

Universidade de São Paulo
Instituto de Física

Propriedades ópticas das partículas de aerossol e
uma nova metodologia para a obtenção de
espessura óptica via satélite sobre São Paulo

Andréa Dardes de Almeida Castanho

Tese de doutorado apresentada ao Instituto
de Física para a obtenção do título de Doutor
em Ciências

Orientador:

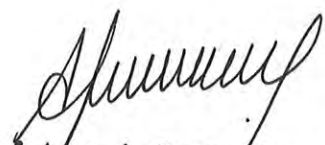
Prof. Dr. Paulo Eduardo Artaxo Netto



Banca Examinadora:

Prof. Dr. Paulo Eduardo Artaxo Netto (IF/USP)
Prof. Dr. Mikiya Muramatsu (IF/USP)
Profa. Dra. Maria de Fátima Andrade (IAG/USP)
Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias (IAG/USP)
Prof. Dr. Juan Carlos Ceballos (CPTEC/INPE)

São Paulo
2005



Prof. Armando Corbani Ferraz
Presidente da Comissão de Pós Graduação

SBI-IFUSP



305M810T4306

628.53

C346p

2
ex.1

FICHA CATALOGRÁFICA

Preparada pelo Serviço de Biblioteca e Informação
do Instituto de Física da Universidade de São Paulo

Castanho, Andréa Dardes de Almeida

Propriedades ópticas das partículas de aerosol e uma
nova metodologia para a obtenção de espessura óptica
via satélite sobre São Paulo.

São Paulo - 2005 .

Tese (Doutoramento) - Universidade de São Paulo
Orientador: Prof. Dr. Paulo Eduardo Artaxo Netto

Instituto de Física - Departamento de Física Aplicada

Área de Concentração: Física

Unitermos

1. Sensoriamento remoto;
2. Poluição atmosférica;
3. Física – Física da Atmosfera.

USP/IF/SBI-034/2005

aos meus pais

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Professor Paulo Artaxo, pela confiança em meu trabalho, pela orientação desde a iniciação científica, pelas palavras sempre positivas e construtivas e pela estrutura física e científica que oferece que vai além dos limites do Instituto de Física. Oferece a todos os seus alunos, além de sua vasta experiência profissional, uma rede de estreito contato com pesquisadores por todo o mundo.

Ao Vanderlei, pelas críticas construtivas que muito contribuíram para a evolução deste trabalho, e pela amizade. À Márcia, pela ajuda no árduo trabalho de revisão, por sua incontestável disposição em tirar pequenas, médias e grandes dúvidas, e pela amizade de anos de LFA. À competente equipe técnica do LFA, Ana Lucia, Alcides, Tarsis. Ao Gilberto, pelo excelente trabalho na instalação e manutenção do radiômetro solar CIMEL em São Paulo, imprescindível para o desenvolvimento deste estudo. Aos grandes, Iracema e Pedro, sempre por perto nas horas difíceis. À Aline também ...pelas conversas 'radiativas'! Ao Théo grande companheiro de sala, à Lu, Alex, Paulo Henrique, Carlos, Melina, Sílvia. A todos pela amizade construída em todos estes anos.

A toda a equipe que participou da campanha MICRONET de medidas de validação de espessura óptica em São Paulo. Agradeço especialmente aos operadores que se dedicaram fielmente ao trabalho: Carlos Alberto Pires Jr, Melina Mara A. Paixão, Antonio Luiz Bonini, Carlos Teixeira de Oliveira, Cláudio Kendi Ono, Edvaldo Gomes da Silva, Edvaldo Mendes dos Santos, Everton Ferreira de Lima, Leonardo Muniz de Oliveira, Nelson, Pety Runha Lourenço, Raphael Fernandes de Brito, Raphael Ximenes, Wilians Garcia, Maurício da Silva Cruz, Fabrício dos Santos Porto. Aos responsáveis pela viabilização dos experimentos em cada um dos locais de medidas: Prof. Ricardo Camargo, Eng. Mario Festa (Estação Meteorológica do IAG); Prof. Pedro A. Frugoli (UNIP); Prof. Dowson Tadeu Isola (FATEC); Prof. Jairo Pedrotti (Mackenzie); Profa. Márcia Akemi Yamasoe (IAG/Suzano); Prof. Antônio do Carmo e Prof. Alberto Kuhlmann (Centro de Tênis Granja Viana). Ao grupo do MODIS/Atmosfera da NASA/Goddard Space Flight Center, Dra. Lorraine Remer, Dr. Yoram Kaufman, Dr. Vanderlei Martins e Dr. Charles Ichoku, por terem disponibilizado todos os equipamentos MICROTOPSII que foram disponibilizados exclusivamente para esta campanha de medidas de espessura óptica em São Paulo.

À CETESB pelo suporte e disponibilização de medidas das estações de monitoramento de poluentes.

À FAPESP pelo apoio financeiro recebido durante este trabalho.

A poluição atmosférica é hoje uma questão que afeta as megacidades por todo o mundo. As partículas de aerossol participam do balanço radiativo, da formação de nuvens, da química atmosférica, e são prejudiciais à saúde da população exposta. A extensão e o rápido crescimento das megacidades têm levado à necessidade do desenvolvimento de ferramentas para o monitoramento da poluição do ar, urbana e regional, por sensoriamento remoto via satélites.

Foram analisadas as propriedades ópticas dos aerossóis da região metropolitana de São Paulo com medidas obtidas por fotômetros da rede mundial AERONET (*Aerosol Robotic Network*) operada pela NASA. Foi desenvolvida uma nova metodologia para a determinação da espessura óptica das partículas de aerossol com alta resolução espacial de 1x1 km, sobre a região metropolitana de São Paulo, por satélite. Cinco modelos ópticos de aerossol, representativos da região, foram definidos como função do albedo simples. No comprimento de onda de 550 nm, os modelos possuem valores de albedo simples que variam de 0,83 a 0,93.

Foram utilizadas medidas de radiâncias obtidas com o sensor MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*), a bordo dos satélites Terra e Aqua da NASA. Extensos testes de sensibilidade foram realizados, analisando o papel do albedo simples, parâmetro de assimetria, refletância de superfície, vapor de água e outras propriedades na espessura óptica derivada. O algoritmo desenvolvido utiliza a propriedade de refletância crítica, que pode ser obtida pelo próprio sensor, para determinar o modelo de aerossol a ser empregado. Este procedimento permitiu a identificação mais precisa do modelo de aerossol, de forma dinâmica e interativa, reduzindo a incerteza na determinação da espessura óptica em alta resolução com o sensor MODIS. Os resultados de validação mostraram uma melhora significativa na comparação entre os produtos de espessura óptica obtidos com o sensor MODIS, quando comparado com as medidas de referência obtidas com radiômetros em superfície. Foram obtidos com esta metodologia mapas com a distribuição espacial de aerossóis com resolução de 1x1 km. Os estudos de casos também apresentaram a potencialidade do método em identificar o modelo de aerossol mais adequado, seja em eventos de poluição local, seja de transporte de poluentes de longa distância. Os modelos e procedimentos desenvolvidos podem ser aplicados a outras regiões urbanas, após as devidas validações. Como ferramenta complementar ao monitoramento ambiental de estações de superfície o produto apresentado pode-se tornar operacional e ser utilizado em rotina por órgãos de controle ambiental em megacidades, como, por exemplo, pela CETESB em São Paulo.

ABSTRACT

Urban air pollution is a public concern in all megacities around the world. Aerosol particles are active participants in the atmospheric energy budget, cloud properties, atmospheric chemistry and have adverse effects on human health. The spatial extension and the high growth rate of the megacities show the need of the use of remote sensing technologies on urban air pollution monitoring.

Optical properties of São Paulo aerosol particles were analyzed using global sun photometer measurements from the AERONET (Aerosol Robotic Network) operated by NASA. A new methodology was developed to retrieve aerosol optical thickness in 1x1 km resolution over São Paulo metropolitan area from satellites measurements. Five aerosol optical models representative of the region were defined as a function of the single scattering albedo. The single scattering albedo in 550 nm varied from 0,83 to 0,93 in the models. Radiances were used from MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) sensor on Terra and Aqua NASA platforms. Sensitivities studies have shown the importance of the single scattering albedo, assymetry parameter, surface reflectance, water vapor and other properties in the aerosol optical thickness retrieval from space. The developed algorithm uses the critical reflectance aerosol property, that is obtainable from the sensor measurements, to identify the aerosol model to be used. This procedure allow a more precise and dynamic definition of the aerosol model, reducing the uncertainties in the aerosol optical thickness retrieved from the MODIS sensor. Validation results have shown a significant improvement in a comparison between aerosol optical thickness obtained from MODIS and from surface radiometers measurements.

Aerosol optical thickness images with 1x1 km resolution were obtained with this methodology and shows that the increase in the resolution of the aerosol optical thickness provides a more effective monitoring of the aerosol distribution in São Paulo. The case studies have shown the potentiality of this methodology to identify an adequate aerosol model, for both local aerosol pollution and in the long distance transport of pollutants. The models and procedures developed in this work can be applied in other urban regions with the appropriate validation. The presented product can be operational and used as routine measurement by environmental agencies in megacities, as an example, for CETESB in São Paulo, as a complementary tool to the regular ground based particulate matter monitoring.

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura I-1: Fotografias da Marginal do Rio Pinheiros em São Paulo representando: acima, um dia muito poluído (2 de agosto de 2004) e abaixo, um dia limpo (29 de agosto de 2004). 27
- Figura I-2: (a) Imagem de Sensor Landsat TM, com composição de cores na região do visível (disponibilizadas em www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br); As demais imagens representam fotos aéreas de regiões da cidade de São Paulo: (b) Arredores do parque do Ibirapuera; (c) Bairro residencial de Campo Belo ao lado do Aeroporto de Congonhas; (d) Os arredores do Rio Pinheiros, com visível camada de poluição ao fundo, no horário do pôr-do-Sol. (As fotos são cortesia de Fabio Varella). 30
- Figura I-3: Medidas de precipitação mensal de 2002 e 2003, comparadas à média do período de 1933 a 2002, fonte Estação Meteorológica do IAG, 2003. 31
- Figura I-4: Evolução das concentrações médias anuais na RMSP, obtidas com medidas da rede automática de monitoramento de poluentes da CETESB. A linha em vermelho indica o valor do padrão secundário de qualidade do ar anual do correspondente poluente. (a) Material Particulado Inalável (PM_{10}), padrão de qualidade do ar anual $50 \mu g m^{-3}$; (b) Dióxido de enxofre (SO_2) padrão de qualidade do ar anual $40 \mu g m^{-3}$; (c) Fumaça, padrão de qualidade do ar anual $40 \mu g m^{-3}$; (d) Dióxido de nitrogênio (NO_2), padrão de qualidade do ar anual $100 \mu g m^{-3}$ 33
- Figura I-5: Número de ultrapassagens do padrão e nível de atenção, por mês, integrados de 1997 a 2003, na RMSP para os respectivos poluentes (a) Material Particulado Inalável (PM_{10}) padrão de qualidade do ar diário $150 \mu g m^{-3}$, (b) Ozônio (O_3) padrão de qualidade do ar para hora $160 \mu g m^{-3}$ 34
- Figura I-6: Série temporal das concentrações, médias horárias, de material particulado inalável PM_{10} , obtidas com o monitor de alta resolução temporal (TEOM). Base de dados das campanhas realizadas no inverno de 97, verão de 98, e invernos de 99 e 2000. 35
- Figura I-7: Médias sazonais de espessura óptica de aerossol $\tau_a(550)$, para cada trimestre do ano de 2001 (dezembro de 2000). Imagens do MODIS obtidas com o produto nível L3. Figura adaptada de Chu et al., 2003. 39
- Figura I-8: Imagem de espessura óptica de aerossol $\tau_a(550)$ do MODIS/TERRA, com resolução de 10×10 km sobre o Brasil, à direita, e aproximação sobre São Paulo e interior à esquerda. (a) Representando um dia com baixas espessuras ópticas, o dia 25 de maio de 2003; (b) Representando um dia com espessuras ópticas mais elevadas, o dia 17 de junho de 2003. Imagem obtida do produto operacional da NASA L2(MOD04) e gerada no MATLAB (Apêndice-D). 40
- Figura III-1: Irradiância solar espectral no topo da atmosfera e na superfície ao nível do mar. A linha tracejada representa a curva correspondente de corpo negro a uma temperatura média equivalente a 6.000K. As regiões hachuradas representam as absorções moleculares na atmosfera (como por exemplo, ozônio, vapor de água e dióxido de carbono), figura adaptada de Seinfeld e Pandis, 1998. 45
- Figura III-2: Curvas normalizadas de radiância de corpo negro para temperaturas médias do Sol e da Terra. São apresentadas as principais bandas de absorção gasosa entre 0,1 e 100 μm . As linhas vermelhas na vertical identificam as regiões das ‘janelas da atmosfera’ e

as barras sombreadas, os intervalos espectrais medidos pelo MODIS utilizado neste trabalho (Figura adaptada de Wallace e Hobbs, 1977).....	47
Figura III-3: Índice de refração complexo de compostos típicos de aerossóis apresentados por Krekov, 1993. Índice de refração Real (n) (a) e Índice de refração Imaginário (k).	50
Figura III-4: Funções de fase em função dos ângulos de espalhamento. São apresentadas: a função de fase calculada pelo código de transferência radiativa Wiscombe, 1980 (em função do índice de refração complexo e da distribuição de tamanho); a função de fase calculada com base no polinômio de Legendre, com 100 termos; a função de fase calculada pela função de Henyey-Greenstein, com o parâmetro de assimetria $g(650)=0,583$	53
Figura III-5: Diferença percentual entre as funções de fase calculadas pelo polinômio de Legendre com 100 termos e pela função de Henyey-Greenstein em relação à função de fase original do modelo de aerossol. O detalhe apresenta uma aproximação no intervalo de 100 a 140° de ângulo de espalhamento.	54
Figura III-6: Histograma do ângulo de espalhamento entre a radiação solar incidente e o sensor MODIS, abordo do TERRA e do AQUA, calculado conforme a equação III.11 para os dias de estudo nos anos de 2002, 2003 e 2004.	55
Figura III-7: Representação esquemática da atenuação da radiância incidente em um volume de um meio homogêneo. Em azul, é representada a interação de espalhamento, e em vermelho, de absorção do feixe direto.	57
Figura III-8: Representação esquemática da atenuação da radiância incidente e da adição decorrente do múltiplo espalhamento.	60
Figura III-9: Esquema ilustrativo do fluxo solar incidente no topo da atmosfera e a refletância resultante emergente. A refletância medida pelo satélite em determinado ângulo zenital é dada pela soma de um termo, devido ao espalhamento na atmosfera de volta para o espaço (ρ_o), mais o que é transmitido, refletido na superfície e transmitido de volta para o espaço ($T_D T_{SP} \rho_{sup}$).	62
Figura III-10: Relação entre a refletância no TOA e espessura óptica (AOT), para dois modelos de aerossol com albedos simples: $\omega_o(550)=0,76$; $\omega_o(550)=0,96$ respectivamente, e para refletâncias de superfície: $\rho_{sup}(650)=0,002$; 0,05; 0,1; 0,15. Os cálculos das refletâncias no topo da atmosfera (650 nm) para diferentes AOT (550 nm) foram realizados com o código de transferência radiativa SBDART, para as posições angulares: $\theta_o=51^\circ$, $\theta=25^\circ$, ϕ SBDART=119°	64
Figura IV-1: Foto do radiômetro CIMEL da rede AERONET em operação em São Paulo no Instituto de Física da USP.	71
Figura IV-2: Esquema dos posicionamentos do radiômetro para a realização do Plano Principal (a) e Almucântar (b), onde ϕ_o é o ângulo azimutal do Sol, ϕ é o ângulo azimutal do sensor, θ_o é o ângulo zenital do Sol, θ é ângulo zenital do sensor.	72
Figura IV-3: Gráfico esquemático da curva de Langley para a obtenção do coeficiente de calibração do sensor.	74
Figura IV-4: Foto ilustrativa do fotômetro solar MICROTOPS II, obtida do site do fabricante http://www.solar.com/manuals.htm	75
Figura IV-5: Disposição dos locais de medidas com os fotômetros Microtops em preto e com o radiômetro automático CIMEL em azul, projetados sobre uma imagem do	

comprimento de onda 2.100 nm do sensor MODIS, apenas para ilustração da região urbanizada da grande São Paulo, onde cores mais quentes representam superfícies mais refletoras.....	79
Figura IV-6: Desvio percentual da constante de calibração V_0 por comprimento de onda em relação à constante de calibração original do equipamento para cada um dos Microtops utilizados: Números seriais: (a)3761;(b)3762;(c)5378;(d)5377;(e)5353.	82
Figura IV-7: Comparação entre as espessuras ópticas obtidas pelo Microtops II com relação às obtidas simultaneamente pelo CIMEL durante medidas de calibração por comprimento de onda para cada equipamento, antes e após feita a calibração: (a)3761; (b)3762; (c)5378; (d)5377; (e)5353.	83
Figura IV-8: continuação.....	84
Figura V-1:Frequência mensal de medidas de propriedades ópticas, obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades para os anos de 2002 e 2003.	88
Figura V-2: Médias mensais do conteúdo de vapor de água (QAP), obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.	89
Figura V-3: Médias mensais da espessura óptica em 550 nm, obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.	90
Figura V-4: Espessura óptica em 550 nm com resolução espacial de 10x10 km sobre o Brasil. Espessuras ópticas disponibilizadas pela NASA, obtidas com o sensor MODIS (http://daac.gsfc.nasa.gov/data/dataset/MODIS/).(a) dia 31 de agosto de 2003, satélite TERRA. A figura ilustra a grande cobertura da pluma de poluentes ($\tau_a >0,4$) que se estende por dimensões continentais; (b) dia 15 de setembro de 2004, satélite AQUA. A figura ilustra um caso particular com a pluma de queima de biomassa, passando sobre a região metropolitana de São Paulo.	91
Figura V-5: Médias mensais do albedo simples em 550 nm, obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.	92
Figura V-6: Médias mensais do parâmetro de assimetria em 550 nm, obtidas do radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.	92
Figura V-7: Médias mensais do coeficiente de Ångström (α), calculado em função das espessuras ópticas entre 440 e 870 nm, obtidas do radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.	93
Figura V-8: Figura adaptada do artigo publicado por Dubovik et al., 2002. Propriedades ópticas médias de diferentes tipos de aerossol troposférico obtido da rede mundial de radiômetros, AERONET. Aerossóis urbano/industrial, queima de biomassa e poeira de	

