J. G. Goldammer, editor. *Fire in the tropical biota-ecosystem process and global challenges*. Springer-Verlag, Berlin, Germany.

d'Almeida, G. A.; P. Koepke; E. P. Shettle, 1991: *Atmospheric aerosols: Global climatology and radiative characteristics*. A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, USA.

Ding, M., and W.-C. Wang, 1996: GCM radiation model-to-observation comparison. Proc. Seventh Symp. on Global Change Studies, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., 141–145.

Dubovik, O.; M. D. King, 2000: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, **105**, 20673-20696.

Dubovik, O.; A. Smirnov; B. N. Holben; M. D. King, e co-autores, 2000: Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, **105**, 9791-9806.

Dubovik, O.; B. Holben; T. F. Eck; A. Smirnov, e co-autores, 2002: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 590-608.

Dubovik, O.; A. Sinyuk; T. Lapyonok; B. N. Holben, e co-autores, 2006: Application of light scattering by spheroids for accounting for particle non-sphericity in remote sensing of desert dust. *J. Geophys. Res.*, **111**, D11208.

Duce, R. A., 1995: *Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate*. In: Dahlem Workshop on Aerosol Forcing of Climate. Edited by R. J. Charlson; J. Heintzenberg. Wiley, Chichester. pp. 43–72.

Dwyer, E.; S. Pinnock; J. M. Gregoire; J. M. C. Pereira, 2000: Global spatial and temporal distribution of vegetation fire as determined from satellite observations. *Int. J. Remote Sens.*, **21**, 1289-1302.

Echalar, F.; P. Artaxo; J. V. Martins; M. Yamasoe, e co-autores, 1998: Long-term monitoring of atmospheric aerosols in the Amazon Basin: Source identification and apportionment. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31849-31864.

Eck, T. F.; B. N. Holben; J. S. Reid; A. Sinyuk, e co-autores, 2009: Optical properties of boreal region biomass burning aerosols in central Alaska and seasonal variation of aerosol optical depth at an Arctic coastal site. *J. Geophys. Res.*, **114**, D11201.

Eck, T. F.; B. N. Holben; J. S. Reid; O. Dubovik, e co-autores, 1999: Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *J. Geophys. Res.*, **104**, 31333-31349.

Fearnside, P. M., 1990: Human carrying capacity in rainforest areas. *Trends Ecol. Evol.*, **5**, 192-196.

Formenti, P.; M. O. Andreae; L. Lange; G. Roberts, e co-autores, 2001: Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA)-Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in March 1998. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14919-14934.

Forster, P.; V. Ramaswamy; P. Artaxo; T. Berntsen, e co-autores, 2007: Radiative Forcing of Climate Change, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller. Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 129–234.

Freitas, S. R., 1999. *Modelagem Numérica do Transporte e da Emissão de Gases Tracos e Aerossóis de Queimadas no Cerrado e Floresta Tropical da America do Sul*. Tese de Doutorado, Universidade de Sao Paulo, Sao Paulo, Sao Paulo, 204pp.

Freitas, S.; K. Longo; M. A. F. Silva Dias; P. L. Silva Dias, e co-autores, 2005: Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. *Environ. Fluid Mech.*, **5**, 135-167.

Freitas, S. R.; K. M. Longo; M. O. Andreae, 2006: Impact of including the plume rise of vegetation fires in numerical simulations of associated atmospheric pollutants. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17808.

Freitas, S. R.; K. M. Longo; R. Chatfield; D. Latham, e co-autores, 2007: Including the sub-grid scale plume rise of vegetation fires in low resolution atmospheric transport models. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 3385-3398.

Freitas, S. R.; K. M. Longo; J. Trentmann; D. Latham, 2010: Technical Note: Sensitivity of 1-D smoke plume rise models to the inclusion of environmental wind drag. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 585-594.

Garreaud, R. D.; J. A. Rutllant; R. C. Munoz; D. A. Rahn, e co-autores, 2011: VOCALS-CUPEx: the Chilean Upwelling Experiment. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 2015-2029.

Garreaud, R. D.; R. Muñoz, 2004: The diurnal cycle in circulation and cloudiness over the subtropical southeast Pacific: A modeling study. *J. Climate*, **17**, 1699-1710.

Gevaerd, R. e S. R. Freitas, Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21, 3a, 59-73, 2006.

Giglio, L.; J. Descloitres; C. O. Justice; Y. J. Kaufman, 2003: An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS. *Remote Sens. Environ.*, **87**, 273-282.

Goudie, A. S.; N. J. Middleton, 2006: *Desert Dust in the Global System*. Springer, New York.

Greed, G.; J. M. Haywood; S. Milton; A. Keil, e co-autores, 2008: Aerosol optical depths over North Africa: 2. Modeling and model validation. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00C05.

- Grell, G.A. and D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geoph. Res. Lett.*, **29**, 14.,10.1029
- Gu, L.; J. D. Fuentes; M. Garstang; J. T. da Silva, e co-autores, 2001: Cloud modulation of surface solar irradiance at a pasture site in southern Brazil. *Agr. Forest Meteorol.*, **106**, 117-129.
- Guyon, P.; O. Boucher; B. Graham; J. Beck, e co-autores, 2003: Refractive index of aerosol particles over the Amazon tropical forest during LBA-EUSTACH 1999. *J. Aerosol. Sci.*, **34**, 883-907.
- Guyon, P.; G. P. Frank; M. Welling; D. Chand, e co-autores, 2005: Airborne measurements of trace gases and aerosol particle emissions from biomass burning in Amazonia. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2989-3002.
- Halthore, R. N.; D. Crisp; S. E. Schwartz; G. P. Anderson, e co-autores, 2005: Intercomparison of shortwave radiative transfer codes and measurements. *J. Geophys. Res.*, **110**, D11206.
- Halthore, R. N.; T. F. Eck; B. N. Holben; B. L. Markham, 1997: Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band. *J. Geophys. Res.*, **102**, 4343-4352.
- Hansen, J. E.; M. Sato; R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, **102**, 6831-6864.
- Haug, G. H.; D. Gunther; L. C. Peterson; D. M. Sigman, e co-autores, 2003: Climate and the collapse of Mayan civilization. *Science*, **299**, 173-1735.
- Haywood, J.; Boucher, O., 2000: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Rev. Geophys.*, **38**, 513-543.
- Haywood, J.; K. Shine, 1995: The effect of anthropogenic sulphate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 603-606.
- Hoelzemann, J. J.; K. M. Longo; R. M. Fonseca; N. M. E. Rosário, e co-autores, 2009: Regional representativity of AERONET observation sites during the biomass burning season in South America determined by correlation studies with MODIS Aerosol Optical Depth. *J. Geophys. Res.*, **114**, D13301.
- Holben, B. N.; T. F. Eck; I. Slutsker; D. Tanre, e co-autores, 1998: AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Rem. Sens. Environ.*, **66**, 1-16.
- Huneus, N.; L. Gallardo; J. A. Rutllant, 2006: Offshore transport episodes of anthropogenic sulfur in Northern Chile: Potential impact upon the stratocumulus cloud deck. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L19819.
- Ichoku, C.; D. A. Chu; S. Mattoo; Y. J. Kaufman, e co-autores, 2002: A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 8006.