- deserto são apresentados para $\tau_{a\ ext}(440)=0,7$. Aerossóis oceânicos são mostrados para $\tau_{a\ ext}(440)=0,15$, uma vez que este tipo de aerossol não supera este valor de espessura óptica. São apresentadas também as curvas espectrais do albedo simples ω_o , os índices de refração real (n), as distribuições de tamanho e os coeficientes de Ångström (α) para cada local de estudo..... 95
- Figura V-9: Propriedades ópticas médias de aerossol troposférico urbano obtidos da rede mundial de radiômetros, AERONET. São apresentadas as curvas espectrais do albedo simples ω_o , para São Paulo, GSFC e cidade do México (Dubovik et al., 2002) (a) e a distribuição de tamanho média obtida para São Paulo(b). 96
- Figura V-10: Comparação entre a razão da espessura óptica de extinção do aerossol da moda fina ($\tau_{a\ ext\ F}$) e $\tau_{a\ ext}$ total (entende-se por total moda fina mais grossa), com relação a $\tau_{a\ ext}$ total, no comprimento de onda de 550 nm. Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL, que opera em São Paulo, para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003. 98
- Figura V-11: Relação entre o Coeficiente de Ångström (α) (calculado entre 440 e 870 nm) e a espessura óptica em 550 nm. Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL, que opera em São Paulo, para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003. . 99
- Figura V-12: (a) Relação entre a espessura óptica de extinção fina ($\tau_{a\ FINO}(550)$) e a concentração volumétrica da moda fina. Em vermelho, foram ressaltados os casos que possuem índice de refração real ($n(673)$) maiores do que 1,4; (b) Relação entre a espessura óptica de extinção da moda grossa ($\tau_{a\ GROSSO}(550)$) e a concentração volumétrica da moda grossa. Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL que opera em São Paulo para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003. . 100
- Figura V-13: Relação entre a razão da espessura óptica de extinção fina e a concentração volumétrica de partículas da moda fina, e o raio médio do volume da moda fina. Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL, que opera em São Paulo, para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003..... 101
- Figura V-14: Relação entre o conteúdo de vapor de água e (a) espessura óptica em 550 nm; (b) albedo simples em 550 nm; (c) raio médio do volume fino. Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL, que opera em São, Paulo para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003. 102
- Figura V-15: Relação entre o raio médio do volume fino e albedo simples em 550 nm (a); parâmetro de assimetria e albedo simples em 550 nm (b). Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL, que opera em São Paulo, para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003. 103
- Figura V-16: Modelos espectrais de aerossol parametrizados em função do albedo simples em 550 nm. As propriedades foram analisadas com base em dois anos de medidas, obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo, no período de inverno, e são apresentadas para cada modelo de aerossol em função do comprimento de onda. (a) Albedo simples espectral com seu respectivo desvio padrão (ω_o); (b) Parâmetro de assimetria (g) com desvio padrão em torno de 0,04 em 670 nm; (c) Eficiência de extinção (Q_{ext}) com desvio padrão em torno de 0,02 em 670 nm. 107
- Figura V-17: Radiância em 670 nm no ângulo de espalhamento de 120 graus e ângulo solar zenital de 60 graus em função da espessura óptica em 550 nm. Losangos vermelhos indicam as observações realizadas pelo fotômetro no período de inverno, e círculos em preto representam as observações dos demais meses, abril, maio, setembro e outubro. As

- linhas representam as radiâncias simuladas no SBDART, utilizando os modelos de aerossol parametrizados pelo albedo simples (ω_0), proposto neste trabalho. 109
- Figura V-18: Radiância em 670 nm no ângulo de espalhamento de 120 graus e ângulo solar zenital de 60 graus, em função da espessura óptica em 550 nm. Losangos vermelhos indicam as observações realizadas pelo fotômetro no período de inverno, e círculos em preto representam as observações dos demais meses, abril, maio, setembro e outubro. As linhas representam as radiâncias simuladas no SBDART, utilizando os modelos de aerossol parametrizados pela espessura óptica dos aerossóis. 110
- Figura VI-1: Esquema ilustrativo da interação do fluxo de radiação solar com a atmosfera, camada de aerossóis e superfície. 111
- Figura VI-2: Imagem de Satélite Landsat TM na região do visível. A área delimitada para estudo de espessura óptica é identificada no quadro vermelho, que é definido pelas coordenadas de latitude de $-23,9^\circ$ a $-23,3^\circ$ e longitude de $-47,0^\circ$ a $-46,1^\circ$ 114
- Figura VI-3: Ilustração dos ângulos zenitais do satélite (θ) e do Sol (θ_0) na passagem do satélite TERRA (10h30min horário local). A configuração na passagem do AQUA é simétrica a esta, com o satélite passando no horário da tarde (13h30min horário local). O ângulo zenital é sempre positivo nas situações indicadas no esquema. 115
- Figura VI-4: Histograma representativo dos ângulos zenitais do sensor MODIS no satélite TERRA e AQUA (a) e do ângulo zenital do Sol (b), para os casos estudados entre os anos de 2002, 2003 e 2004. 116
- Figura VI-5: Ilustração dos ângulos azimutais do satélite (ϕ) e do Sol (ϕ_0) na passagem do satélite TERRA (10:30 horário local). O ângulo azimutal é positivo no sentido horário em relação ao norte e negativo no sentido oposto. A configuração na passagem do AQUA é simétrica a esta, quando o satélite passa no horário da tarde (13h30min horário local), possuindo valores negativos de ϕ_0 . Outra posição possível do senso é ilustrada na forma sombreada. 117
- Figura VI-6: Histograma representativo dos ângulos azimutais do sensor MODIS no satélite TERRA e AQUA(a) e do Sol (b), para todos os casos estudados entre os anos de 2002, 2003 e 2004. 117
- Figura VI-7: Espectro solar Lowtran_7, disponível na biblioteca do SBDART. 118
- Figura VI-8: Filtros espectrais característicos de cada banda (ou canal) do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA, representados da banda 1 à banda 7. 119
- Figura VI-9: Comparação entre os perfis atmosféricos de temperatura do modelo tropical da biblioteca do SBDART e medidas de radiossondagem do mês de agosto de 2002, às 9:00 AM horário local. 120
- Figura VI-10: Ilustração das condições das diferentes variáveis utilizadas na definição das equações de inversão das refletâncias medidas no topo da atmosfera, para obtenção de espessura óptica. 121
- Figura VI-11: Equações de inversão da refletância no TOA em espessura óptica (AOT), definidas para uma condição específica de posições angulares do Sol e do sensor ($\theta_0=51^\circ$, $\theta=25^\circ$, ϕ SBDART= 119°), para um modelo de aerossol (Modelo de Aerossol 3 $\omega_0(550)=0,85$) e algumas refletâncias de superfície ($\rho_{sup}(650)=0,002; 0,05; 0,1; 0,15$). Os cálculos das refletâncias no topo da atmosfera (650 nm) para diferentes τ_a (550 nm) foram realizados com o código de transferência radiativa SBDART. 122

- Figura VI-12: Equação de correção da atmosfera de refletância no topo para refletância na superfície em 2.110 nm, definida para uma condição específica de posições angulares do Sol e do sensor ($\theta_0=51^\circ$, $\theta=25^\circ$, ϕ SBDART= 119°). Os cálculos das refletâncias no topo da atmosfera (2110 nm) para diferentes refletâncias de superfícies (2110 nm) foram realizados com o código de transferência radiativa SBDART. 123
- Figura VI-13: Ilustração da dependência da interação da radiação com o material particulado fino dado por λ^{-1} e λ^{-2} . (a) Imagem da refletância obtida com o MODIS no topo da atmosfera no comprimento de onda 650 nm, (b) A mesma imagem com a camada de aerossóis transparente ao comprimento de onda 2.100 nm. O dia escolhido foi 15 de setembro de 2004. 124
- Figura VI-14: Diagrama de pontos entre refletâncias de superfícies em 0,49 μm (símbolos preenchidos) e em 0,66 μm (símbolos vazios) em relação a refletâncias em 2,2 para diferentes tipos de superfícies. A razão média entre os canais definem $\rho(0,47)/\rho(2,2)=0,25$ e $\rho(0,65)/\rho(2,2)=0,50$. Figura extraída de Kaufman et al., 1997b. 125
- Figura VI-15: (a) Exemplo de refletância de superfície obtida para o dia Juliano 202 de 2003, com base na correção atmosférica obtida com o código de transferência radiativa SBDART; (b) histograma de refletâncias de superfície (2100 nm) obtidas sobre todos os pixels da região definida para análise, para todos os dias de estudo de 2002, 2003 e 2004, para o satélite TERRA. 126
- Figura VI-16: Relação entre as refletâncias de superfície nos comprimentos de onda 650 nm com relação 2.100 nm, para dias pouco poluídos, na região urbana de São Paulo. Os pontos indicam a comparação pixel a pixel, delimitados em áreas de 10x10 km em torno dos sites de validação de espessura óptica. (a) 15 de maio, (b) 9 de junho, (c) 30 de junho, (d) 25 de julho, (e) 27 de julho, do ano de 2002, obtidos com as refletâncias do satélite TERRA. 127
- Figura VI-17: Refletância no topo da atmosfera em um dia poluído ($\tau_a(550)=0,3; 0,6; 0,9; 1,5$) com relação à refletância no topo da atmosfera em um dia limpo ($\tau_a(550)=0$). As refletâncias críticas teóricas são definidas nos pontos de intersecção entre as curvas para cada valor de $\omega_o(550)=0,76$ e $0,96$ (modelos de aerossóis 1 e 5 respectivamente). 129
- Figura VI-18: Albedo simples no comprimento de onda de 650 nm, correspondente a cada modelo de aerossol, em função da refletância crítica (650). 130
- Figura VI-19: (a) Ilustração da região de estudo subdividida em sub-áreas de 5 x 5 km. A região em preto indica uma das áreas em análise. (b) Relação entre a $\rho_{\text{TOA}}(650)$ em um dia poluído (medida com MODIS) em função da $\rho_{\text{TOA}}(650)$ dia limpo (simulação da refletância no topo com $\tau_a=0$ a partir da refletância de superfície). 131
- Figura VI-20: Exemplos de resultados de obtenção de modelos de aerossol dinâmico na região estudada para dois dias em particular (17 junho de 2003 e 05 de agosto de 2003). Os pontos em vermelho indicam as localizações dos sites. 132
- Figura VI-21: Índice de correlação obtido para o ajuste de reta entre $\rho_{\text{TOA}}(650)$ poluído x $\rho_{\text{TOA}}(650)$ limpo para as respectivas sub-áreas. Regiões em branco indicam ajustes com correlação menor do que 0,8. São apresentados dois dias em particular, (a) 17 junho de 2003 e (b) 05 de agosto de 2003. Os pontos em vermelho indicam as localizações dos sites. 132
- Figura VI-22: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um

modelo médio de aerossol, no lugar de cada um dos casos simulados com os diferentes modelos de aerossol. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 no comprimento de onda 550 nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm..... 134

Figura VI-23: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um modelo de aerossol com parâmetro de assimetria médio em relação a cada um dos casos simulados com os diferentes parâmetros de assimetria. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm..... 135

Figura VI-24: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando são considerados diferentes erros sistemáticos na determinação da refletância de superfície. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 no $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 no $\lambda=550$ nm..... 136

Figura VI-25: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um valor de conteúdo de vapor de água médio de 1,5 cm, ao invés dos diferentes valores de 0 a 3 cm simulados. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm..... 137

Figura VI-26: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um valor de conteúdo de ozônio na coluna atmosférica de 253 DU, ao invés dos diferentes valores de 245 a 255 DU simulados. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm. .. 138

Figura VI-27: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um único valor de λ , ao invés do intervalo da banda espectral do filtro do MODIS. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm..... 139

Figura VI-28: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um ângulo solar médio igual a 50° e uma variação de 49,5° a 50,5° em toda a área de estudo. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm..... 140

Figura VI-29: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um ângulo zenital do sensor médio igual a 2,5° e uma variação de 0° a 5°, em toda a área de estudo. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm..... 141

Figura VII-1 (a) Espessura óptica (τ_a (550nm), resolução 10x10 km), obtida operacionalmente pela NASA, com o sensor MODIS, em médias de 50x50 km, comparada com medidas obtidas com o radiômetro CIMEL da AERONET (média de 60 minutos), (b) Espessura óptica (τ_a (550nm), resolução 1x1 km) obtida com o algoritmo deste trabalho, com médias de 10x10 km, utilizando o mesmo modelo urbano de aerossol utilizado pela

- NASA, comparada com medidas obtidas com o radiômetro CIMEL e MICROTOPSII (média de 30 minutos). Os valores correspondem médias tomadas em torno do radiômetro (CIMEL), localizado em São Paulo, e nos sites de validação, com MICROTOPSII. São indicadas as regressões lineares (linha cheia) e as correspondentes equações na base do gráfico, com o coeficiente de correlação quadrado e a significância do ajuste..... 145
- Figura VII-2: Espessura óptica ($\tau_a(550\text{nm})$) com resolução de 1x1 km) obtida com o algoritmo deste trabalho e comparado com medidas obtidas com o radiômetro CIMEL e MICROTOPSII (média de 30 minutos). Os valores correspondem às médias de 10x10 km tomadas em torno do radiômetro (CIMEL) localizado em São Paulo, e nos sites de validação com MICROTOPSII. Utilizando o modelo médio de aerossol identificado para a região (Modelo3). Utilizando-se a refletância de superfície (a) $\rho_{\text{SUP}}(650)=\rho_{\text{SUP}}(2100) * 0,50$; (b) $\rho_{\text{SUP}}(650)=\rho_{\text{SUP}}(2100) * 0,55$. São indicadas as regressões lineares (linha cheia) e as correspondentes equações na base do gráfico, com o coeficiente de correlação quadrado e a significância do ajuste..... 146
- Figura VII-3: Espessura óptica ($\tau_a(550\text{nm})$) com resolução 1x1 km) obtida com o algoritmo deste trabalho, comparado com medidas obtidas com o radiômetro CIMEL e MICROTOPSII (média de 30 minutos). Os valores correspondem às médias de 10x10 km, tomadas em torno do radiômetro (CIMEL), e nos sites de validação com MICROTOPSII, localizados em São Paulo. Foi utilizada a identificação automática dos modelos dinâmicos de aerossol para a região (Modelo 1 ao 5), com o método da refletância crítica. A refletância de superfície foi obtida através da relação $\rho_{\text{SUP}}(650)=\rho_{\text{SUP}}(2100) * 0,55$. A regressão linear (linha cheia) é indicada no gráfico e a correspondente equação, na base do gráfico, com o coeficiente de correlação quadrado e a significância do ajuste. Foram incluídas espessuras ópticas obtidas para alguns dias de 2004 com o satélite TERRA..... 147
- Figura VII-4: Espessura óptica ($\tau_a(550\text{nm})$) com resolução 1x1 km) obtida com o algoritmo desenvolvido neste trabalho, comparado com medidas obtidas com o fotômetro de superfície (média de 30 minutos) (a) CIMEL, localizado na USP, e (b) MICROTOPSII, localizado no IAG. Os valores correspondem às médias de 10x10 km tomadas em torno de cada um dos sites analisados. Os pontos vazios em vermelho representam os resultados, utilizando o modelo médio de aerossol (Modelo3). Os pontos cheios em preto representam os resultados, utilizando a metodologia desenvolvida de identificação dos modelos dinâmicos de aerossol para a região (Modelo 1 ao 5). A refletância de superfície foi obtida através da relação $\rho_{\text{SUP}}(650)=\rho_{\text{SUP}}(2100) * 0,55$. As equações das correspondentes regressões lineares são apresentadas e possuem significâncias menores do que 0,001. 149
- Figura VII-5: Série Temporal das concentrações de Material Particulado Inalável (PM10), do período de agosto de 2000, obtida pelo monitor TEOM, no Instituto de Física da USP, Cidade Universitária..... 152
- Figura VII-6: Imagem de espessura óptica sobre a região metropolitana de São Paulo para o dia 22 de agosto de 2000, às 10h30min, com resolução de 1x1 km, obtidos neste trabalho. A barra de cores indica $\tau_a(550\text{ nm})$ de zero (azul) a 1 (vermelho)..... 153
- Figura VII-7: Subprodutos do algoritmo do modelo dinâmico de aerossol desenvolvido neste trabalho, para o dia 22 de agosto de 2000. (a) Índice de correlação quadrada do ajuste para a determinação da refletância crítica, obtida para cada sub-área (5x5km), com escala de cores variando de 0,8(azul) a 1(vermelho). (b) Modelo de aerossol identificado na

análise de refletância crítica (a escala de cores indica os correspondentes modelos de aerossol). As regiões onde os valores de correlação quadrada são menores do que 0,8 aparecem em branco. Nessas regiões é considerado automaticamente o Modelo 3.... 153

Figura VII-8: À direita, (a) Produto operacional do MODIS de espessura óptica (550 nm), com resolução de 10x10 km, sobre São Paulo e cidades vizinhas; abaixo (b) Produto de espessura óptica (550 nm) com resolução de 1x1 km, obtido neste trabalho, com aproximação sobre a RMSP. As barras de cores indicam τ_a (550 nm) de zero (azul) a 1 (vermelho). 155

Figura VII-9: Subprodutos do algoritmo do modelo dinâmico de aerossol desenvolvido neste trabalho, para o dia 5 de junho de 2002. (a) Índice de correlação quadrada do ajuste para a determinação da refletância crítica, obtida para cada sub-área (5x5km), com escala de cores variando de 0,8(azul) a 1(vermelho). (b) Modelo de aerossol identificado na análise de refletância crítica (a escala de cores indica os correspondentes modelos de aerossol). As regiões onde os valores de correlação quadrada são menores do que 0,8 aparecem em branco, nelas é considerado automaticamente o Modelo 3. 156

Figura VII-10: À esquerda, imagem ilustrando o transporte da pluma de aerossóis provenientes de queima de biomassa na Amazônia. A imagem foi produzida como uma composição das radiâncias (450, 650 850 nm) medidas pelo sensor MODIS nos satélites TERRA (abaixo, dia 16 setembro de 2004) e AQUA (acima, dia 15 de setembro de 2004) (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/IMAGES/index.html>). À direita, produto de espessura óptica operacional da NASA com resolução de 10x10 km, para os respectivos dias. As escalas de cores reproduzem a τ_a (550 nm) de zero (azul) a 3 (vermelho). 157

Figura VII-11: 158

Figura VII-12: Ampliação da imagem de espessura óptica (caixa vermelha Figura VII-11) para o dia 15 de setembro de 2004, (a) Produto operacional da NASA de espessura óptica (550 nm) com resolução de 10x10 km, (b) Produto de espessura óptica (550 nm) com resolução de 1x1 km obtido neste trabalho. A barra de cores indica τ_a (550 nm) de zero (azul) a 2 (vermelho). 159

Figura VII-13: Ampliação da imagem de espessura óptica sobre a região metropolitana de São Paulo para o dia 16 de setembro de 2004, às 10h20min horas, com resolução de 1x1 km, obtida neste trabalho. A barra de cores indica τ_a (550 nm) de zero (azul) a 2 (vermelho). 160

Figura VII-14: Subprodutos do algoritmo do modelo dinâmico de aerossol desenvolvido neste trabalho, para o dia 15 de setembro de 2004. (a) Índice de correlação quadrada do ajuste para a determinação da refletância crítica, obtida para cada sub-área (5x5km), com escala de cores variando de 0,8(azul) a 1(vermelho). (b) Modelo de aerossol identificado na análise de refletância crítica, a escala de cores indica o correspondente modelo de aerossol. As regiões onde os valores de correlação quadrada são menores do que 0,8 aparecem em branco, nessas regiões foi considerado automaticamente o Modelo 5..... 161

Figura VII-15: As circunferências pretas representam a distribuição espectral do albedo simples obtido com o radiômetro CIMEL da AERONET em São Paulo, para os dias em que houve o transporte de aerossóis de queimadas na Amazônia para São Paulo (As grandes representam a média espectral e as pequenas representam medidas individuais a cada dia em torno do horário da passagem dos satélites). Os modelos de aerossol definidos para a região (Modelo1 ao 5), também são apresentados para fins de comparação. 162

Figura VII-16: As circunferências pretas representam a distribuição média espectral do parâmetro de assimetria, obtido com o radiômetro CIMEL da AERONET em São Paulo, para os dias em que houve o transporte de aerossóis de queimadas na Amazônia para São Paulo. Os modelos de aerossol, definidos para a região (Modelo1 ao 5), também são apresentados para fins de comparação..... 162

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela I.1: Megacidades do mundo, adaptada de Molina et al., 2004. (Source: United Nations Population Division, World Urbanization Prospects, The 2003 Revision.City population).	21
Tabela I.2:Relação de algumas das principais plataformas de observação do sistema terra/atmosfera, recentemente lançadas e programadas para lançamento, e a relação dos seus respectivos sensores.* Data de lançamento do satélite	38
Tabela III. 1: Relação dos principais constituintes da atmosfera e suas respectivas porcentagens médias (Seinfeld e Pandis, 1998).	46
Tabela IV. 1: Resumo de informações dos equipamentos Microtops II, utilizados na campanha de medidas de espessura óptica de aerossóis no ano de 2003.	78
Tabela IV.2: Constantes de calibração obtidas para cada Microtops II, nos seus respectivos comprimentos de onda e desvios padrões.....	84

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	3
RESUMO	4
ABSTRACT.....	5
ÍNDICE DE FIGURAS.....	6
ÍNDICE DE TABELAS.....	16
SUMÁRIO.....	17
I. INTRODUÇÃO	20
I.1. As megacidades.....	20
I.2. A poluição atmosférica nas megacidades do mundo	23
I.2.1. Principais fontes emissoras e os poluentes nas megacidades.....	24
I.2.2. Impacto local e global dos poluentes atmosféricos urbanos.....	25
I.2.3. Métodos de monitoramento de concentração de poluentes nas megacidades	28
I.3. A poluição atmosférica em São Paulo - uma megacidade em um país em desenvolvimento ...	29
I.3.1. Caracterização geoeconômica e climática da Região Metropolitana de São Paulo	29
I.3.2. Principais fontes emissoras e os poluentes na RMSP	31
I.3.3. A situação atual da poluição atmosférica na RMSP	32
I.4. O monitoramento de aerossóis atmosféricos por sensoriamento remoto via satélite	35
I.4.1. Histórico do sensoriamento remoto de aerossóis atmosféricos por sensores em satélites	35
I.4.2. Os satélites TERRA e AQUA e a nova geração de sensores de aerossóis	37
I.4.3. Os produtos globais de aerossóis do MODIS e a região metropolitana de São Paulo.....	38
II. OBJETIVOS	42
III. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	44
III.1. O Sensoriamento Remoto.....	44
III.2. Interação da Radiação Solar com a atmosfera.....	44
III.2.1. Absorção por gases presentes na atmosfera.....	46
III.2.2. Espalhamento devido às moléculas de gás na atmosfera – Teoria de espalhamento Rayleigh.....	48
III.2.3. O espalhamento e a absorção da radiação solar por partículas de aerossol – Teoria de espalhamento Mie	48
III.3. Transferência radiativa na atmosfera.....	56
III.4. O sensoriamento remoto por Satélite	61
IV. INSTRUMENTAÇÃO E MÉTODOS	65

IV.1. MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer – MODIS	65
IV.1.1. Descrição do sensor MODIS e seus produtos	65
IV.1.2. Descrição dos arquivos do MOD02 e MOD04 do MODIS.....	66
IV.1.3. Algoritmo operacional do MODIS para a obtenção de espessura óptica (τ_a) com resolução de 10x10 km	67
IV.2. O Radiômetro espectral CIMEL da AERONET	69
IV.2.1. Descrição do radiômetro CIMEL.....	70
IV.2.2. Controle de qualidade devido à contaminação por nuvens.....	72
IV.2.3. Metodologia de calibração.....	73
IV.2.4. Incerteza nas medidas do radiômetro CIMEL.....	74
IV.3. O fotômetro solar MICROTOPS II.....	75
IV.3.1. Metodologia utilizada para a obtenção da espessura óptica com o Microtops II	76
IV.3.2. Campanha intensiva de medidas de espessura óptica com o fotômetro solar Microtops II.....	78
IV.3.3. Calibração dos fotômetros solares Microtops II.....	80
IV.4. O SBDART - Santa Bárbara Disort Radiative Transfer	85
V. RESULTADOS E DISCUSSÕES DAS PROPRIEDADES ÓPTICAS DOS AEROSSÓIS DE SÃO PAULO.....	87
V.1. Variabilidade mensal das propriedades ópticas dos aerossóis em São Paulo	87
V.2. Comparação das propriedades dos aerossóis de São Paulo com as de outras regiões do mundo	93
V.3. Análise das propriedades ópticas do aerossol de São Paulo no período de inverno.....	97
V.4. Determinação de um conjunto de modelos dinâmicos de propriedades ópticas do aerossol para São Paulo	104
V.4.1. Teste de reprodutibilidade dos modelos de aerossol obtidos.....	108
VI. METODOLOGIA PARA A OBTENÇÃO DE ESPESSURA ÓPTICA DE AEROSSÓIS POR SATÉLITE	111
VI.1. Descrição da metodologia de obtenção de espessura óptica por satélite.....	113
VI.2. Descrição da obtenção das equações de inversão para cálculo de espessura óptica em função das refletâncias medidas no topo da atmosfera	114
VI.2.1. Região de estudo.....	114
VI.2.2. Geometria Solar e do Sensor	115
VI.2.3. Modelo de fluxo de radiação solar incidente	118
VI.2.4. Filtro utilizado no Sensor MODIS.....	118
VI.2.5. Propriedades da Atmosfera	119
VI.2.6. Equações de inversão geradas no SBDART'.....	120
VI.3. Análise e estimativa da refletância de superfície da Região Metropolitana de São Paulo.....	123
VI.4. Determinação do modelo de aerossol com a utilização da refletância crítica	127
VI.4.1. Descrição do algoritmo de cálculo da espessura óptica com o sensor MODIS130	
VI.5. Testes de sensibilidade da espessura óptica	133
VI.5.1. A significância dos modelos de aerossol e da refletância de superfície no cálculo da espessura óptica.....	133
VI.5.2. Outras variáveis de interesse.....	136

VII. RESULTADOS – PRODUTO DE ESPESSURA ÓPTICA OBTIDO COM O MODIS COM RESOLUÇÃO DE 1x1 KM	142
VII.1. Validação do produto de espessura óptica obtido com o MODIS com resolução 1x1 km	142
VII.2. Estudo de casos com os produtos de espessura óptica com resolução espacial de 1x1 km	150
VII.2.1. ‘Estudo de caso de um sistema de bloqueio e sua influência sobre a poluição do ar na RMSP’ (APÊNDICE - G) e a aplicação do produto de espessura óptica com resolução de 1x1 km - Discussão do trabalho publicado nos anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia	151
VII.2.2. Estudo de caso do transporte de queima de biomassa sobre a RMSP e a aplicação do produto de espessura óptica com resolução de 1x1 km	156
VIII. CONCLUSÕES	164
VIII.1. Sugestões para trabalhos futuros	167
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	169

APÊNDICE – A: FIGURAS - Mapas com a distribuição espacial de espessura óptica no comprimento de onda de 550 nm obtido neste trabalho com resolução de 1 km, sobre a região metropolitana de São Paulo (latitude -23,3° a -23,9° e longitudes -46,1° a -47,0°). Foram utilizadas as radiâncias do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA, e modelo dinâmico de aerossóis definidos neste trabalho. São apresentados alguns dias como exemplo do ano de 2003 e 2004. 186

APÊNDICE – B: TABELAS - Propriedades microfísicas dos aerossóis, obtidas para cada modelo de aerossol definido para São Paulo. 190

APÊNDICE – C: TABELAS - Propriedades ópticas ou radiativas dos aerossóis, obtidas para cada modelo de aerossol (de 1 a 5) definido para São Paulo. 193

APÊNDICE – D: PROGRAMAS - desenvolvidos no MATLAB para a leitura dos arquivos HDF do MODIS nos níveis L1B e L2. 199

APÊNDICE – E: PUBLICAÇÃO - Castanho, A.D.A., P. Artaxo. Wintertime and Summertime São Paulo aerosol source apportionment study Atmospheric Environment, vol. 35, p. 4889-4902, 2001. 206

APÊNDICE – F: PUBLICAÇÃO - Castanho, A.D.A., J.V. Martins, P.V. Hobbs, P. Artaxo, L. Remer, M. Yamasoe, P.R. Colarco. Chemical characterization of aerosols on the East Coast of the United States using aircraft and ground based stations during the CLAMS Experiment. Journal of the Atmospheric Science, em impressão. 221

APÊNDICE – G: PUBLICAÇÃO - Castanho, A.D.A., M.A.F.S Dias, R. Camargo, P. S. Dias, P. Artaxo. Estudo de caso de um sistema de bloqueio e sua influência sobre a poluição do ar na região Metropolitana de São Paulo. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, vol. 1, p. 1558-1568, 2002. 235

ANEXO – A: TABELA - Relação de produtos disponíveis em arquivos HDF (‘Hierarchical Data File’) do MODIS. Nível L1B e L2. 247

I. INTRODUÇÃO

Este trabalho desenvolve novos métodos e procedimentos para a obtenção da espessura óptica de aerossóis com alta resolução espacial em uma megacidade como São Paulo. Nesta introdução, são discutidas as principais características das megacidades do mundo (item I.1). A poluição atmosférica é destacada como um dos principais problemas de forte impacto ambiental gerado pelas grandes cidades (item I.2). Uma revisão da questão da poluição atmosférica da Região Metropolitana de São Paulo é realizada no item I.3. O uso do sensoriamento remoto de aerossóis por satélite é apresentado como ferramenta fundamental na compreensão do impacto climático e da distribuição espacial das elevadas concentrações de aerossóis em um ambiente urbano de grandes proporções (I.4).

I.1. As megacidades

Megacidade é a denominação utilizada para as metrópoles com mais de 10 milhões de habitantes (Molina e Molina, 2004). A região metropolitana de São Paulo está classificada entre as maiores megacidades do mundo, dentre as quais estão Tóquio, Cidade do México, Nova Iorque, Mumbai e outras. A Tabela I.1 fornece um panorama das maiores megacidades, com projeções de aumento populacional expressivos para a maior parte das grandes áreas urbanas de nosso planeta. Nos últimos 50 anos, a população urbana mundial vem crescendo a uma taxa média de 2,7% ao ano (comparada a uma taxa total, urbana + rural, de 1,8% ao ano). O crescimento expressivo da população dos centros urbanos está associado à busca da população por melhores oportunidades de trabalho, qualidade de vida, educação e serviços que os centros urbanos podem oferecer. Em 1900, a população urbana chegava a cerca de 13% da população mundial, enquanto atualmente representa cerca de 50% da população mundial. O esperado é que o crescimento urbano continue e que os países em desenvolvimento, da Ásia e da África, passem a dominar o número de megacidades no futuro.

As megacidades destacam-se das cidades menores não apenas no contingente populacional, mas também pela economia, por infra-estrutura, pelo impacto ambiental e pelos problemas sociais (pobreza, desemprego e violência). A produção comercial e industrial das megacidades pode chegar a representar 60% do Produto Interno Bruto (PIB) de um país. Possuem grande infra-estrutura em aeroportos internacionais, e ou portos de escoamento de produtos para os mercados externos e internos, que facilitam o intercâmbio internacional. O impacto ambiental causado nas megacidades, entretanto, é tema de grande discussão na comunidade científica e governamental (Molina et al., 2004; Crutzen, 2004; Mage et al., 1996;

Mayer, 1999; WHO - *World Health Organization*; Banco Mundial; CETESB - Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental; EPA - *Environmental Protection Agency-EUA*; CONAMA - *Comisión Nacional del Medio Ambiente- Chile*; INM - *Instituto Nacional de Ecologia-México*).

Tabela I.1: Megacidades do mundo, adaptada de Molina et al., 2004. (Source: United Nations Population Division, World Urbanization Prospects, The 2003 Revision.City population).