Ichoku, C.; L. A. Remer; Y. J. Kaufman; R. Levy, e co-autores, 2003: MODIS observation of aerosols and estimation of aerosol radiative forcing over southern Africa during SAFARI 2000. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8499.

Ichoku, C.; Y. J. Kaufman; L. A. Remer; R. Levy, 2004: Global aerosol remote sensing from MODIS. *Adv. Space Res.*, **34**, 820-827.

Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, 2001: *The third assessment report to the intergovernmental panel on climate change*. Technical Report, Cambridge, New York.

Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, 2007: *The fourth assessment report to the intergovernmental panel on climate change*. Technical Report, Cambridge, New York.

Jacobson, M. Z., 2000: A physically-based treatment of elemental carbon optics: Implications for global direct forcing of aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 217-220.

Jacobson, M. Z., 2005: *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. Second Edition, Cambridge Univ. Press, New York.

Jasan, R. C.; R. R. Pla; R. Invernizzi; M. Dos Santos, 2009: Characterization of atmospheric aerosol in Buenos Aires, Argentina. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, **281**, 101-105.

Josse, C.; G. Navarro; P. Comer; R. Evans, e co-autores, 2003: *Ecological Systems of Latin America and the Caribbean: A Working Classification of Terrestrial Systems*. NatureServe, Arlington, VA.

Kaufman, L.; P. J. Rousseeuw, 1990: *Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis*. John Wiley & Sons, Inc., New York.

Kaufman, Y. J.; R. S. Fraser, 1997: The effect of smoke particles on clouds and climate forcing. *Science*, **277**, 1636-1639.

Kaufman, Y. J.; D. Tanre; O. Boucher, 2002: A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, **419**, 215-223.

Kaufman, Y. J.; P. V. Hobbs; V. W. J. H. Kirchhoff; P. Artaxo, e co-autores, 1998: Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) experiment. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31783-31808.

Kinne S.; M. Schulz; C. Textor; S. Guibert, 2005: An AeroCom initial assessment - Optical properties in aerosol component modules of global models. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **5**, 8285-8330.

Kinne, S.; M. Schulz; C. Textor; S. Guibert, e co-autores, 2006: An AeroCom initial assessment - optical properties in aerosol component modules of global models. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 1815-1834.

Kirchstetter T. W.; T. Novakov; P. Hobbs, 2004: Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21208.

Kondratyev, K. Y., 1999: *Climatic Effects of Aerosols and Clouds*. Praxis Publishing, UK.

Koren, I.; Y. Kaufman; L. A. Remer; J. V. Martins, 2004: Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. *Science*, **303**, 1342-1345.

Koren, I.; Y. J. Kaufman; R. Washington; M. C. Todd, e co-autores, 2006: The Bodele depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. *Environ. Res. Lett.*, **1**, 14005.

Kotchenruther, R. A.; P. V. Hobbs, 1998: Humidification factors of aerosols from biomass burning in Brazil. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **103**, 32081-32089.

Landulfo, E.; A. Papayannis; P. Artaxo; A. D. A. Castanho, e co-autores, 2003: Synergetic measurements of aerosols over Sao Paulo, Brazil using LIDAR, sunphotometer and satellite data during the dry season. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1523-1539.

Landulfo, E. ; Freitas, S. R. ; Longo, K. M. ; Uehara, S. ; Sawamura, P., 2009, A comparison study of regional atmospheric simulations with an elastic backscattering Lidar and Sunphotometry in an urban area. *Atmos. Chem. and Phys. Discussion (Online)*, v. 9, p. 9151-9169.

Langner, J.; H. Rhode, 1991: A global three-dimensional model of the global sulfur cycle. *J. Atmos. Chem.*, **13**, 225-263.

Lenoble, J., 1993: *Atmospheric Radiative Transfer*. A. Deepak Publishing, Hampton, VA, USA.

Lesins, G.; U. Lohmann, 2003: GCM Aerosol Radiative Effects Using Geographically Varying Aerosol Sizes Deduced from AERONET Measurements. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2747-2764.

Levoni, C.; M. Cervino; R. Guzzi; F. Torricella, 1997: Atmospheric aerosol optical properties: a database of radiative characteristics for different components and classes. *App. Opt.*, **36**, 8031-8041.

Levy, R. C.; L. A. Remer; S. Mattoo; E. F. Vermote; Y. J. Kaufman, 2007a: Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance. *J. Geophys. Res.*, **112**, D13211.

Levy, R. C., L. A. Remer, and O. Dubovik, 2007b, Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land, *J. Geophys. Res.*, **112**, D13210

Levy, R. C.; L. A. Remer; R. G. Kleidman; S. Mattoo, e co-autores, 2010: Global evaluation of the Collection 5 MODIS dark-target aerosol products over land. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 10399-10420.

Liao, H. and J. H. Seinfeld, Global impacts of gas-phase chemistry-aerosol interactions on direct radiative forcing by anthropogenic aerosols and ozone, *J. Geophys. Res.*, **110**, D18208, doi:10.1029/2005JD005907, 2005

- Liou, K. N., 2002: *An introduction to atmospheric radiation*. 2a. Edição. International Geophysics Series, **84**, Academic Press, San Diego.
- Liu, H.; R. T. Pinker; B. N. Holben, 2005: A global view of aerosols from merged transport models, satellite, and ground observations. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S15.
- Lohmann, U; J. Feichter, 2005: Global indirect aerosol effects: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 715-737.
- Longo, K., Estudos de partículas de aerossóis e gases traços na atmosfera da bacia Amazônica: Influências das circulações regionais e de larga escala, Ph.D. thesis, Instituto de Física, Universidade de São Paulo, 1999.
- Longo, K. M.; S. R. Freitas; M. Silva Dias; P. Silva Dias, 2006: Numerical modelling of the biomass-burning aerosol direct radiative effects on the thermodynamics structure of the atmosphere and convective precipitation. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO), 8, Foz do Iguaçu. *Proceedings*. São José dos Campos, INPE, 121-129.
- Longo, K. M.; S. R. Freitas; M. O. Andreae; R. Yokelson; P. Artaxo, 2009: Biomass burning, long-range transport of products, and regional and remote impacts, in: Amazonia and Global Change, edited by: M. Keller; M. Bustamante; J. Gash; P. Silva Dias. *Am. Geophys. Union*, **186**, 207-232.
- Longo, K. M.; S. R. Freitas; M. O. Andreae; A. Setzer, e co-autores, 2010: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) - Part 2: Model sensitivity to the biomass burning inventories. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 5785-5795.
- Manktelow, P. T.; G. W. Mann; K. S. Carslaw; D. V. Spracklen; M. P. Chipperfield, 2007: Regional and global trends in sulfate aerosol since the 1980s. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L14803.
- Marengo, J.; I. F. A. Cavalcanti; P. Satyamurty; I. Trosnikov, e co-autores, 2003: Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. *Clim. Dyn.*, **21**, 459-475.
- Martin, S. T.; M. O. Andreae; P. Artaxo; D. Baumgardner, co-autores, 2010: Sources and properties of Amazonian aerosol particles. *Rev. Geophys.*, **48**, RG2002.
- Martins, J. A.; M. A. F. Silva Dias; F. L. T. Goncalves, 2009: Impact of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modeling case study. *J. Geophys. Res.*, **114**, D02207.
- Martins, J. V.; P. Artaxo; C. Liousse; J. S. Reid, e co-autores, 1998: Effects of black carbon content, particle size, and mixing on light absorption by aerosols from biomass burning in Brazil. *J. Geophys. Res.*, **103**, 32041-32050.

Matsui, T.; S. M. Kreidenweis; R. A. Pielke Sr.; B. Schichtel, e co-autores, 2004: Regional comparison and assimilation of GOCART and MODIS aerosol optical depth across the eastern U.S.. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21101.

Menon, S., 2004: Current uncertainties in assessing aerosol effects on climate. *Annu. Rev. Environ. Resour.*, **29**, 1-30.

Menon, S.; J. L. Brenguier; O. Boucher; P. Davison; A. D. Del Genio, 2003: Evaluating aerosol/cloud/radiation process parameterizations with single-column models and Second Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) cloudy column observations. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4762.

Michalsky, J. J.; E. Dutton; M. Rubes; D. Nelson, e co-autores, 1999. Optimal measurement of surface shortwave irradiance using current instrumentation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 55-69.

Michalsky, J. J.; G. P. Anderson; J. Barnard; J. Delamere, e co-autores, 2006: Shortwave radiative closure studies for clear skies during the Atmospheric Radiation Measurement 2003 Aerosol Intensive Observation Period. *J. Geophys. Res.*, **111**, D14S90.

Milton, S. F.; G. Greed; M. Brooks; J. M. Haywood, e co-autores, 2008: Modeled and observed atmospheric radiation balance during the West African dry season: The role of mineral dust, biomass burning aerosol, and surface albedo. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00C02.

O'Dowd, C. D.; J. A. Lowe; M. H. Smith, 1999: Coupling sea-salt and sulphate interactions and its impact on cloud droplet concentration predications. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1311-1314.

Olivares, G.; L. Gallardo; J. Langer; B. Aarhus, 2002: Regional dispersion of oxidized sulfur in central Chile. *Atmos. Environ.*, **36**, 3819-3828.

Omar, A. H.; J. G. Won; D. M. Winker; S. C. Yoon, e co-autores, 2005: Development of global aerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10S14.

Orsini, C.; M. Tabacniks; P. Artaxo; M. F. Andrade; A. Kerr, 1986: Characteristics of fine and coarse particles of natural and urban aerosols of Brazil. *Atmos. Environ.*, **20**, 2259-2269.

Otero, L. A.; P. R. Ristori; E. E. Pawelko; J. V. Pallotta, e co-autores, 2011: Biomass burning aerosol detection over Buenos Aires City. August 2009 XVII Reunión Iberoamericana de Óptica & X Encuentro de Óptica, Láseres y Aplicaciones. *J. Phys: Conf. Series*, **274**, 012092.

Pantoja, N. V.; I. F. Brown, 2007: Acurácia dos sensores AVHRR, GOES e MODIS na detecção de incêndios florestais e queimadas a partir de observações aéreas no estado do Acre, Brasil. *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. Florianópolis, Brasil. 21-26 abril 2007, INPE, p. 4501-4508.

Penner, J. E.; M. Andreae; H. Annegarn; L. Barrie, e co-autores, 2001: *Climate change 2001: the scientific basis*. Cambridge University Press.

- Perry, K. D.; T. A. Cahill; R. A. Eldred; D. D. Dutcher; T. E. Gill, 1997: Long-range transport of North African dust to the eastern United States. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **102**, 11225-11238.
- Pilewskie, P., Pommier, J., Bergstrom, R., Gore, W., Rabbette, M., Howard, S., Schmid, B., and Hobbs, P. V.: Solar Spectral Radiative Forcing During the South African Regional Science Initiative, *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JD002411, 2003.
- Possehl, G., 1996: *Indus Age. The writing System*. Philadelphia: University of Pennsylvania Press. (New Delhi: Oxford & IBH, 1996)
- Prins, E.; J. Feltz; W. Menzel; D. Ward, 1998: An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and 1995 fire season in South America. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31821-31835.
- Procopio, A. S.; L. A. Remer; P. Artaxo; Y. J. Kaufman; B. N. Holben, 2003: Modeled Spectral Optical Properties for Smoke Aerosols in Amazonia. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2265.
- Procopio, A. S.; P. Artaxo; Y. J. Kaufman; L. A. Remer, e co-autores, 2004: Multiyear Analysis of Amazonian Biomass Burning Smoke Radiative Forcing of Climate. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L3108.
- Radke, L. F.; A. S. Hegg; P. V. Hobbs; J. E. Penner, 1995: Effects of aging on the smoke from a large forest fire. *Atmos. Res.*, **38**, 315-332.
- Raes, F., 1995a: Entrainment of free tropospheric aerosols as a regulating mechanism for cloud condensation nuclei in the remote marine boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **100**, 2893-2903.
- Raes, F., J. Wilson, R. Van Dingenen, 1995b: Aerosol Dynamics and Its Implication for the Global Aerosol Climatology. In: Dahlem Workshop on Aerosol Forcing of Climate. Edited by R. J. Charlson; J. Heintzenberg. Wiley, Chichester. pp. 153–169.
- Ramachandran, G.; P. C. Reist, 1995: Characterization of morphological changes in agglomerates subject to condensation and evaporation using multiple fractal dimensions. *J. Aerosol. Sci.*, **23**, 431-442.
- Ramana, M. V.; V. Ramanathan; D. Kim; G. C. Roberts; C. E. Corrigan, 2007: Albedo, atmospheric solar absorption and heating rate measurements with stacked UAVs. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**, 1913-1931.
- Ramanathan, V.; P. J. Crutzen; J. T. Kiehl; D. Rosenfeld, 2001: Aerosol, climate, and hydrological cycle. *Science*, **294**, 2119-2124.
- V. Ramaswamy et al., in Climate Change 2001: The Scientific Basis (Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC, Cambridge Univ. Press, Cambridge, (2001), pp. 349 - 416.
- Reid, J. S.; P. V. Hobbs, 1998: Physical and optical properties of young smoke from individual biomass fires in Brazil. *J. Geophys. Res.*, **103**, 32013-32030.