Cidade	País	População (milhões de habitantes)			
		ANO	1975	2000	2003
Tóquio	Japão		26,6	34,4	35,0
Cidade do México	México		10,7	18,1	18,7
Nova Iorque	EUA		15,9	17,8	18,3
São Paulo	Brasil		9,6	17,1	17,9
Mumbai	Índia		7,3	16,1	17,4
Deli	Índia		4,4	12,4	14,1
Calcutá	Índia		7,9	13,1	13,8
Buenos Aires	Argentina		9,1	12,6	13,0
Xangai	China		11,4	12,9	12,8
Jacarta	Indonésia		4,8	11,0	12,3
Los Angeles	EUA		8,9	11,8	12,0
Dhaka	Bangladesh		2,2	10,2	11,6
Osaka-Kobe	Japão		9,8	11,2	11,2
Rio de Janeiro	Brasil		7,6	10,8	11,2
Karachi	Paquistão		4,0	10,0	11,1
Beijing	China		8,5	10,8	10,8
Cairo	Egito		6,4	10,4	10,8
Moscou	Federação Russa		7,6	10,1	10,5
Metro Manila	Filipinas		5,0	10,0	10,4
Lagos	Nigéria		1,9	8,7	10,1

Dentre os importantes impactos ambientais das megacidades, destacam-se as emissões de poluentes atmosféricos, a formação de ilhas de calor devida à alteração do uso do solo, somado ao efeito radiativo de aprisionamento de radiação solar e fontes de emissão de calor de superfície, causando significativas alterações no perfil de temperatura local (Freitas, 2003), o consumo de recursos naturais e a produção de grande quantidade de lixo urbano. A poluição atmosférica tem-se tornado um dos problemas mais importantes das megacidades. A pluma de poluentes gerada nos grandes centros vem exercendo forte influência no impacto ambiental desde uma escala urbana local, regional e até global. Uma grande porcentagem de pessoas no mundo vive nos grandes centros urbanos e está exposta a elevados níveis de concentração de poluentes, alguns dos quais são tóxicos e mutagênicos. Os aerossóis

atmosféricos afetam a visibilidade e participam direta ou indiretamente do balanço radiativo da atmosfera, podendo causar alterações no balanço radiativo local e até globais (IPCC, 2001). O crescimento acelerado não é acompanhado na maioria dos casos por um desenvolvimento da infra-estrutura básica dos grandes centros urbanos, como transporte, eletricidade, água potável e saneamento básico, essenciais para o bom funcionamento de um centro urbano. Em face do rápido crescimento e às conseqüências geradas pelo surgimento das megacidades, a busca do desenvolvimento sustentável dos centros urbanos vem sendo considerada em todo o mundo.

Os órgãos governamentais e as organizações internacionais científicas têm mostrado crescente conscientização e interesse no desenvolvimento sustentável urbano. Estas organizações analisam e monitoram a evolução dos níveis de concentração de poluentes nas megacidades no mundo, definem padrões de qualidade do ar mínimos para o bem estar da população a eles exposta, criam grupos de estudos, oferecem cursos para a elucidação dos problemas e desenvolvem metodologias para monitoramento, análise, controle e tomadas de decisões para a redução das emissões de poluentes (Banco Mundial; WHO; CETESB; EPA e etc.). Molina et al., 2004, apresentam um completo trabalho de levantamento de informações de nove áreas urbanas do mundo que apresentam elevados níveis de poluentes. Dentre as diferenças inerentes a cada cidade e população são apresentadas as iniciativas de controle da poluição e os resultados mais ou menos eficazes.

Nas últimas décadas, o controle e o monitoramento dos níveis de concentração de poluentes nos grandes centros urbanos têm sido realizados por redes de monitoramento de qualidade do ar. As redes de monitoramento guiadas pelos padrões legais de qualidade do ar, definidos para cada poluente atmosférico, têm fornecido informações essenciais para a definição de estratégias de controle de poluição do ar. Entretanto, o elevado custo de instalação e a operação destas redes de monitoramento são fatores limitantes para o seu crescimento e adensamento. A grande quantidade de dados coletados deve manter uma boa qualidade da informação, na aquisição e na análise, para que possam assessorar devidamente as tomadas de decisão de estratégias de controle de poluição do ar.

Nos últimos anos, o sensoriamento remoto, via sensores em satélites, tem avançado muito no desenvolvimento tecnológico e científico de medidas de poluentes atmosféricos como aerossóis (MODIS- *MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer*) e diversos gases poluentes, tais como o ozônio (O₃) (TOMS- *Total Ozone Mapping Spectrometer*, SAGE- *Stratospheric Aerosol and Gas Experiment*), monóxido de carbono (CO) (MOPITT - *Measurements of Pollution in the Troposphere*), dióxido de enxofre (SO₂), dióxido de

nitrogênio (NO₂), formaldeído (HCHO) (GOME - *Global Ozone Monitoring Experiment*, SCHIAMACHY – *Scanning Imaging Absorption Spectro-Meter for Atmospheric ChartographY*) e outros, com uma série de satélites e sensores desenvolvidos em programas da NASA, da Comunidade Européia, Japão, e outras instituições (Akimoto, 2003). As resoluções espaciais de alguns destes sensores possuem escalas da ordem do tamanho das megacidades (10-300 km), porém já têm contribuído para estudos de influência de transporte de poluentes a longa distância sobre regiões metropolitanas, ou variabilidades sazonais e locais de poluentes (Molina e Molina, 2004; Chu, et al., 2003). Estudos comparativos entre medidas de espessura óptica com o MODIS (resolução de 10 km) e estações de monitoramento terrestres dos Estados Unidos (EPA) têm apresentado bons resultados, o que mostra a potencialidade do sensor também no monitoramento de eventos locais e/ou regionais (Engel-Cox et al., 2004; Wang and Christopher, 2003).

O presente trabalho contribui para o estudo e o desenvolvimento de metodologias, utilizando satélite, para a obtenção de medidas mais precisas de propriedades de material particulado (espessura óptica e outros parâmetros) com alta resolução espacial (1x1 km) sobre regiões metropolitanas. A elevada resolução espacial de espessura óptica, sobre as megacidades do mundo, viria a contribuir de forma bastante positiva no estudo dos impactos ambientais das emissões de material particulado nas áreas urbanas em escala local, regional e global, complementando o monitoramento da poluição do ar em conjunto com as redes de monitoramento de superfície. As medidas obtidas por sensoriamento remoto permitem, de maneira sistemática, a obtenção da variabilidade espacial da distribuição de poluentes atmosféricos, de modo factível, com métodos validados.

‘No conceito de cidade sustentável, o desenvolvimento econômico deve conviver em harmonia com as aspirações culturais e a qualidade do meio ambiente’ (Molina e Molina, 2004), pois a qualidade de vida do ser humano no futuro dependerá do desenvolvimento sustentável dos centros urbanos.

1.2. A poluição atmosférica nas megacidades do mundo

A poluição do ar é um dos maiores problemas das megacidades do mundo, especialmente de países em desenvolvimento. Para algumas regiões como, por exemplo, Cidade do México, Santiago do Chile, Los Angeles e São Paulo, as elevadas taxas de emissão de poluentes associadas a localizações geográficas e condições meteorológicas desfavoráveis à dispersão contribuem aos elevados níveis de poluentes medidos.

1.2.1. Principais fontes emissoras e os poluentes nas megacidades

Nas megacidades, a principal fonte de poluentes é a queima incompleta de combustível fóssil, muito utilizado no setor de transportes, geração de energia elétrica, processos industriais, e uso doméstico. Os principais poluentes são material particulado inalável (PM₁₀), e gases como o O₃ (ozônio), SO_x (óxidos de enxofre), NO_x (óxidos de nitrogênio), CO (monóxido de carbono), NH₃ (amônio), VOC (compostos orgânicos voláteis), e hidrocarbonetos (HC). O particulado inalável contém uma ampla gama de compostos, entre eles carbono orgânico, *black carbon*¹ (ou *negro de fumo*), sulfatos, nitratos, amônia, sais marinhos (NaCl e outros), elementos oriundos de ressuspensão de solo (Al, Si, Ti, Ca, Mn, Fe), metais pesados de origem industrial (Pb, Zn, Cu, V, Ni, Cd, Cr, entre outros), Earthwatch, 1992.

O particulado inalável (PM₁₀, partículas com diâmetro aerodinâmico menor do que 10 µm) é naturalmente dividido em duas modas definidas por intervalos de tamanho: a moda das partículas finas, menores que 2,5 µm de diâmetro aerodinâmico e a moda das partículas grossas, maiores que 2,5 µm. Isto é conveniente, pois as frações de tamanhos possuem diferentes propriedades físicas e químicas, diferentes processos de emissão e remoção da atmosfera. A moda grossa é geralmente constituída por partículas primárias, formadas a partir de processos mecânicos, como ressuspensão de poeira de solo pelo vento, sal marinho, cinzas de combustão e emissões biogênicas naturais da vegetação. A moda fina contém predominantemente partículas primárias geradas por processos de combustão por indústrias, veículos e partículas secundárias, provenientes da formação de partículas na atmosfera a partir de gases precursores como, por exemplo, os NO_x, SO_x e VOCs. Alguns destes gases sofrem reações químicas transformando-se em partículas finas ou reagem na superfície das partículas já existentes, agregando-se a elas (Seinfeld e Pandis, 1998).

Estudos realizados nas principais megacidades do mundo mostram que o tráfego de veículos é a maior fonte de poluição do ar nas megacidades, e que o material particulado é um dos principais poluentes que freqüentemente superam os índices de qualidade do ar (WHO, 1992; Mage et al., 1995; Molina e Molina, 2004). Os veículos representam a maior fonte de HC, CO, NO_x e VOC (precursores de O₃ e ácido nítrico HNO₃) e material particulado inalável, tanto de emissão direta como indireta, com a ressuspensão de solo.

¹ *Black carbon* (ou *negro de fumo*) é definido como um composto carbonáceo produto de combustão incompleta, possui alta eficiência de absorção da radiação solar. Alguns autores utilizam também o termo de *soot carbon*.

O padrão de qualidade do ar do material particulado inalável PM_{10} , recomendado pela organização mundial de saúde (WHO) é de $50 \mu\text{g m}^{-3}$, em média anual. Em cidades como Beijing na China, as concentrações de PM_{10} chegam a $230 \mu\text{g m}^{-3}$ em médias anuais. Na cidade do México, Buenos Aires e em São Paulo oscilam em torno do limite padrão de $50 \mu\text{g m}^{-3}$ (Molina et al., 2004; Bogoa et al., 2003; CETESB, 2003). O padrão recomendado para a concentração de partículas menores que $2.5 \mu\text{m}$, o chamado $PM_{2.5}$ é de médias anuais de $15 \mu\text{g m}^{-3}$. Em Beijim as concentrações de material particulado fino chegam a superar 10 vezes o valor limite aceitável. Em São Paulo as concentrações chegam em médias anuais a $20 \mu\text{g m}^{-3}$.

Quanto mais as cidades crescem espacialmente, mais pessoas têm de se deslocar por distâncias maiores e por mais tempo. Sem uma rede de transporte público eficiente, o número de veículos particulares tende a crescer com a população. Nos países em desenvolvimento a emissão de poluentes por veículos é ainda agravada devido à idade avançada da frota de veículos, a tecnologias defasadas, à utilização de combustíveis de baixa qualidade, ou ainda de combustível diesel, que contribuem para o aumento das concentrações de poluentes, principalmente de material particulado. Em São Paulo, por exemplo, a reduzida malha metroviária e o transporte público ineficiente contribuem para uma alta relação de veículos por habitante. Este cenário gera os freqüentes congestionamentos e os elevados níveis de concentração de poluentes que ocorre nos horários de pico de alto tráfego de veículos (CETESB, 2004).

1.2.2. Impacto local e global dos poluentes atmosféricos urbanos

As partículas de aerossóis que contribuem para a poluição atmosférica de um ambiente urbano são comprovadamente prejudiciais à saúde da população, influenciam diretamente em sua morbidade e mortalidade. Diversos trabalhos em várias regiões urbanas reportam os efeitos adversos de poluentes sobre a saúde da população dos grandes centros urbanos, através de estudos epidemiológicos e estudos com animais: dentre eles, Brasil – Saldiva et al., 1994, 1995, Braga et al., 2003, Li et al., 2004, México - Castillejos et al., 2000, Índia – Pande et al., 2002, China – Xu et al., 1994, Chile – Sanhueza, 1999. Os poluentes atmosféricos afetam particularmente a saúde de crianças e idosos, agravando ou causando doenças respiratórias e cardiovasculares. Alguns compostos presentes em partículas de aerossóis são mutagênicos ou cancerígenos, como os hidrocarbonetos policíclicos aromáticos

(PAH) e metais constituídos por arsênio, cromo, cádmio, chumbo, cobre, zinco (Somers et al., 2004).

A redução da visibilidade² em áreas urbanas tem como seu principal causador o material particulado fino ($PM_{2,5}$). O efeito das partículas de aerossóis na redução da visibilidade é comumente observado pela população dos grandes centros urbanos. A Figura I-1 ilustra um dia com elevadas concentrações de poluentes, em comparação com um dia relativamente limpo na cidade de São Paulo, cenário que se repete em geral nas megacidades.



² O espalhamento da radiação solar (visível) pelas partículas de aerossol entre o observador e a fonte faz com que o contraste entre o objeto e o fundo seja reduzido, diminuindo desta forma a visibilidade (Seinfeld e Pandis, 1998).

Figura I-1: Fotografias da Marginal do Rio Pinheiros em São Paulo representando: acima, um dia muito poluído (2 de agosto de 2004) e abaixo, um dia limpo (29 de agosto de 2004).

A oxidação de compostos como SO₂, NO_x são responsáveis pela acidificação das chuvas em áreas urbanas, causando degradação de monumentos e edificações (chuvas ácidas) ou até efeitos de fertilização devido à deposição de nitrogênio no solo (Molina et al., 2004). Alguns trabalhos apresentam o grau de acidificação e alterações nas concentrações químicas de água de chuvas na região metropolitana de São Paulo (Gonçalves et al., 2002; Paiva et al., 1997, Leal et al., 2004).

O material particulado possui, em geral, tempo de permanência de dias a semanas na atmosfera (Seinfeld and Pandis, 1998). Pode ser, portanto, transportado a longas distâncias por correntes de ar, interferindo na química e na física da atmosfera, não somente em escala local, mas também em escala regional e até global. Os aerossóis possuem papel definitivo no balanço radiativo da atmosfera. Em uma atmosfera urbana, o conjunto de aerossóis compõe uma ampla variação de propriedades ópticas, tamanho de partículas, forma, composição química e distribuição espacial. Os aerossóis que excedem as concentrações naturais da atmosfera alteram de forma direta e indireta o balanço radiativo atmosférico (Ramanathan et al., 2001; Haywood et al., 2000; Andreae, 1995).

As partículas de aerossóis interagem com a radiação solar, absorvendo e espalhando a radiação no chamado efeito direto dos aerossóis no clima (Ramanathan et al., 2001). Este efeito promove um resfriamento da superfície durante o dia, devido à redução da radiação incidente. O IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) estima que o efeito direto global dos aerossóis no balanço radiativo varia, no sentido de resfriamento, entre -0,2 a -1,5 W/m². Este efeito é por sua vez diretamente comparável ao efeito dos chamados gases estufa (CO₂, CH₄, N₂O, clorofluorcarbonos), no sentido de aquecimento de +2,5 W/m² (IPCC, 2001). Entretanto, devido ao fato da distribuição espacial das partículas de aerossóis não ser homogênea no globo, os efeitos locais podem ser centenas de vezes maiores, devido às elevadas concentrações, conforme calculado por diversos autores, como por exemplo Procópio et al., 2003 em queimadas na Amazônia, e Raga et al., 2001 na cidade do México. O efeito direto causa alterações no perfil vertical de temperatura, modificando a estabilidade atmosférica, e altera as eficiências de produção fotoquímica de poluentes na superfície, nos centros urbanos como, por exemplo, o ozônio. Raga et al., 2001, em estudos realizados na cidade do México, verificaram que com uma espessura óptica de 0,55 há uma redução no fluxo de radiação solar na superfície de 17,6 %, o que é suficiente para reduzir a produção

fotoquímica de ozônio próximo à superfície entre 18 e 21%. Por outro lado observa-se um aumento acima da camada de poluentes em 15 a 17%.

As partículas de aerossóis também afetam indiretamente o balanço radiativo da atmosfera e o ciclo hidrológico, através das alterações nas propriedades das nuvens. As partículas de aerossóis atuam como núcleos de condensação de nuvens (CCN), sendo um dos ingredientes principais nos seus mecanismos de formação (Roberts et al., 2002; Ramanathan et al., 2001). Quanto maior a quantidade de CCN, menor o tamanho das gotas das nuvens formadas, o que faz com que as nuvens aumentem a refletância na faixa da luz visível da radiação solar (deixando menos radiação chegar à superfície) (Ramanathan et al., 2001; Kaufman e Fraser, 1997). O menor tamanho das gotas de nuvens também reduz a eficiência de precipitação e pode promover a sua evaporação, ou ainda inibir a formação de nuvens, devido ao aquecimento da camada atmosférica que contém os aerossóis. Estes efeitos estão ainda em grande discussão no meio científico, não havendo um quadro claro de qual efeito predomina em determinada situação (Rosenfeld, 1999; 2000; Andreae et al., 2004; Koren et al., 2004).