- Reid, J. S.; R. J. Ferek; D. R. Blake; J. V. Martins, e co-autores, 1998: Physical, chemical, and optical properties of regional hazes dominated by smoke in Brazil. *J. Geophys. Res.*, **103**, 32059-32080.
- Reid, J. S.; T. F. Eck; S. A. Christopher; R. Koppmann, e co-autores, 2005: A review of biomass burning emissions part III: intensive optical properties of biomass burning particles. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 827-849.
- Remer, L. A.; Y. J. Kaufman; B. N. Holben; A. M. Thompson; D. McNamara, 1998: Biomass burning aerosol size distribution and modeled optical properties. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31879-31891.
- Remer, L. A.; D. Tanre; Y. J. Kaufman; C. Ichoku, 2002: Validation of MODIS aerosol retrieval over ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, MOD3.
- Ricchiazzi, P.; S. Yang; C. Gautier; D. Sowle, 1998: SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 2101-2114.
- Rissler, J.; A. Vestin; E. Swietlicki; G. Fisch; J. Zhou, e co-autores, 2006: Size distribution and hygroscopic properties of aerosol particles from dry-season biomass burning in Amazonia. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 471-491.
- Romero, O. E.; C. B. Lange; G. Fischer; U. F. Treppke; G. Wefer, 1999: Variability in export production documented by downward fluxes and species composition of marine planktonic diatoms: observations from the tropical and equatorial Atlantic. In: G. Fischer and G. Wefer, Editors. *Use of Proxies in Paleooceanography, Examples from the South Atlantic*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 365-392.
- Rosario, N. M. E.; Yamasoe, M. A.; Longo, K. M., 2009. Aerosol Optical Depth and Ångström Coefficient retrievals over the Amazon Forest during 2007 biomass burning season. Current Problems in Atmospheric Radiation (IRS 2008): Proceedings of the International Radiation Symposium (IRC/IAMAS). *AIP Conf. Proc.*, **1100**, 494-497.
- Ross, J. L.; P. V. Hobbs; B. Holben, 1998: Radiative characteristics of regional hazes dominated by smoke from biomass burning in Brazil: closure tests and direct radiative forcing. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31925-31941.
- Roy, B.; R. Mathur; A. B. Gilliland; S. C. Howard, 2007: A comparison of CMAQ-based aerosol properties with IMPROVE, MODIS, and AERONET data. *J. Geophys. Res.*, **112**, D14301.
- Saldiva P. H. N.; M. King; V. L. C. Delmonte, e co-autores, 1992: Respiratory alterations due to urban air pollution: an experimental study in rats. *Environ. Res.*, **57**, 19-33.
- Schafer, J. S.; B. N. Holben; T. F. Eck; M. A. Yamasoe; P. Artaxo, 2002: 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. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8074.

- Schafer, J. S.; T. F. Eck; B. N. Holben; P. Artaxo; A. F. Duarte, 2008: Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in Amazonia from long-term AERONET monitoring (1993-1995 and 1999-2006). *J. Geophys. Res.*, **113**, D04204.
- Schultz, M. G.: On the use of ATSR fire count data to estimate the seasonal and interannual variability of vegetation fire emissions, *Atmos. Chem. Phys.*, **2**, 387–395, 2002.
- Schulz, M.; C. Textor; S. Kinne; Y. Balkanski, e co-autores, 2006: Radiative forcing by aerosols as derived from the AeroCom present-day and pre-industrial simulations. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 5225-5246.
- Seinfeld, J. H.; S. N. Pandis, 1997: *Atmospheric Chemistry and Physics*. John Wiley & Sons, New York, NY, USA.
- Seinfeld, J. H.; S. N. Pandis, 1998: *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. Wiley, New York, NY, USA.
- Seinfeld, J. H.; S. N. Pandis, 2006: *Atmospheric Chemistry and Physics: From air Pollution to Climate Change*. 2a Edição. Wiley-Interscience, New York, USA.
- Setzer, A.; Pereira, M., 1991: Amazonia biomass burnings in 1987 and an estimate of their tropospheric emissions. *Ambio*, **20**, 19-22.
- Shettle, E. P.; R.W. Fenn, 1979: *Models for aerosol lower atmosphere and effects of humidity variations on their optical properties*. Report Tr-79-0214, U. S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Massachusetts.
- Shkolnik, I. M.; V. P. Meleshko; V. M. Kattsov, 2007: The MGO climate model for Siberia. *Russian Meteorology and Hydrology*, **32**, 351-359.
- Silva Dias, M. A. F., et al., Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region, *J. Geophys. Res.* **107** , 8072, 2002.
- Smirnov, A.; T. F. Eck; O. Dubovik; I. Slutsker, 2000: Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET database. *Remote Sens. Environ.*, **73**, 73337-73349.
- Smirnov, A.; B. N. Holben; A. Lyapustin; I. Slutsker; T. F. Eck, 2004: AERONET processing algorithm refinement, paper presented at AERONET Workshop. NASA, El Arenosillo, Spain.
- Stamnes K.; S. C. Tsay; W. Wiscombe; K. Jayaweera, 1988: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layer media. *Appl. Opt.*, **27**, 2502-2509.
- Stephens, D. L., 1994: *Remote Sensing of the Lower Atmosphere*. New York University Press.
- Stier, P.; J. H. Seinfeld; S. Kinne; O. Boucher, 2007: Aerosol absorption and radiative forcing. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 5237-5261.