1.2.3. Métodos de monitoramento de concentração de poluentes nas megacidades

As megacidades possuem em comum o método de monitoramento de concentração de poluentes com medidas *in situ* realizadas por agências de monitoramento ambiental governamentais, tais como a CETESB em São Paulo. Estas têm como objetivo zelar pela qualidade do ar à qual a população está exposta. As estações de monitoramento das concentrações de gases e material particulado são distribuídas pela região urbana. Devido à heterogeneidade da distribuição das fontes e dos poluentes, quanto mais densa a rede de monitoramento, mais se aumenta o conhecimento da estrutura de emissões e transporte da área urbana. Existe, entretanto, o alto custo envolvido e o complexo controle de qualidade associado ao adensamento das redes de monitoramento urbanas.

O sensoriamento remoto por satélite com alta resolução pode propiciar uma melhor cobertura da poluição urbana nas megacidades. Medidas por sensoriamento remoto podem auxiliar as agências de controle no monitoramento espacial e temporal dos poluentes. Dentre os dois métodos de medidas de poluentes em uma megacidade, as medidas *in situ* e o sensoriamento remoto apresentam vantagens e desvantagens. As medidas *in situ* possuem em geral alta precisão e alta resolução temporal, o que permite um estudo detalhado da variabilidade dos poluentes na região em uma dada escala de tempo. Porém, estas medidas

não são capazes de reproduzir com exatidão a distribuição espacial de poluentes em uma região extensa, como por exemplo, a região metropolitana de São Paulo e outras megacidades do mundo. Outro problema com as medidas *in situ* é o caráter local da medida, por exemplo, ao lado de uma grande avenida, muito impactada pelas fontes na microlocalidade da estação. Por outro lado, o sensoriamento remoto via satélite é capaz de suprir a informação de distribuição espacial de material particulado em uma grande área, porém, atualmente, não possui alta resolução temporal.

O uso conjunto destes dois tipos de informação vem contribuir significativamente com uma melhor caracterização da variabilidade espacial e temporal dos aerossóis e das concentrações de outros poluentes em uma escala local e regional. Uma grande limitação dos produtos de sensoriamento remoto, até o momento, é a resolução espacial de 10x10 km, que dificulta aplicações em escala urbana. A proposta deste trabalho é a redução desta resolução para 1x1 km, tornando ainda melhor o monitoramento de aerossóis nas megacidades do mundo, promovendo um monitoramento espacial com maior detalhe em escala local e regional.

I.3. A poluição atmosférica em São Paulo - uma megacidade em um país em desenvolvimento

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) já é classificada como a quinta maior megacidade do mundo. Junto com este título há os problemas de impactos ambientais significativos. Neste item, são descritas a caracterização geoeconômica e climática da região metropolitana de São Paulo, as principais fontes emissoras e seus poluentes, a situação atual da poluição atmosférica na cidade.

I.3.1. Caracterização geoeconômica e climática da Região Metropolitana de São Paulo

A RMSP possui 39 municípios, e possui cerca de 18 milhões de habitantes (CETESB, 2003). Está localizada geograficamente na Bacia Sedimentar do Planalto Atlântico a uma altitude de 850 m, a 60 km do litoral em uma área aproximada de 8.050 km² (com uma área urbanizada de cerca de 1.750 km²). A região urbanizada é rodeada por serras que chegam a altitudes de 1.200 m, com a Serra do Mar a leste, a Serra de Paranapiacaba ao sul, Serra da Cantareira ao norte e outras a oeste que dificultam a dispersão dos poluentes. A Figura I-2 apresenta uma imagem obtida com uma composição de comprimentos de onda no intervalo do

visível obtido com o sensor Landsat TM, ilustrando a extensão da grande mancha urbana e algumas fotos aéreas da cidade, ilustrando a densa ocupação da região.

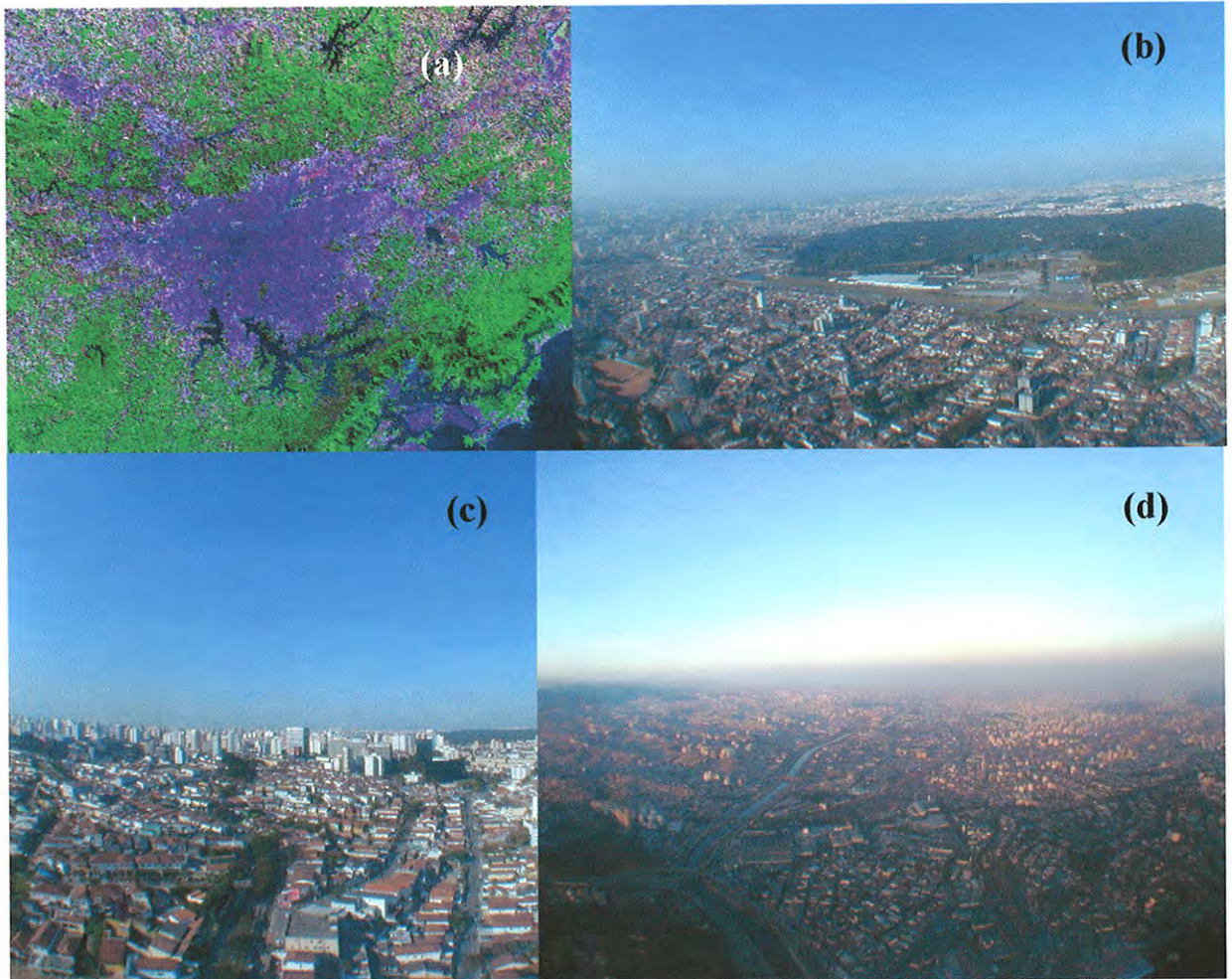


Figura I-2: (a) Imagem de Sensor Landsat TM, com composição de cores na região do visível (disponibilizadas em www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br); As demais imagens representam fotos aéreas de regiões da cidade de São Paulo: (b) Arredores do parque do Ibirapuera; (c) Bairro residencial de Campo Belo ao lado do Aeroporto de Congonhas; (d) Os arredores do Rio Pinheiros, com visível camada de poluição ao fundo, no horário do pôr-do-Sol. (As fotos são cortesia de Fabio Varella).

A RMSP é a mais industrialmente desenvolvida no país e na América Latina. Possui um produto interno bruto (PIB) que representa cerca de 18% do PIB nacional e 50% do PIB do estado (STMSp, 1999). As indústrias se distribuem pelo município de São Paulo e por municípios vizinhos. A queima de óleo combustível utilizada em caldeiras nas indústrias, também contribui na emissão de poluentes.

O clima pode ser resumido em duas estações bem definidas: um verão chuvoso e um inverno seco. Médias climatológicas mensais, da estação de monitoramento da Água Funda, ilustram bem o padrão de chuva na região. A Figura I-3 apresenta as médias mensais de precipitação para os anos de 2002 e 2003, em comparação com as médias climatológicas de

1933 a 2002. Podem-se observar os reduzidos valores de precipitação em torno do período inverno, que compreende os meses de maio a setembro. O período de inverno é caracterizado, por um lado, pela passagem de sistemas frontais que trazem instabilidade atmosférica, chuvas e baixas temperaturas, com condições favoráveis à dispersão e deposição de poluentes. Por outro lado caracteriza-se pela ação do sistema de alta pressão que atua sobre a região SE (anticiclone do Atlântico Sul), o que favorece a ocorrência de dias sem nuvens com grande amplitude térmica e baixa umidade relativa, e noites com intensas inversões térmicas (com altitudes abaixo de 200 m), associadas a movimentos de subsidência, o que define um quadro meteorológico desfavorável à dispersão dos poluentes (Freitas, 2003; Silva Dias e Andrade, 1999; Andrade et al., 1994; Xavier et al., 1994; Silva Dias et al., 1987).

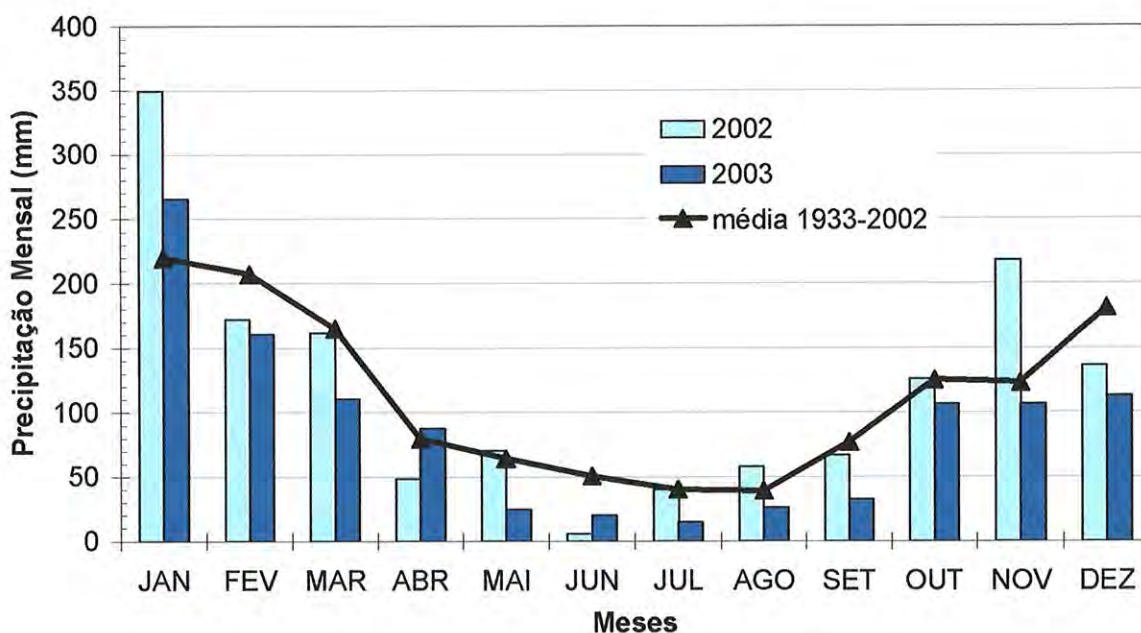


Figura I-3: Medidas de precipitação mensal de 2002 e 2003, comparadas à média do período de 1933 a 2002, fonte Estação Meteorológica do IAG, 2003.

1.3.2. Principais fontes emissoras e os poluentes na RMSP

O município de São Paulo possui uma das maiores frotas de veículos por habitante do mundo (2 habitantes/veículo), o que contribui de forma decisiva para as elevadas concentrações de poluentes. No município de São Paulo, o número de veículos já ultrapassa os 5,0 milhões, para uma população de cerca de 10 milhões de habitantes (CETESB, 2003). Na RMSP, 86% do transporte de passageiros somos realizados por automóveis ou ônibus e apenas 14%, por metrô e trens. A situação se inverte em outras grandes metrópoles do mundo, como Nova Iorque e Tóquio, onde 72% e 61% das viagens, respectivamente, são realizadas por metrô (STMSP, 1999).

Os veículos por tipos de combustível se dividem em: movidos a etanol hidratado, que representam 15% da frota; movidos à gasolina com etanol (mistura 22% de etanol e 78% de gasolina), que representam 70% da frota; os veículos do tipo “flex-fuel” (bi-combustível), lançados recentemente no mercado, que correspondem a 0,1%; movidos a diesel que representam 5,8% da frota de veículos, e as motocicletas que representam 8,8%, conforme informações da CETESB, 2003. Os veículos constituem a maior fonte de material particulado fino da região. Os principais problemas com relação à emissão veicular são: a qualidade e tipo do combustível utilizado e a idade dos veículos. Cerca de 50 % da frota possui mais do que 10 anos, apresentando-se defasada tecnologicamente e, dessa forma, emite de 50 a 100 vezes mais poluentes do que os veículos modernos. Outro fator agravante são as más condições de conservação dos veículos no que tange a regulagens e manutenção de conversores catalíticos, quando existem.

1.3.3. A situação atual da poluição atmosférica na RMSP

A poluição do ar da região metropolitana é determinada pelas elevadas emissões de poluentes associadas às condições orográficas e meteorológicas da região. A poluição na região vem sendo caracterizada e monitorada pela comunidade científica e pela CETESB (Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental) desde a década de 80 (Orsini et al., 1984; 1986; Andrade, et al., 1993; 1994; Artaxo et al., 1995; 1998; 2002b; Alonso et al., 1997; Castanho e Artaxo, 2001; Miranda et al., 2002; Sanchez et al., 2002; Freitas, 2003; Carvalho et al., 2003; Ynoue e Andrade, 2004; Vasconcellos et al., 2004).

A CETESB mantém desde a década de 70 uma rede de monitoramento de qualidade do ar. Hoje, esta rede automática opera 23 estações localizadas na região metropolitana e mais alguns pólos do interior. A rede de monitoramento mede concentrações de material particulado inalável (PM_{10}), SO_2 , NO_x , O_3 , CO, hidrocarbonetos totais não metano, CH_4 , e parâmetros meteorológicos tais como direção e velocidade do vento, umidade relativa, temperatura, pressão atmosférica e radiação solar (global e ultravioleta) (CETESB, 2003). A evolução anual das concentrações de alguns dos principais poluentes monitorados pela rede automática é apresentada na Figura I-4. A Figura I-4 apresenta ainda, para efeitos de comparação, o valor do padrão de qualidade nacional para cada poluente. O PM_{10} e fumaça tiveram suas concentrações reduzidas e mantidas em torno do padrão de qualidade do ar anual, desde 1998 e 2000 respectivamente. A concentração de NO_2 apresenta-se estável ao longo dos anos até 1997, com concentrações em torno de 20% abaixo do padrão de qualidade do ar. As concentrações de SO_2 apresentaram um declínio significativo até o início da década

de 90, a partir do qual permanece estável com concentrações abaixo de $20 \mu\text{g m}^{-3}$, correspondendo a 75% do padrão secundário para SO_2 . Esta evolução mostra o resultado positivo das ações da CETESB junto às indústrias, onde se exigiu o uso de óleos combustíveis com baixo teor de enxofre, e monitoramento da qualidade dos óleos combustíveis em utilização. Exigiu-se também a calibração do sistema de caldeiras que apresentavam problemas de regulagem, reduzindo a emissão de material particulado e SO_2 (CETESB, 2003).