Swap, R.; M. Garstang; S. A. Macko; P. D. Tyson, e co-autores, 1996: The long range transport of southern African aerosols to the tropical South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **101**, 23777-23791.

Swap, R.; S. Ulanski; M. Cobbett; M. Garstang, 1996: Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks. *J. Geophys. Res.*, **101**, 4205-4220.

Talbot, R. W.; R. C. Harriss; E. V. Browell; G. L. Gregory, e co-autores, 1986: Distribution and geochemistry of aerosols in the tropical North Atlantic troposphere: Relationship to Saharan dust. *J. Geophys. Res.*, **91**, 5173-5182.

Tanre, D.; Y. J. Kaufman; M. Herman; S. Mattoo, 1997: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16971-16988.

Tegen, I.; A. A. Lacis; I. Fung, 1996: The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, **380**, 419-422.

Textor, C.; M. Schulz; S. Guibert; S. Kinne, 2006: Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 1777-1813.

Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152.

Toon, O.B., Turco, R.P., Westphal, D., Malone, R., Liu, M.S., 1988. A multidimensional model for aerosols: Description of computational analogs. *J. Atm. Sci* 45 (15), 2124–2143.

van de Hulst, H. C., 1968a: Radiative transfer in thick atmospheres with an arbitrary scattering function. *Bull. Astron. Inst. Netherlands*, **20**, 77-86.

van de Hulst, H. C., 1968b: Asymptotic fitting, a method for solving anisotropic transfer problems in thick layers. *J. Comput. Phys.*, **3**, 291-306.

van De Hulst, H. C., 1981: *Light scattering by small particles*. Courier Dover Publications, New York, Dover.

Veblen, T.; K. Young; A. Orme, 2007: *The physical Geography of South America*. Oxford University Press, USA.

Walko, R. L.; L. E. Band; J. Baron; T. G. F. Kittel, e co-autores, 2000: Coupled atmosphere–biophysics–hydrology models for environmental modeling. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 931-944.

Wang, C.; G. R. Jeong; N. Mahowald, 2009: Particulate absorption of solar radiation: anthropogenic aerosols vs. dust. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 3935-3945.

Ward, D.; R. Susott; J. Kauffman; R. Babbitt, e co-autores, 1992: Smoke and fire characteristics for Cerrado and deforestation burns in Brazil: BASE-B experiment. *J. Geophys. Res.*, **97**, 14601-14619.

Weiss, H.; R. S. Bradley, 2001: What drives societal collapse? *Science*, **291**, 609-610.

Westphal, D. L.; O. B. Toon, 1991: Simulation of microphysical, radiative, and dynamical processes in a continental-scale forest smoke plume. *J. Geophys. Res.*, **96**, 22379-22400.

Wild, M., 1999: Discrepancies between model-calculated and observed shortwave atmospheric absorption in areas with high aerosol loadings. *J. Geophys. Res.*, **104**, 27361-27371.

Wild, M., 2005: Solar radiation budgets in atmospheric model intercomparisons from a surface perspective. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07704.

Wiscombe, W. J. 1995 Atmospheric Physics - An Absorbing Mystery, *Nature*, 376, 466-467.

Wood, R.; C. R. Mechoso; C. S. Bretherton; R. A. Weller, e co-autores, 2011: The VAMOS Ocean-Cloud-Atmosphere-Land Study Regional Experiment (VOCALS-REx): goals, platforms, and field operations. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 627-654.

Wood, R.; C. S. Bretherton; C. R. Mechoso; R. A. Weller, e co-autores, 2010: The VAMOS Ocean-Cloud-Atmosphere-Land Study Regional Experiment (VOCALS-REx): goals, platforms, and field operations. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **10**, 20769-20822.

Yamasoe, M. A., 1999: *Estudo de propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, 213pp.

Yamasoe, M. A.; Y. J. Kaufman; O. Dubovik; L. A. Remer, e co-autores, 1998: Retrieval of the real part of the refractive index of smoke particles from sun/sky measurements during SCAR-B. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31893-31902.

Yamasoe, M.A., Artaxo, P., Miguel, A.H., Allen, A.G., 2000. Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of vegetation fires in the Amazon Basin: watersoluble species and trace elements. *Atmospheric Environment* 34, 1641–1653.

Yu, H.; Y. J. Kaufman; M. Chin; G. Feingold, 2006: A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 613-666.

Zdunkowski, W.; T. Trautmann; A. Bott, 2007: *Radiation in the Atmosphere*. Cambridge University Press, Cambridge.

Apêndice A

Tabela A.1: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Suriname.

Suriname	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,16	0,46
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	0,54	0,08
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,74/0,72/0,72/0,73	0,76/0,75/0,75/0,76
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,93/0,96/0,97/0,97
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,46/1,46/1,46/1,44
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	,0029/,0022/,0021/,0020
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,16 ; 0,49	0,19 ; 0,62
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	2,13 ; 0,65	1,96 ; 0,62
$\langle C_{vmf} / C_{vt} \rangle$	0,18	0,07
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,51	0,28
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,20	0,11
$\langle CVA \rangle$ (cm)	4,0	3,5

Tabela A.2: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Belterra.

Belterra	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,19	0,65
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,16	1,56
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,70/0,65/0,64/0,65	0,69/0,62/0,59/0,59
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,91/0,90/0,89/0,89
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,44/1,45/1,45/2,45
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	,0112/,010/0,009/0,009
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,16 ; 0,43	0,16 ; 0,42
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	2,32 ; 0,72	2,62 ; 0,70
$\langle C_{vmf} / C_{vt} \rangle$	0,35	0,51
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,77	0,88
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,45	0,62
$\langle CVA \rangle$ (cm)	3,86	4,10

Tabela A.3: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Alta Floresta.

Alta Floresta	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,12	1,08
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,33	1,87
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,67/0,62/0,61/0,62	0,68/0,58/0,52/0,50
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,93/0,91/0,90/0,89
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,46/1,47/1,48/1,47
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,011/0,010/0,010/0,010
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,14 ; 0,43	0,16 ; 0,41
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	3,07 ; 0,69	3,15 ; 0,65
$\langle C_{Vmf} / C_{Vt} \rangle$	0,33	0,69
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,81	0,95
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,50	0,83
$\langle CVA \rangle$ (cm)	2,82	3,28

Tabela A.4: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Abracos Hill.