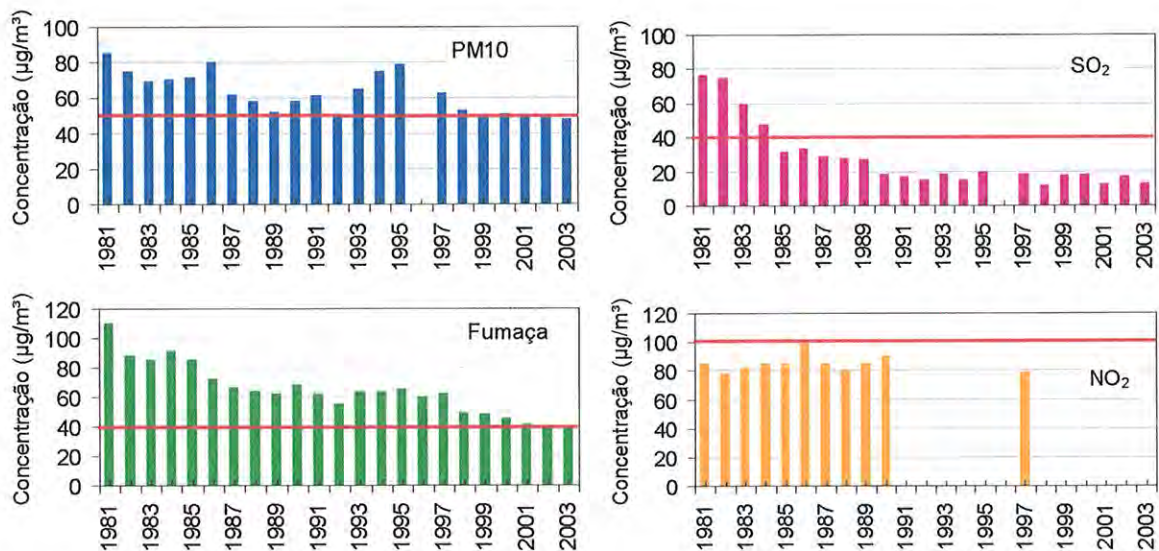


Figura I-4: Evolução das concentrações médias anuais na RMSP, obtidas com medidas da rede automática de monitoramento de poluentes da CETESB. A linha em vermelho indica o valor do padrão secundário de qualidade do ar anual do correspondente poluente. (a) Material Particulado Inalável (PM_{10}), padrão de qualidade do ar anual $50 \mu\text{g m}^{-3}$; (b) Dióxido de enxofre (SO_2) padrão de qualidade do ar anual $40 \mu\text{g m}^{-3}$; (c) Fumaça, padrão de qualidade do ar anual $40 \mu\text{g m}^{-3}$; (d) Dióxido de nitrogênio (NO_2), padrão de qualidade do ar anual $100 \mu\text{g m}^{-3}$.

Apesar de os níveis de concentração anuais médios dos poluentes apresentarem-se dentro dos padrões legais, médias horárias ou diárias ainda superam os valores estipulados nos padrões de qualidade do ar. Ao longo do ano, os poluentes apresentam uma sazonalidade bem definida. A Figura I-5 apresenta o número das ultrapassagens das concentrações de poluentes por mês (integrado de 1997 a 2003), em relação ao padrão de qualidade do ar, para PM_{10} e O_3 . Conforme o monitoramento de poluentes das estações da CETESB, tanto o material particulado inalável quanto o material particulado fino superam, no período de inverno, freqüentemente, o padrão diário de qualidade do ar, em médias de 24 horas (respectivamente 150 e $15 \mu\text{g m}^{-3}$, sendo este último referente ao padrão americano). A Figura I-5 para o PM_{10} reflete as elevadas concentrações que ocorrem na época de inverno. Já as elevadas concentrações de O_3 ocorrem com maior freqüência, superando o padrão de

qualidade do ar em torno do período da primavera e do verão, onde as temperaturas e a radiação solar, mais elevadas, favorecem a produção fotoquímica do poluente, a partir de precursores gasosos (CETESB, 2003). As concentrações de SO_2 estão hoje controladas e permanecem abaixo do padrão de qualidade do ar em 24 horas ($100 \mu\text{g m}^{-3}$). Em 2003, todos os demais gases poluentes ultrapassaram o nível dos respectivos padrões de qualidade do ar. (CO - 8 horas 9ppm, NO_2 - 1 hora $320 \mu\text{g m}^{-3}$) (CETESB, 2003).

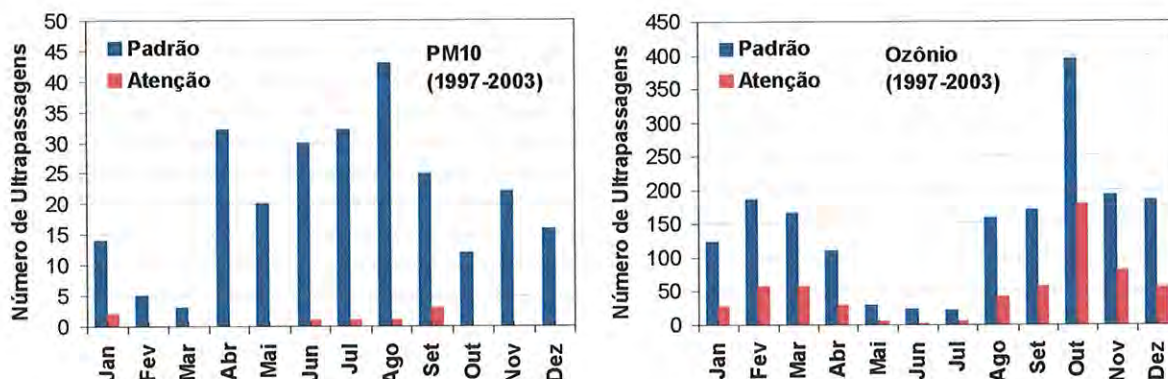


Figura I-5: Número de ultrapassagens do padrão e nível de atenção, por mês, integrados de 1997 a 2003, na RMSP para os respectivos poluentes (a) Material Particulado Inalável (PM_{10}) padrão de qualidade do ar diário $150 \mu\text{g m}^{-3}$, (b) Ozônio (O_3) padrão de qualidade do ar para 1 hora $160 \mu\text{g m}^{-3}$.

A emissão por veículos movidos a diesel e gasolina é a principal fonte de gases e partículas finas poluentes na atmosfera, somada a de solo ressuspenso, e emissões industriais (Andrade et al., 1994; Castanho, 1999; CETESB, 2003). O etanol hidratado é um combustível mais 'limpo' do que a gasolina, entretanto o produto de sua combustão incompleta são hidrocarbonetos, como aldeídos que são compostos considerados perigosos à saúde humana (EPA, 2004). O solo ressuspenso é o principal componente do material particulado grosso, é proveniente de solo exposto, como em ruas de terra e poeira que se acumula nas ruas pavimentadas, de onde é ressuspenso por ventos e pela própria movimentação dos veículos.

Estudos de estimativas de compostos do material particulado fino ($\text{PM}_{2,5}$) mostram que estes são constituídos por cerca de 20% de sulfatos, 12% de outros inorgânicos, 40% de carbono orgânico, 21% de *black carbon* (Andrade et al., 1994; Castanho e Artaxo, 2001). A Figura I-6 apresenta a série temporal das concentrações de PM_{10} em médias de uma hora. A série apresenta medidas obtidas em campanhas de amostragens intensivas de propriedades dos aerossóis no período de inverno de 1997 a 2002, e no período de verão de 1998, onde foi utilizado o monitor TEOM (*Tapered Oscillating Monitor* da série 1400a da Rupprech &

Patashnick). Nos períodos de inverno, as concentrações esporadicamente superam valores de $250 \mu\text{g m}^{-3}$ em médias de uma hora, principalmente em noites com fortes inversões térmicas. No período de verão, apesar das emissões serem similares, as concentrações raramente chegam a superar $100 \mu\text{g m}^{-3}$ em médias de uma hora, devido às condições meteorológicas favoráveis de dispersão dos poluentes (Castanho e Artaxo, 2001).

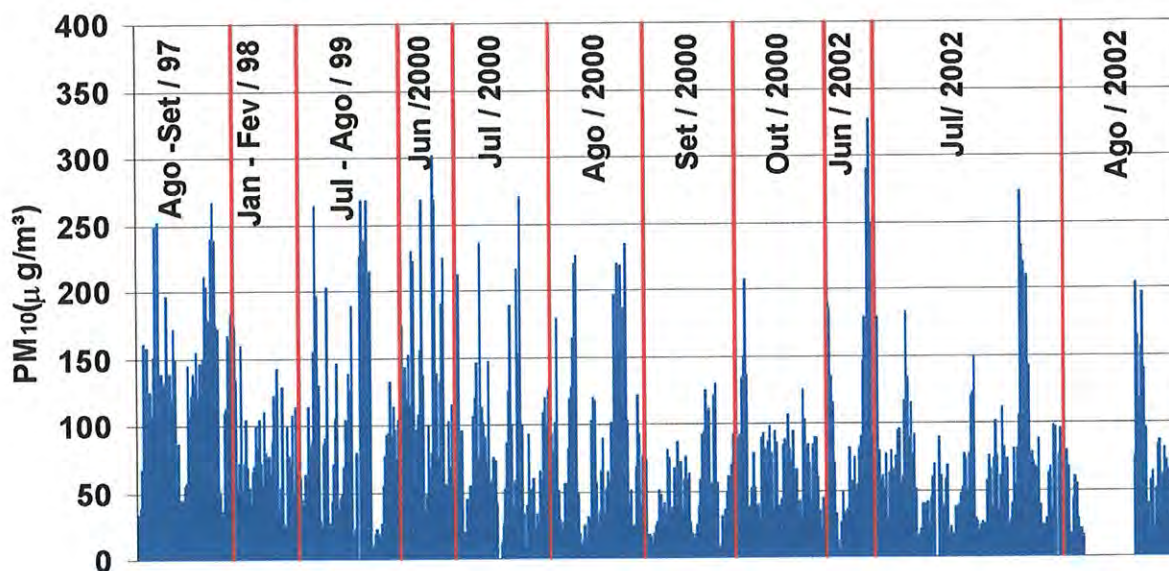


Figura I-6: Série temporal das concentrações, médias horárias, de material particulado inalável PM_{10} , obtidas com o monitor de alta resolução temporal (TEOM). Base de dados das campanhas realizadas no inverno de 97, verão de 98, e invernos de 99 e 2000.

Considerando as características mencionadas há na RMSP uma alta densidade populacional em um espaço pouco arborizado. A região é geográfica e climaticamente desfavorável à dispersão de poluentes, situação agravada no período de inverno. Além disto, possui alta densidade de veículos leves e pesados e é rodeada por municípios com intensa atividade industrial. Todos estes fatores associados geram grande preocupação devido às conseqüências dos poluentes na saúde da população e também os efeitos climáticos.

I.4. O monitoramento de aerossóis atmosféricos por sensoriamento remoto via satélite

I.4.1. Histórico do sensoriamento remoto de aerossóis atmosféricos por sensores em satélites

O sensoriamento remoto de aerossóis por sensores em satélite sofreu grande evolução nos últimos anos. Isto foi devido ao reconhecimento dos importantes efeitos das

partículas de aerossóis nas mudanças climáticas globais. Devido ao tempo de vida média mais curto do que o dos gases, a distribuição dos aerossóis na atmosfera é totalmente heterogênea, tanto horizontalmente quanto verticalmente. A heterogeneidade é marcada ainda pela composição química e distribuição de tamanho, o que define as propriedades ópticas dos aerossóis. Os diferentes tipos de partículas de aerossol estão distribuídos em todo o globo conforme os diferentes processos de formação e fontes emissoras. Desta forma, a única cobertura possível em escala global é a utilização de sensoriamento remoto por satélite, para que a distribuição de aerossóis no globo e suas propriedades sejam caracterizadas, e os efeitos nas mudanças climáticas globais estimadas com melhor precisão (Kaufman et al., 2002b; King et al., 2003).

A necessidade de se conhecer melhor a distribuição global de aerossóis levou à utilização de sensores de uso inicialmente meteorológico, com bandas espectrais no visível (fim da década de 70) (Griggs, 1975; Fraser, 1976). O sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) (a bordo dos satélites da NOAA), e os satélites Meteosat, e GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) foram os pioneiros. O AVHRR oferece, no entanto, um mapeamento da quantidade total de aerossol na coluna atmosférica somente sobre o oceano, em uma extensa série temporal (Husar et al., 1997; Mishchenko et al., 1999). Posteriormente, descobriu-se ainda a capacidade de utilização do ultravioleta (UV) do sensor TOMS (*Total Ozone Mapping Spectrometer*) para se estimar aerossóis com elevada capacidade de absorção de radiação, sobre terra ou oceano (produzindo uma série temporal de 1979 até hoje) (Torres et al., 2002). Porém, a baixa qualidade da calibração desses sensores e as largas bandas espectrais são fatores limitantes para as medidas de aerossóis atmosféricos (Tanré et al., 1997; Kaufman et al., 1997a).

O início do sensoriamento remoto propriamente dito, desenhado especificamente para medidas quantitativas de aerossol troposférico a partir do espaço, ocorreu com o lançamento do satélite ADEOS, com os sensores: TOMS, POLDER (*POLarization and Directionality of the Earth's Reflectance*), e OCTS (*Ocean Color and Temperature Scanner*) em agosto de 1996 (Deuzé et al., 2000; Herman et al., 1997). Foi seguido pelos programas de lançamentos de satélites voltados para o monitoramento do sistema terrestre da NASA (*National Aeronautic and Space Administration*) com o EOS (*Earth Observing System*), Envisat-1 e ADEOS II, dos Estados Unidos, Europa e Japão respectivamente (Kaufman et al., 1997a; Kaufman et al., 2002b).

1.4.2. Os satélites TERRA e AQUA e a nova geração de sensores de aerossóis

Os sensores desenvolvidos na última década, entretanto, marcam uma nova era no sensoriamento remoto de aerossóis e do sistema terra/atmosfera. Destacam-se, dentre eles, o instrumento MODIS (*MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer*) e o sensor MISR (*Multi-angle Imaging Spectroradiometer*) como parte do projeto EOS, e POLDER/ADEOS 1 e 2, onde a utilização de multicanais, multiângulos e razão de polarização da luz refletida permitem a obtenção com maior precisão de uma ampla gama de propriedades dos aerossóis sobre oceano e, de forma inédita, sobre os continentes, globalmente com melhores resoluções no espaço e no tempo (Kaufman et al., 2002b).

Em dezembro de 1999, o satélite TERRA foi lançado em órbita polar em sincronia com o Sol, de forma a cobrir todo o globo em um dia (horário de passagem local 10h30min da manhã). O TERRA abriga os seguintes sensores: MODIS, voltado para a obtenção de espessura óptica de aerossol, com resolução de 10x10 km, dentre outras propriedades dos aerossóis, nuvens e superfície (King et al., 1992; 2003); MOPITT (*Measurements of Pollution in the Troposphere*) que obtém o perfil de CO e coluna total de CH₄ com resolução espacial de 22 km (Pan et al., 1998); ASTER (*Advanced Thermal Emission and Reflection Radiometer*) que realiza, com alta resolução espacial (de 15 a 90 m), imagens multiespectrais da superfície da terra e de nuvens (Naderi, et al., 1991); MISR que realiza observação em diferentes ângulos de visada, de forma contínua, com alta resolução espacial (Diner et al., 1998); CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*), medidas de nuvens e fluxo de radiação (Wielicki et al., 1998).

Em maio de 2002 foi lançado o satélite AQUA contendo também o sensor MODIS. O AQUA cobre todo o globo no período da tarde no horário local das 13h30min, do horário local. Juntamente com o AQUA, a NASA planeja colocar em órbita uma 'constelação' de satélites que formarão o '*A Train*' do período da tarde. O '*A Train*' consiste em 5 satélites com órbitas muito próximas uma das outras, para um completo e inédito monitoramento do sistema terrestre (http://www.nasa.gov/audience/foreducators/5-8/features/F_A_Train_Express.html). Já estão em órbita o AQUA (lançado em maio de 2002), e o AURA (lançado em julho de 2004) voltado exclusivamente para estudo da composição, química e dinâmica atmosférica. Existe ainda a previsão de lançamento de sensores com lidar³, que permitirão a caracterização do perfil vertical de aerossóis troposféricos e nuvens, radar para caracterização de nuvens, com os satélites ESSP/CALIPSO e ESSP/CloudSat, que

³ LIDAR é uma técnica baseada na emissão de um feixe de laser colimado na atmosfera e detecção do laser retroespalhado pelas partículas de aerossóis e moléculas da atmosfera.

serão lançados juntos (maio de 2005) e ESSP/OCO (agosto de 2007). O conjunto de sensores é extremamente útil para estudos da atmosférica terrestre. A Tabela I.2 apresenta os instrumentos nestas plataformas.

*Tabela I.2:Relação de algumas das principais plataformas de observação do sistema terra/atmosfera, recentemente lançadas e programadas para lançamento, e a relação dos seus respectivos sensores. * Data de lançamento do satélite .*

TERRA dezembro de 1999*	MODIS - <i>MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer</i> MOPITT - <i>Measurements of Pollution in the Troposphere</i> ASTER - <i>Advanced Thermal Emission and Reflection Radiometer</i> MISR - <i>Multi-angle Imaging Spectroradiometer</i> CERES - <i>Clouds and the Earth's Radiant Energy System</i>
AQUA maio de 2002*	AIRS - <i>Atmospheric Infrared Sounder</i> AMSU-A - <i>Advanced Microwave Sounding Unit-A</i> CERES - <i>Cloud and Earth's Radiant Energy System</i> HSB - <i>Humidity Sounder for Brazil</i> AMSR-E - <i>Advanced microwave Scanning Radiometer</i>
AURA julho de 2004*	HIRDLS - <i>High Resolution Dynamics Limb Sounder</i> MLS - <i>Microwave Limb Sounder</i> OMI - <i>Ozone Monitoring Instrument</i> TES - <i>Tropospheric Emission Spectrometer</i>
ESSP/ CALIPSO maio de 2005*	CALIP - <i>Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization</i> IIR - <i>IR Imager</i> WFC - <i>Wide Field Camera</i>
ESSP/CloudSat maio de 2005*	CPR - <i>Cloud Profiling Radar</i>
ESSP/OCO agosto de 2007*	<i>Orbiting Carbon Observatory</i>

O conjunto destes novos satélites, com sensores sofisticados voltados para estudos do sistema terra/atmosfera, vem permitindo uma melhor compreensão das propriedades do aerossol, das interações entre aerossóis e nuvens, do balanço radiativo da atmosfera, ciclo hidrológico do sistema terrestre e do clima global.

I.4.3. Os produtos globais de aerossóis do MODIS e a região metropolitana de São Paulo

O sensor MODIS tem demonstrado ser uma ferramenta poderosa no monitoramento global de aerossóis. Diversos estudos, utilizando o MODIS, têm mostrado a distribuição global de aerossóis com produtos de espessura óptica nas frações fina e grossa. Neste capítulo são apresentados alguns exemplos.

A Figura I-7, adaptada de Chu et al., 2003, ilustra uma média do produto de espessura óptica em 550 nm, com resolução de $1^\circ \times 1^\circ$ a cada trimestre. Fica evidente a sazonalidade das fontes globais emissoras de aerossóis. Os eventos que se destacam são: a queima de biomassa ao sul da África e na Amazônia (setembro a novembro); o transporte de poeira do deserto do Sahara para América Central (junho a agosto) e da Ásia para a América do Norte (março a maio); grandes emissões urbanas e industriais na costa leste dos Estados Unidos, China, Índia e no oeste Europeu (junho a agosto) também são evidentes.

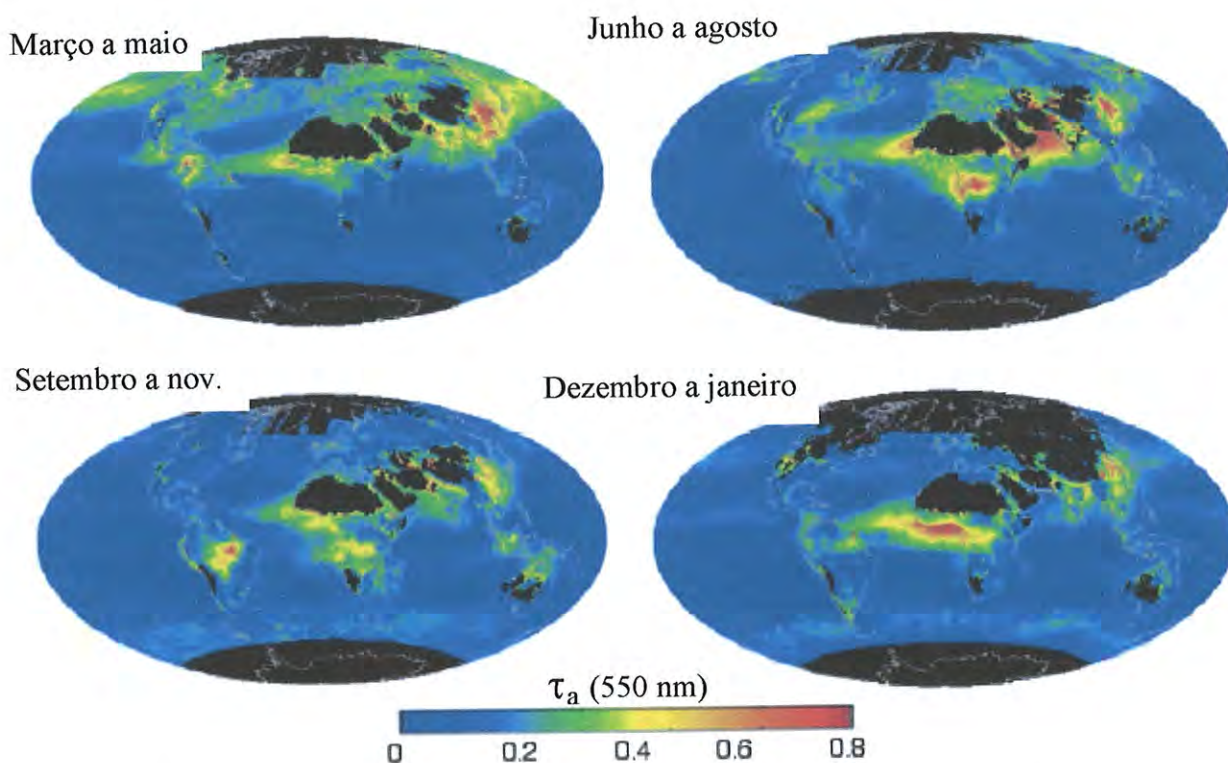


Figura I-7: Médias sazonais de espessura óptica de aerossol $\tau_a(550)$, para cada trimestre do ano de 2001 (dezembro de 2000). Imagens do MODIS obtidas com o produto nível L3. Figura adaptada de Chu et al., 2003.

Dentre os recentes trabalhos realizados com aplicações dos produtos de espessura óptica do aerossol do MODIS, podemos citar: o estudo do impacto dos aerossóis, provenientes de queimadas na Amazônia, na forçante radiativa da região (Procópio et al., 2004); a forçante radiativa ao sul da África (Ichoku et al., 2003); a potencial interação entre aerossol e nuvens em escalas regionais (Koren et al., 2004); os estudos de impacto do transporte de poeira do deserto do Sahara sobre a América Central até a costa leste dos Estados Unidos (Levy et al., 2003; Castanho et al., 2005); e os estudos do transporte da pluma de poluentes devido a queimadas na Amazônia sobre São Paulo (Landulfo et al., 2003; Pires

et al., 2004) entre outros. O sensor MODIS tem ainda apresentado grande potencial de aplicação no monitoramento regional de plumas urbanas, como foi mostrado por Chu et al., 2003, utilizando a resolução de 10x10 km. A Figura I-8 apresenta imagens de espessura óptica com resolução de 10x10 km, do produto operacional do MODIS, disponível no DAAC (*Distributed Active Archive Center*) (<http://daac.gsfc.nasa.gov/data/dataset/MODIS/>).

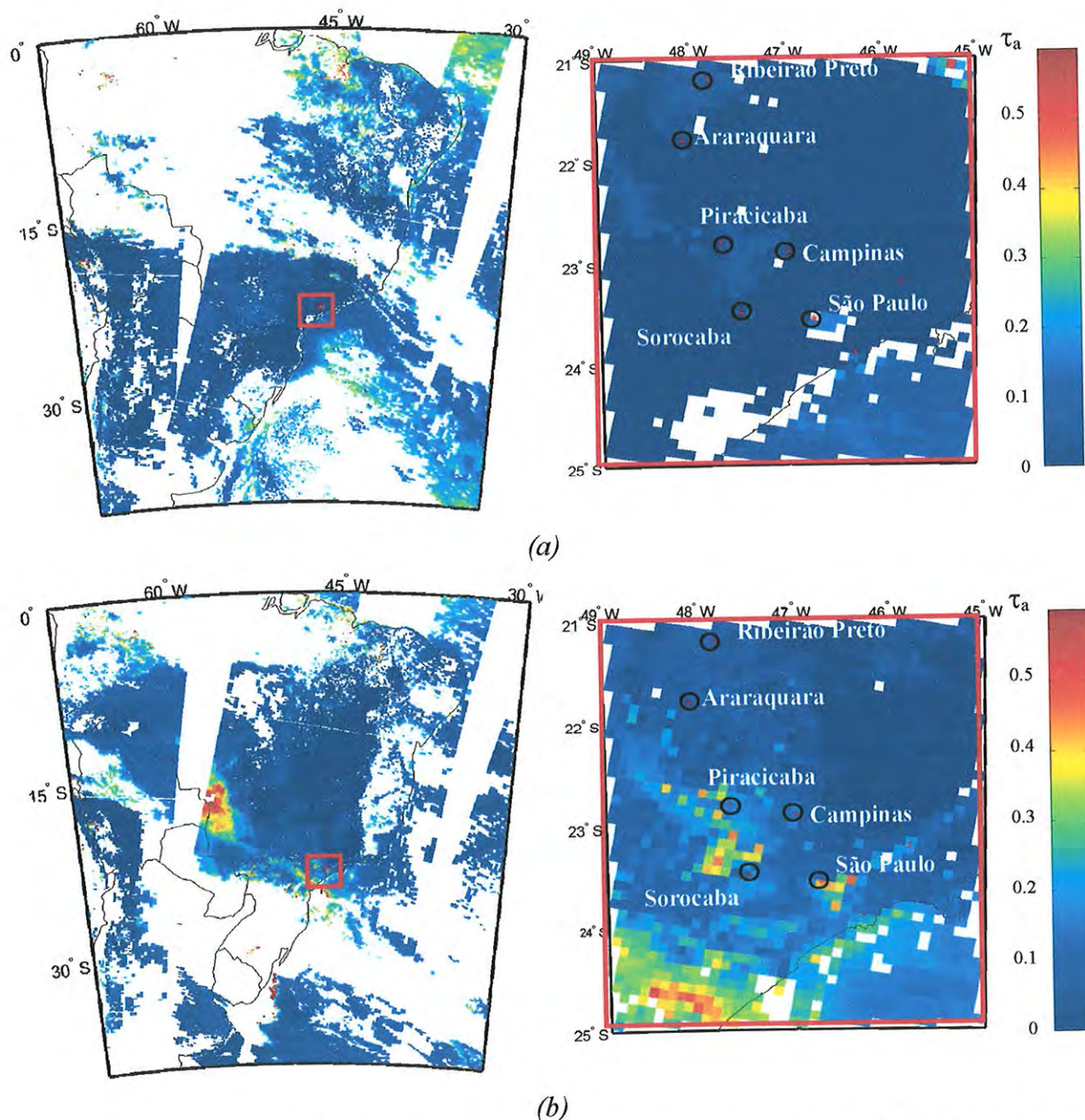


Figura I-8: Imagem de espessura óptica de aerossol $\tau_a(550)$ do MODIS/TERRA, com resolução de 10x10 km sobre o Brasil, à direita, e aproximação sobre São Paulo e interior à esquerda. (a) Representando um dia com baixas espessuras ópticas, o dia 25 de maio de 2003; (b) Representando um dia com espessuras ópticas mais elevadas, o dia 17 de junho de 2003. Imagem obtida do produto operacional da NASA L2(MOD04) e gerada no MATLAB (Apêndice-D).

O sensor MODIS possui sensibilidade suficiente para detectar a pluma de material particulado sobre São Paulo desde um dia pouco poluído, até um dia muito poluído (figuras a e b respectivamente), conforme apresenta o produto operacional de 10x10 km. Entretanto, quando o objetivo passa a ser o estudo da distribuição e a influência climática dos aerossóis em escala local como, por exemplo, em uma megacidade como São Paulo é requerida uma resolução melhor do que 10x10 km, que é parte do objetivo deste trabalho.

II. OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho é a obtenção de espessuras ópticas de aerossóis com alta resolução espacial (1x1 km), utilizando o sensor MODIS, sobre a região metropolitana de São Paulo. São estes os objetivos específicos:

- Desenvolvimento de um conjunto de modelos dinâmicos de aerossóis que caracterizem suas propriedades ópticas, na região metropolitana de São Paulo;
- Desenvolvimento e estruturação de algoritmos no software MATLAB para a obtenção de produtos de refletância crítica e espessura óptica com o satélite MODIS;
- Análise das propriedades de refletância de superfície na região urbana de São Paulo;
- Obtenção de um banco de equações de inversão para o cálculo da espessura óptica com as medidas de radiância do sensor MODIS, com o uso do código de transferência radiativa SBDART;
- Desenvolvimento de uma metodologia que utiliza a refletância crítica, para reduzir as incertezas na determinação da espessura óptica obtida com o MODIS, identificando o modelo de aerossol mais adequado;
- Análise de sensibilidade na determinação da espessura óptica por satélite;
- Validação dos produtos de espessura óptica obtidos com o novo algoritmo desenvolvido neste trabalho, com medidas de espessura óptica obtidas com fotômetros solares da superfície. Para isto foi organizada uma campanha intensiva de validação realizada em 6 locais da RMSP;
- Aplicações em estudos de casos de espessura óptica obtida com o algoritmo desenvolvido neste trabalho.

A lógica dos objetivos deste trabalho segue o desenvolvimento de modelos de propriedades ópticas de aerossóis urbanos locais, a construção de um novo algoritmo, para determinação da espessura óptica com o sensor MODIS, seguida de validação com medidas em solo, e estudos de casos em aplicações que requeiram alta resolução. É importante

explicitar a etapa de validação com medidas de solo, já que os novos algoritmos desenvolvidos devem ser testados exhaustivamente antes de serem aplicados em medidas que possam ser úteis do ponto de vista ambiental. A primeira etapa envolve a identificação e construção dos parâmetros críticos, tais como albedo simples, parâmetro de assimetria e demais propriedades ópticas dos aerossóis. O uso do código de transferência radiativa SBDART é essencial para a construção do banco de equações de referência que relacionam a espessura óptica com as radiâncias medidas pelo sensor MODIS no topo da atmosfera em cada pixel de imagem. Uma análise das diferentes fontes de erros foi realizada com testes de sensibilidade do método. O modelo de aerossol utilizado na obtenção de espessura óptica por satélite é uma informação crítica na estimativa das espessuras ópticas via satélite. Este trabalho desenvolve uma metodologia que define, de forma dinâmica e interativa, um modelo de aerossol mais adequado para a determinação da espessura óptica.

III. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

III.1. O Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto é comumente utilizado para descrever a técnica de se identificar, observar e medir propriedades de objetos sem entrar em contato direto com eles. O processo envolve a detecção de radiação eletromagnética em diferentes comprimentos de ondas que são refletidas ou emitidas por objetos distantes.

III.1.1. O sensoriamento remoto da atmosfera terrestre

A radiação solar interage com os constituintes da atmosfera, gases e partículas. Estes constituintes possuem a propriedade de absorver, refletir e espalhar a radiação solar, em todas as direções, em comprimentos de onda característicos. O resultado desta interação é medido pelo sensoriamento remoto, chamado passivo. Existe também o sensoriamento remoto ativo, no qual radiações em bandas específicas são emitidas e a radiação refletida e ou retroespalhada pelos constituintes da atmosfera é medida, como, por exemplo, em radares, lidars (feixes de laser).

O sensoriamento remoto de propriedades das partículas de aerossol em suspensão na atmosfera terrestre pode ser realizado da superfície (como, por exemplo, os radiômetros solares utilizados em superfície, como neste trabalho o CIMEL da AERONET), por aviões em diferentes altitudes ou ainda por satélites em órbita em torno da Terra (como, por exemplo, satélites TERRA e AQUA utilizados neste trabalho).

III.2. Interação da Radiação Solar com a atmosfera

O Sol emite radiação eletromagnética em todos os comprimentos de onda, embora a maior parte da energia emitida esteja em torno da porção do visível (0,4 a 0,7 μm) do espectro eletromagnético. A Figura III-1 mostra o espectro da irradiância solar da forma como chega ao topo da atmosfera terrestre. A irradiância solar espectral $F_B(\lambda)$ equivale a de um corpo negro⁴ de temperatura equivalente a 6.000K, também apresentado na Figura III-1, conforme descrita pela Função de Planck equação III.1 e 2.

⁴ O corpo negro possui a propriedade de absorver e emitir toda a radiação sobre ele incidente, ou seja, possui taxas de emissividade e absorvância iguais a 1.

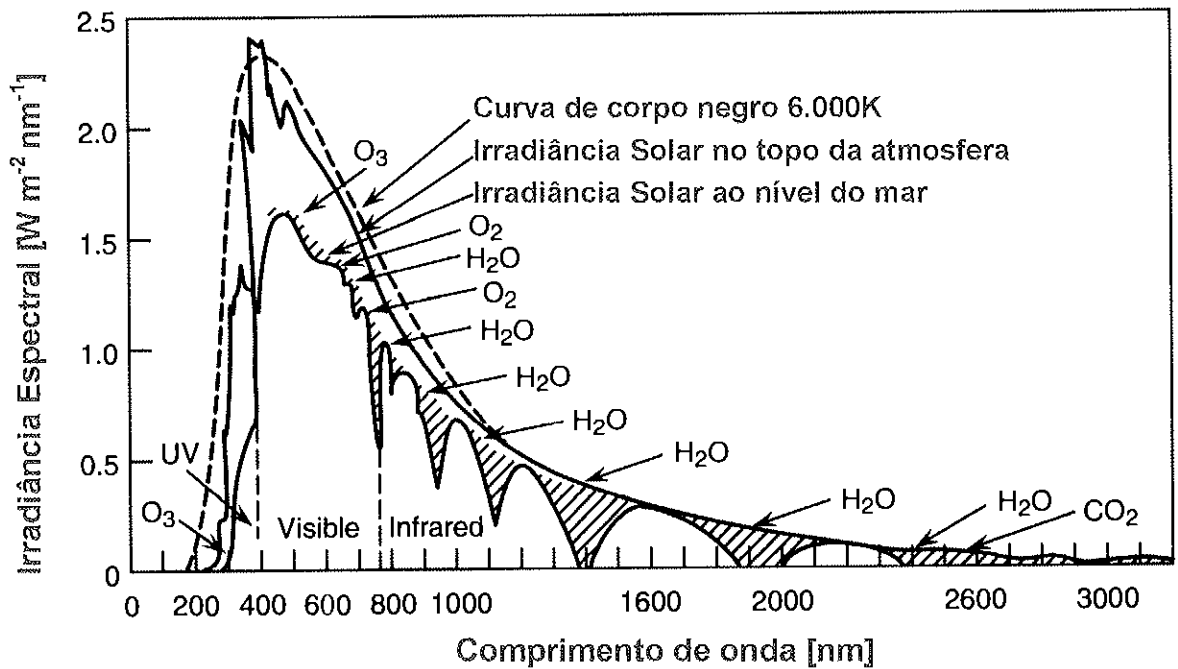


Figura III-1: Irradiância solar espectral no topo da atmosfera e na superfície ao nível do mar. A linha tracejada representa a curva correspondente de corpo negro a uma temperatura média equivalente a 6.000K. As regiões hachuradas representam as absorções moleculares na atmosfera (como por exemplo, ozônio, vapor de água e dióxido de carbono), figura adaptada de Seinfeld e Pandis, 1998.