Abracos Hill	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,20	0,99
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,68	1,96
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,67/0,58/0,56/0,57	0,68/0,58/0,51/0,48
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,93/0,91/0,89/0,88
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,47/1,48/1,48/1,48
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,011/0,011/0,011/0,011
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,14 ; 0,42	0,16 ; 0,41
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	2,71 ; 0,71	3,24 ; 0,67
$\langle C_{Vmf} / C_{Vt} \rangle$	0,50	0,76
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,90	0,97
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,64	0,88
$\langle CVA \rangle$ (cm)	3,04	3,22

Tabela A.5: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Rio Branco.

Rio Branco	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,18	0,80
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,65	1,93
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,68/0,60/0,57/0,57	0,69/0,59/0,52/0,49
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,93/0,91/0,89/0,87
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,46/1,47/1,47/1,46
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,012/0,012/0,011/0,011
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,15 ; 0,41	0,16 ; 0,42
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	2,71 ; 0,71	3,26 ; 0,66
$\langle C_{Vmf} / C_{Vt} \rangle$	0,55	0,73
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,90	0,97
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,68	0,87
$\langle CVA \rangle$ (cm)	3,65	3,48

Tabela A.6: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Santa Cruz.

Santa Cruz	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,16	0,89
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,53	1,86
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,68/0,62/0,60/0,60	0,68/0,58/0,52/0,49
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,87/0,84/0,82/0,81
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,49/1,49/1,49/1,48
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,028/0,025/0,022/0,020
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,15 ; 0,40	0,16 ; 0,41
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	3,08 ; 0,67	3,35 ; 0,63
$\langle C_{Vmf} / C_{Vt} \rangle$	0,41	0,70
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,85	0,96
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,56	0,85
$\langle CVA \rangle$ (cm)	3,08	2,72

Tabela A.7: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Cuiabá.

Cuiabá	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,16	1,00
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,39	1,87
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,66/0,61/0,60/0,61	0,68/0,58/0,52/0,50
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,90/0,87/0,86/0,85
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,46/1,47/1,48/1,48
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,017/0,016/0,014/0,14
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,14 ; 0,41	0,16 ; 0,41
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	3,10 ; 0,67	3,27 ; 0,62
$\langle C_{Vmf} / C_{Vt} \rangle$	0,34	0,66
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,83	0,95
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,54	0,83
$\langle CVA \rangle$ (cm)	2,61	3,12

Tabela A.8: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Campo Grande.

Campo Grande	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,09	0,91
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,43	1,69
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,68/0,63/0,62/0,63	0,69/0,60/0,55/0,53
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,92/0,91/0,89/0,88
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,46/1,48/1,49/1,48
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,013/0,011/0,010/0,010
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,15 ; 0,41	0,17 ; 0,41
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	3,18 ; 0,67	3,29 ; 0,62
$\langle C_{Vmf} / C_{Vt} \rangle$	0,29	0,61
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,79	0,94
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,46	0,81
$\langle CVA \rangle$ (cm)	1,87	2,25

Tabela A.9: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em São Paulo.

São Paulo	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,11	0,60
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,11	1,52
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,69/0,62/0,62/0,63	0,71/0,63/0,60/0,59
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,86/0,85/0,83/0,82
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,41/1,42/1,46/1,46
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,020/0,017/0,017/0,016
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,15 ; 0,47	0,18 ; 0,50
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	3,11 ; 0,66	3,12 ; 0,63
$\langle C_{Vmf} / C_{Vt} \rangle$	0,52	0,63
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,89	0,94
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,68	0,80
$\langle CVA \rangle$ (cm)	1,63	1,92

Tabela A.10: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Córdoba.

Córdoba	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,10	0,54
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,13	1,39
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,68/0,64/0,64/0,65	0,69/0,60/0,58/0,58
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,89/0,89/0,88/0,88
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,42/1,45/1,47/1,47
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,010/0,008/0,007/0,007
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,14 ; 0,42	0,14 ; 0,37
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	3,26 ; 0,64	3,07 ; 0,59
$\langle C_{Vmf} / C_{Vt} \rangle$	0,24	0,46
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,72	0,80
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,39	0,54
$\langle CVA \rangle$ (cm)	1,37	1,76

Tabela A.11: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Buenos Aires.

Buenos Aires	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,11	0,63
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,11	1,77
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,68/0,65/0,65/0,66	0,67/0,57/0,53/0,53
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,88/0,86/0,84/0,83
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,42/1,44/1,46/1,46
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,017/0,013/0,013/0,013
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,14 ; 0,45	0,15 ; 0,38
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	2,89 ; 0,69	3,12 ; 0,63
$\langle C_{Vmf} / C_{Vt} \rangle$	0,29	0,60
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,74	0,92
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,42	0,72
$\langle CVA \rangle$ (cm)	1,68	2,05

Tabela A.12: Sumário das propriedades ópticas médias dos aerossóis em Arica.

Arica	$\tau_{440 \text{ nm}} < 0,4$	$\tau_{440 \text{ nm}} \geq 0,4$
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,24	0,55
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,09	1,23
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,75/0,69/0,67/0,66	0,77/0,71/0,68/0,66
$\langle \omega_{o\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	0,98/0,97/0,97/0,97
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	1,37/1,39/1,40/1,40
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	N/A	,0022/0,0023/0,0025/0,0026
r_{mf} (μm); $\ln(\sigma_{mf})$	0,21 ; 0,50	0,25 ; 0,54
r_{mg} (μm); $\ln(\sigma_{mg})$	3,00; 0,62	2,93 ; 0,56
$\langle C_{Vmf} / C_{Vt} \rangle$	0,18	0,62
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,84	0,92
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,63	0,81
$\langle CVA \rangle$ (cm)	2,03	2,85

Apêndice B

Tabela B.1: Sumário das propriedades ópticas dos regimes de aerossóis em Belterra.

Belterra	Regime 1	Regime 2	Regime 3
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,83(0,37)	0,64(0,25)	0,58(0,15)
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,54(0,28)	1,57(0,27)	1,53(0,27)
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,71(2)/0,63(4)/0,60(5)/0,59(6)	0,69(2)/0,61(3)/0,59(5)/0,59(6)	0,68(2)/0,61(3)/0,60(4)/0,60(4)
$\langle \omega_{\text{oa}} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,957(11)/0,952(10)/0,948(12)/0,94(12)	0,929(11)/0,913(12)/0,902(15)/0,89(2)	0,89(2)/0,872(15)/0,86(2)/0,86(3)
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	1,43(6)/1,44(5)/1,44(5)/1,45(5)	1,44(7)/1,45(5)/1,45(5)/1,45(5)	1,45(6)/1,50(5)/1,46(4)/1,46(4)
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,0047(14)/0,0041(7)/0,0039(8)/0,0039(8)	0,008(2)/0,008(2)/0,008(2)/0,008(2)	0,015(4)/0,013(3)/0,012(3)/0,011(3)
$r_{\text{mf}} (\mu\text{m}); \ln (\sigma_{\text{mf}})$	0,179(0,015);0,45(0,07)	0,159(0,014); 0,41(0,05)	0,15 (0,02); 0,42(0,07)
$r_{\text{mg}} (\mu\text{m}); \ln (\sigma_{\text{mg}})$	2,78(0,48); 0,64(0,11)	2,67(0,55); 0,70(0,07)	2,57(0,58); 0,72(0,06)
$\langle C_{\text{vmf}} / C_{\text{vt}} \rangle$	0,54(0,18)	0,52(0,17)	0,48(0,13)
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,90(0,07)	0,88(0,07)	0,87(0,05)
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,69(0,15)	0,62(0,15)	0,58(0,11)
$\langle \text{CVA} \rangle (\text{cm})$	4,13(0,39)	4,09(0,35)	4,03(0,38)

Tabela B.2: Sumário das propriedades ópticas dos regimes de aerossóis em Alta Floresta.

Alta Floresta	Regime 1	Regime 2	Regime 3
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	1,52(0,75)	0,99(0,50)	0,79(0,33)
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,91(0,17)	1,90(0,13)	1,93(0,14)
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,69(2)/0,58(3)/0,52(4)/0,49(5)	0,68(2)/0,58(2)/0,51(0,03)/0,48(4)	0,66(2)/0,56(3)/0,50(4)/0,49(4)
$\langle \omega_{\text{oa}} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,94(2)/0,94(15)/0,93(2)/0,93(2)	0,93(2)/0,92(2)/0,90(2)/0,88(2)	0,90(2)/0,87(2)/0,84(2)/0,81(3)
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	1,44(6)/1,46(5)/1,47(4)/1,46(4)	1,47(0,04)	1,50(4)
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,010(3)/0,007(2)/0,006(2)/0,006(2)	0,010(0,003)	0,016(0,004)
$r_{\text{mf}} (\mu\text{m}); \ln (\sigma_{\text{mf}})$	0,164(0,013)/0,41(0,04)	0,160(0,013);0,41(0,05)	0,15(0,015); 0,40(0,05)
$r_{\text{mg}} (\mu\text{m}); \ln (\sigma_{\text{mg}})$	3,22(0,49)	3,04(0,48);0,66(0,07)	3,30(0,39);0,64(0,07)
$\langle C_{\text{vmf}} / C_{\text{vt}} \rangle$	0,75(0,11)	0,71(0,09)	0,64(0,11)
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,97(0,03)	0,96(0,02)	0,96(0,02)
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,87(0,10)	0,83(0,08)	0,81(0,08)
$\langle \text{CVA} \rangle (\text{cm})$	3,44(0,68)	3,39(0,60)	2,60(0,75)

Tabela B.3: Sumário das propriedades ópticas dos regimes de aerossóis em Abracos Hill.

Abracos Hill	Regime 1	Regime 2	Regime 3
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	1,42(0,62)	0,90(0,42)	0,67(0,22)
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,94(0,13)	1,98(0,11)	1,97(0,14)
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,69(2)/0,59(3)/0,52(4)/0,48(4)	0,68(2)/0,58(3)/0,51(3)/0,48(3)	0,67(2)/0,57(3)/0,51(3)/0,48(4)
$\langle \omega_{0,\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,94(2)/0,94(2)/0,93(2)/0,92(2)	0,933(11)/0,916(13)/0,898(14)/0,881(15)	0,92(2)/0,88(2)/0,85(3)/0,83(3)
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	1,46(4)/1,47(3)/1,47(3)/1,47(3)	1,48(4)/1,49(4)/1,49(3)/1,48(3)	1,48(5)/1,48(4)/1,48(3)/1,48(3)
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,009(3)/0,007(3)/0,007(2)/0,007(2)	0,012(2)/0,011(2)/0,010(2)/0,011(2)	0,014(4)/0,015(4)/0,016(4)/0,016(4)
$r_{mf} (\mu\text{m}); \ln(\sigma_{mf})$	0,173(0,016); 0,43(0,04)	0,163(0,013); 0,40(0,04)	0,158(0,012); 0,40(0,05)
$r_{mg} (\mu\text{m}); \ln(\sigma_{mg})$	3,50(0,47); 0,63(0,6)	3,19(0,46); 0,67(0,07)	3,04(0,53)
$\langle C_{Vmf} / C_{Vi} \rangle$	0,81(0,08)	0,75(0,09)	0,72(0,09)
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm } \tau} \rangle$	0,981(13)	0,97(0,02)	0,96(0,02)
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm } \tau} \rangle$	0,92(0,05)	0,88(0,07)	0,85(0,06)
$\langle CVA \rangle (\text{cm})$	3,31(0,52)	3,16(0,56)	3,15(0,72)

Tabela B.4: Sumário das propriedades ópticas dos regimes de aerossóis em Rio Branco.

Rio Branco	Regime 1	Regime 2	Regime 3
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,99(0,40)	0,74(0,22)	0,61(0,18)
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,90(0,11)	1,93(0,11)	1,99(0,08)
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,70(2)/0,60(2)/0,53(3)/0,49(4)	0,69(0,02)/0,59(3)/0,52(3)/0,49(4)	0,68(2)/0,58(2)/0,52(2)/0,49(3)
$\langle \omega_{0,\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,943(12)/0,93(2)/0,92(2)/0,91(2)	0,93(2)/0,90(2)/0,89(2)/0,87(2)	0,92(2)/0,88(2)/0,85(2)/0,83(2)
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	1,45(4)/1,46(3)/1,46(3)/1,46(3)	1,45(5)/1,46(4)/1,46(4)/1,46(3)	1,49(5)/1,48(4)/1,48(3)/1,47(3)
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,009(3)/0,009(3)/0,008(2)/0,007(2)	0,012(3)/0,012(2)/0,011(2)/0,011(2)	0,015(4)/0,016(3)/0,016(3)/0,015(3)
$r_{mf} (\mu\text{m}); \ln(\sigma_{mf})$	0,172(0,014); 0,41(0,02)	0,17(0,02); 0,40(0,04)	0,163(0,010); 0,40(0,04)
$r_{mg} (\mu\text{m}); \ln(\sigma_{mg})$	3,17(0,61); 0,67(0,07)	3,19(0,39); 0,66(0,06)	3,03(0,40); 0,67(0,07)
$\langle C_{Vmf} / C_{Vi} \rangle$	0,76(0,09)	0,73(0,11)	0,72(0,08)
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm } \tau} \rangle$	0,97(2)	0,97(0,02)	0,97(0,02)
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm } \tau} \rangle$	0,88(0,07)	0,86(0,08)	0,86(0,06)
$\langle CVA \rangle (\text{cm})$	3,76(0,44)	3,34(0,43)	3,32(0,43)

Tabela B.5: Sumário das propriedades ópticas dos regimes de aerossóis em Cuiabá.

Cuiabá	Regime 1	Regime 2	Regime 3
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	1,48(0,52)	0,91(0,54)	0,63(0,27)
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,84(0,07)	1,83(0,11)	1,81(0,13)
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,69(2)/0,59(2)/0,53(2)/0,49(3)	0,68(2)/0,57(3)/0,52(3)/0,50(4)	0,68(2)/0,58(2)/0,53(3)/0,51(4)
$\langle \omega_{\text{ol}} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,93(2)/0,93(2)/0,93(2)/0,92(2)	0,90(3)/0,88(3)/0,86(3)/0,85(3)	0,86(2)/0,82(3)/0,79(3)/0,77(3)
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	1,46(5)/1,48(4)/1,48(4)/1,48(3)	1,44(5)/1,46(5)/1,47(4)/1,47(4)	1,48(5)/1,48(5)/1,49(4)/1,49(4)
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,011(3)/0,008(3)/0,007(2)/0,007(2)	0,015(4)/0,014(4)/0,012(3)/0,012(2)	0,025(5)/0,024(4)/0,022(4)/0,021(4)
$r_{\text{mf}} (\mu\text{m}); \ln(\sigma_{\text{mf}})$	0,172(0,013);0,42(0,4)	0,154(0,014);0,40(0,05)	0,152(0,012);0,39(0,4)
$r_{\text{mg}} (\mu\text{m}); \ln(\sigma_{\text{mg}})$	3,30(0,29); 0,61(0,05)	3,268(0,30);0,62(0,07)	3,23(0,24);0,63(0,06)
$\langle C_{\text{v}_{\text{mf}}} / C_{\text{v}_{\text{t}}} \rangle$	0,75(0,07)	0,65(0,12)	0,59(0,13)
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,972(0,013)	0,95(0,03)	0,94(0,03)
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,89(0,05)	0,80(0,10)	0,78(0,10)
$\langle \text{CVA} \rangle (\text{cm})$	3,12(0,55)	3,09(0,67)	3,04(0,67)

Tabela A.6: Sumário das propriedades ópticas dos regimes de aerossóis em São Paulo.

São Paulo	Regime 1	Regime 2	Regime 3
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,73(0,31)	0,59(0,15)	0,51(0,09)
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,54(0,12)	1,55(0,12)	1,58(0,13)
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,72(2)/0,65(3)/0,61(3)/0,59(4)	0,70(2)/0,62(4)/0,58(4)/0,57(3)	0,68(2)/0,60(3)/0,57(3),0,57(3)
$\langle \omega_{\text{ol}} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,91(2)/0,91(2)/0,89(2)/0,88(3)	0,87(2)/0,85(2)/0,83(2)/0,82(3)	0,82(3)/0,78(2)/0,77(3)/0,76(0,03)
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	1,41(5)/1,42(5)/1,43(4)/1,43(4)	1,41(5)/1,43(4)/1,44(4)/1,44(4)	1,42(0,05)/1,43(0,04)/1,45(0,04)/1,45(0,04)
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,012(4)/0,011(3)/0,011(4)/0,010(4)	0,019(5)/0,017(4)/0,017(4)/0,016(5)	0,027(9)/0,023(7)/0,023(8)/0,022(7)
$r_{\text{mf}} (\mu\text{m}); \ln(\sigma_{\text{mf}})$	0,19(0,02); 0,51(0,07)	0,17(0,02); 0,48(0,07)	0,15(0,02); 0,46(0,07)
$r_{\text{mg}} (\mu\text{m}); \ln(\sigma_{\text{mg}})$	3,09(0,28); 0,57(0,05)	3,07(0,32); 0,61(0,05)	3,04(0,30); 0,62(0,05)
$\langle C_{\text{v}_{\text{mf}}} / C_{\text{v}_{\text{t}}} \rangle$	0,67(0,08)	0,62(0,08)	0,57(0,08)
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,95(0,02)	0,94(0,02)	0,92(0,03)
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,84(0,08)	0,79(0,07)	0,73(0,08)
$\langle \text{CVA} \rangle (\text{cm})$	2,18(0,51)	1,91(0,44)	1,72(0,40)

Tabela B.7: Sumário das propriedades ópticas dos regimes de aerossóis em Arica.

Arica	Regime 1	Regime 2
$\langle \tau_{440 \text{ nm}} \rangle$	0,57(0,15)	0,54(0,14)
$\langle \alpha_{440/870} \rangle$	1,28(0,20)	1,27(0,16)
$\langle g_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,765(15)/0,71(3)/0,67(3)/0,65(3)	0,752(13)/0,71(2)/0,68(3)/0,67(3)
$\langle \omega_{\text{ol}} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,987(8)/0,986(9)/0,984(10)/0,983(11)	0,954(15)/0,94(2)/0,93(3)/0,92(3)
$\langle n_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	1,37(4)/1,39(3)/1,40(3)/1,40(3)	1,41(4)/1,40(3)/1,41(3)/1,40(3)
$\langle k_{\lambda} \rangle$ (440/670/870/1020)	0,0013(9)	0,005(2)/0,005(2)/0,006(3)/0,008(4)
$r_{\text{mf}} (\mu\text{m}); \ln(\sigma_{\text{mf}})$	0,25(0,05); 0,54(6)	0,23(0,04); 0,52(0,07)
$r_{\text{mg}} (\mu\text{m}); \ln(\sigma_{\text{mg}})$	2,82(0,31); 0,55(0,05)	2,93(0,35); 0,59(0,07)
$\langle C_{\text{vmf}} / C_{\text{vt}} \rangle$	0,65(0,10)	0,50(0,12)
$\langle \tau_{440 \text{ nm mf}} / \tau_{440 \text{ nm t}} \rangle$	0,93(0,03)	0,89(0,06)
$\langle \tau_{870 \text{ nm mf}} / \tau_{870 \text{ nm t}} \rangle$	0,82(0,08)	0,71(0,13)
$\langle \text{CVA} \rangle (\text{cm})$	3,03(0,73)	3,29(0,49)