FUNÇÃO DE PLANCK DA RADIÂNCIA ESPECTRAL

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 [\exp(hc / k\lambda T) - 1]} [\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{m}^{-1}] \quad \text{III.1}$$

IRRADIÂNCIA ESPECTRAL

$$F_{B_{\lambda}}(T) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} B_{\lambda} \cos\theta \, d\Omega$$

$$F_{B_{\lambda}}(T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 [\exp(hc / k\lambda T) - 1]} [\text{W m}^{-2} \text{m}^{-1}] \quad \text{III.2}$$

onde c é a velocidade da luz no vácuo ($\sim 3 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-2}$), h é a constante de Planck ($6,626 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$), λ é o comprimento de onda [m], k é a constante de Boltzmann ($1,381 \cdot 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$), T a temperatura do corpo negro [K]. Como a radiação emitida pelo corpo negro é isotrópica, ou seja igualmente distribuída em todas as direções, a irradiância é equivalente a πB_{λ} dada pela integral da radiância no ângulo sólido $d\Omega = \sin\theta d\theta d\phi$, em um hemisfério.

A radiação solar que chega ao topo da atmosfera é radicalmente alterada até chegar a superfície, devido à: absorção por gases presentes na atmosfera (O_3 , H_2O), ao espalhamento

Rayleigh por moléculas de N_2 e O_2 , e à absorção e ao espalhamento por partículas de aerossóis, como mostra o espectro da irradiância na superfície terrestre, com as respectivas bandas de absorção. Os constituintes da atmosfera são apresentados na tabela e divididos em constituintes majoritários, constituintes minoritários ativos e inativos, com relação à interação com a radiação solar.

Tabela III.1: Relação dos principais constituintes da atmosfera e suas respectivas porcentagens médias (Seinfeld e Pandis, 1998).

Constituintes da Atmosfera Terrestre [%]					
Constituintes Majoritários		Constituintes Minoritários Ativos		Constituintes Minoritários Inativos	
N_2	78,1	H_2O	0,48	Ar	0,93
O_2	20,9	CO_2	0,035	He	$1,8 \cdot 10^{-3}$
		O_3	$7 \cdot 10^{-6}$	Ne	$5,2 \cdot 10^{-4}$
		CH_4	$1,7 \cdot 10^{-4}$	Kr	$1 \cdot 10^{-4}$
		N_2O	$3 \cdot 10^{-5}$		
		CFC'S	$1,4 \cdot 10^{-7}$		
		$H_2O_{\text{liq. + gelo}}$	$2 \cdot 10^{-3}$		
		Aerossóis	$2 \cdot 10^{-8}$		

III.2.1. Absorção por gases presentes na atmosfera

Enquanto os constituintes majoritários da atmosfera absorvem muito pouca radiação, alguns dos constituintes minoritários são eficientes absorvedores dela. A Figura III-2 apresenta as principais bandas de absorção⁵ da radiação solar até a superfície, e da radiação terrestre no infravermelho até o topo da atmosfera. O O_2 e o ozônio presente na estratosfera efetivamente absorvem 100% da radiação abaixo de 290nm, enquanto o vapor de água e o dióxido de carbono absorvem grande parte da radiação terrestre (infravermelho termal). Estas absorções são essenciais para o desenvolvimento da vida na terra como a absorção pelo O_3 que impede a passagem de radiação ultravioleta, o efeito estufa natural, que ocorre devido à absorção da radiação termal pelo vapor de água, e o CO_2 . As absorções são quantizadas, devido à transição eletrônica do oxigênio molecular e atômico e do ozônio, no intervalo do ultravioleta. Já as absorções devido a transições vibracionais e rotacionais em moléculas assimétricas são mais encontradas na região do infravermelho (Wallace e Hobbs, 1977).

⁵ Intervalos do espectro solar ou terrestre que sofrem absorção por constituintes da atmosfera

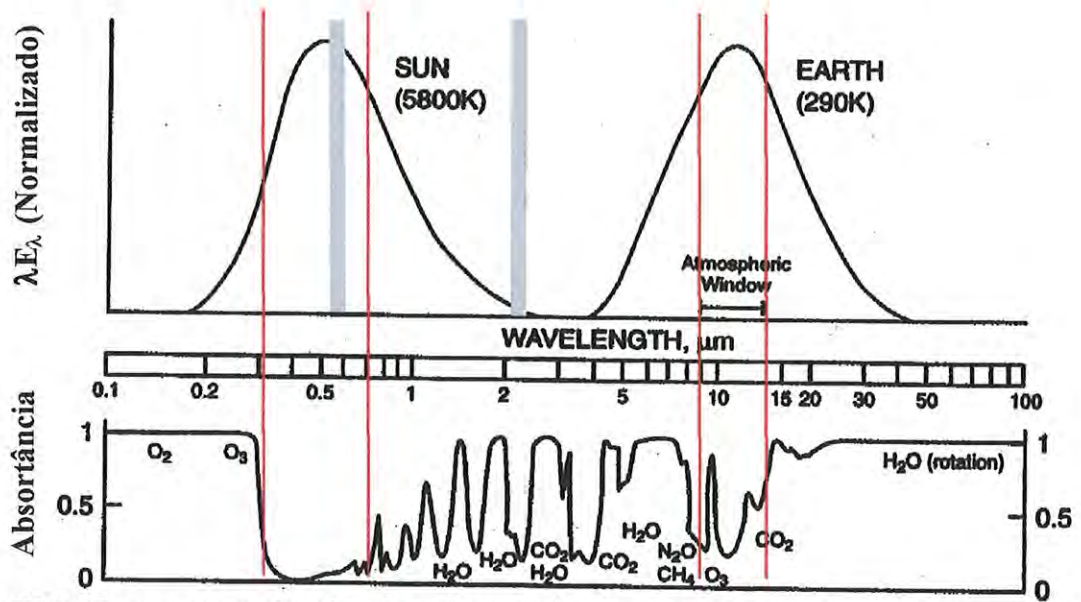


Figura III-2: Curvas normalizadas de radiação de corpo negro para temperaturas médias do Sol e da Terra. São apresentadas as principais bandas de absorção gasosa entre 0,1 e 100 μm . As linhas vermelhas na vertical identificam as regiões das 'janelas da atmosfera' e as barras sombreadas, os intervalos espectrais medidos pelo MODIS utilizado neste trabalho (Figura adaptada de Wallace e Hobbs, 1977).

A atmosfera, entretanto, permite a passagem de grande parte da radiação em regiões chamadas 'janelas' espectrais. As principais 'janelas' são apresentadas na Figura III-2, nos intervalos marcados em vermelho. A atmosfera é transparente à radiação em torno do visível (0,3 a 0,8 μm) que chega à superfície. A atmosfera apresenta também uma 'janela' à radiação termal entre 8 e 13 μm . Cerca de 80% da radiação neste intervalo é liberada para o espaço. Os gases do efeito estufa como o metano CH_4 , NO_x , CFCs, possuem bandas de absorção neste intervalo o que promove a absorção da radiação termal provocando o desequilíbrio no balanço radiativo, com o aumento de temperatura (Seinfeld e Pandis, 1998).

O conhecimento preciso das bandas de absorção de moléculas de gases é extremamente importante para a análise do sensoriamento remoto. Os novos sensores de aerossóis com alta resolução espectral buscam, utilizar as janelas para a análise dos aerossóis, que possuem a menor absorção por outros constituintes, para evitar grandes correções. A maioria dos sensores opera na região do ultravioleta, visível e infravermelho próximo (0,34-2,1 μm), pois são comprimentos de onda com comprimentos equivalentes ao tamanho dos aerossóis que interagem com a radiação. O O_3 e vapor de água, por exemplo como mostra a Figura III-2, apresentam bandas de absorção bastante complicadas. As estreitas bandas espectrais utilizadas neste trabalho (650 e 2.100 nm) do sensor MODIS/TERRA são identificadas na Figura III-2 pelas barras em cinza. Nota-se que existe, ainda que pequena,

uma correção de ozônio em 650 nm e do conteúdo de vapor de água em 2.100 nm, que serão analisados com o devido cuidado no decorrer do trabalho.

III.2.2. Espalhamento devido às moléculas de gás na atmosfera – Teoria de espalhamento Rayleigh

Os constituintes majoritários da atmosfera, o O₂ e o N₂, são responsáveis pelo efeito de espalhamento da radiação. Devido ao tamanho dessas moléculas, muito menor do que o comprimento de onda no visível, a interação pode ser explicada pela teoria de espalhamento molecular Rayleigh (Goody e Yung, 1989). Para a radiação não polarizada, a intensidade de espalhamento Rayleigh, pode ser escrita em função da intensidade incidente como (entende-se por irradiância ou fluxo de energia por unidade de área [W m⁻²]):

EQUAÇÃO DE ESPALHAMENTO RAYLEIGH

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

onde

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

é a função de fase ou função que descreve a distribuição angular do espalhamento, (Θ) é o ângulo de espalhamento, (α) é a polarizabilidade do espalhador e (r) é a distância com relação ao espalhador.

Nota-se, pela equação II.3, que a intensidade da radiação espalhada é inversamente proporcional à quarta potência de λ , desta forma, o efeito de espalhamento Rayleigh é maior em comprimentos de onda menores. Isto explica porque o céu é azul, pois o espalhamento molecular para λ menores (azul) é muito mais eficiente que em λ maiores, sendo praticamente desprezível, por exemplo, no vermelho (0,7 μm).

III.2.3. O espalhamento e a absorção da radiação solar por partículas de aerossol – Teoria de espalhamento Mie

O sensoriamento remoto da atmosfera conta com o efeito de espalhamento traseiro e a transmissão da radiação solar pelas partículas de aerossol. Desta forma, dispõe das propriedades ópticas dos aerossóis. O conjunto destas propriedades será chamado de modelos de aerossóis. O resultado da interação (absorção e espalhamento) da radiação com as partículas depende da forma, do tamanho e da composição dessas partículas, o que define as

suas propriedades microfísicas. Neste item são descritas as propriedades microfísicas como o índice de refração complexo e tamanho de uma partícula (onde em uma atmosfera real o conjunto de partículas é representado pela distribuição de tamanho das partículas) e as propriedades radiativas ou ópticas derivadas das propriedades microfísicas. As partículas serão consideradas daqui em diante partículas esféricas, o que significa uma boa aproximação para as condições atmosféricas, conforme mostrado por Dubovik et al., 2000, principalmente para a fração fina do material particulado.

O formalismo matemático que descreve o espalhamento elástico da radiação eletromagnética em uma partícula esférica é chamado de teoria do espalhamento Mie. A derivação da solução da teoria Mie, sobre o espalhamento da onda eletromagnética sobre uma partícula esférica dielétrica, é uma aplicação direta da teoria eletromagnética clássica e pode ser obtida a partir das equações de Maxwell (Bohren e Huffman, 1983; Thomas e Stamnes, 1999; Liou, 2002). Diversos códigos computacionais de espalhamento Mie estão disponíveis para uso público. Neste trabalho, por exemplo, foi utilizado o código de Mie de Dave e Gazdag, 1970.

- **PROPRIEDADES MICROFÍSICAS DAS PARTÍCULAS DE AEROSSOL**

As propriedades microfísicas das partículas de aerossol são: o tamanho da partícula, geralmente expresso de forma adimensional (x) (equação III.5); e o índice de refração complexo (m) relativo entre a partícula e o meio (ar $n_0 \sim 1$) dado pela equação III.6 (Seinfeld e Pandis, 1998).

PARÂMETRO DE TAMANHO

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \text{ [adimensional]} \quad \text{III.5}$$

onde r é o raio da partícula,

ÍNDICE DE REFRAÇÃO COMPLEXO

$$m(\lambda) = n(\lambda) + k(\lambda) i \text{ [adimensional]} \quad \text{III.6}$$

A teoria Mie pode servir como procedimento para cálculo do espalhamento e absorção para qualquer tamanho de partícula em função do comprimento de onda. Existem, entretanto, aproximações válidas em determinados limites, como: a teoria de espalhamento Rayleigh (assim como foi feito para moléculas de gás da atmosfera) pode ser utilizada quando o tamanho da partícula é muito menor do que o comprimento de onda da radiação incidente; o espalhamento pode ser explicado pela óptica geométrica de reflexão, refração e difração para

partículas muito maiores do que o comprimento de onda, e para o tamanho de partículas da ordem do comprimento de onda, o espalhamento Mie é o mais apropriado.

$x \ll 1$ *Espalhamento Rayleigh*

$x \sim 1$ *Espalhamento Mie*

$x \gg 1$ *Espalhamento Geométrico*

A parte real e a imaginária do índice de refração complexo representam a componente não absorvedora e a absorvedora respectivamente, ambas são função do comprimento de onda. A Figura III-3 ilustra os índices de refração espectrais, estimados para os principais tipos de partícula, conforme a composição química (Krekov, 1993). A estimativa obtida para São Paulo, também apresentada em preto, foi obtida com o produto do algoritmo de inversão do radiômetro CIMEL da AERONET em operação em São Paulo. As gotas de água representam o composto de menor índice de espalhamento e *soot* representa o maior índice de refração.

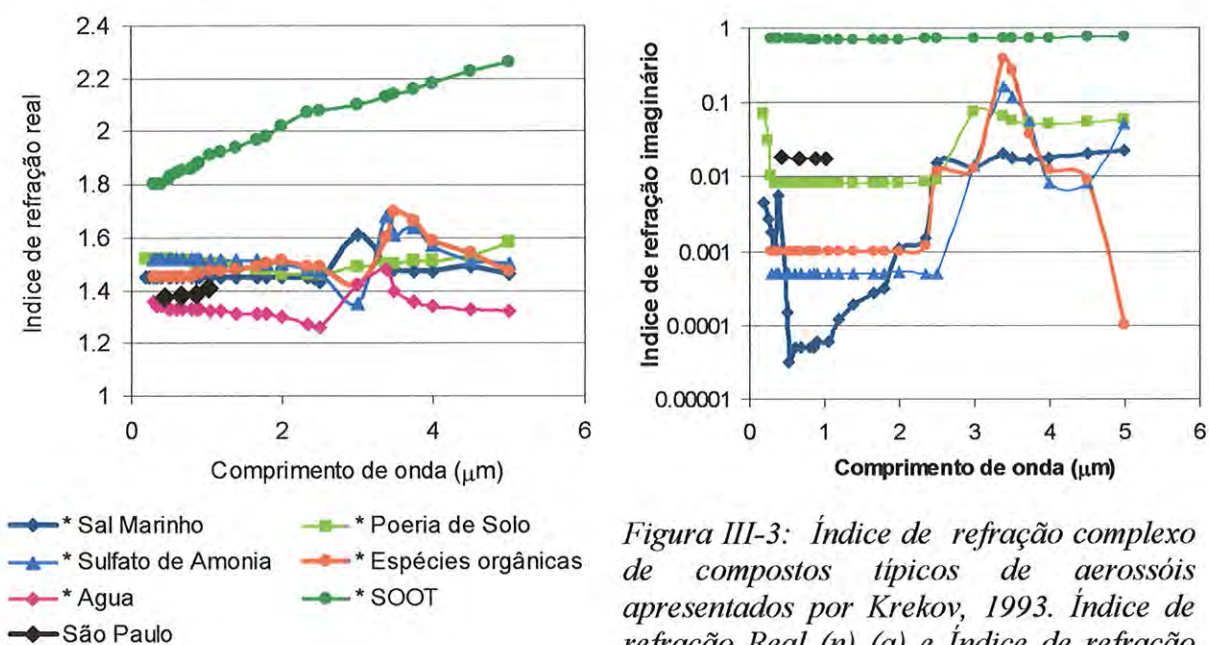


Figura III-3: Índice de refração complexo de compostos típicos de aerossóis apresentados por Krekov, 1993. Índice de refração Real (n) (a) e Índice de refração Imaginário (k).

Para um sistema com uma distribuição polidispersa de partículas, como por exemplo, na atmosfera, os tamanhos das partículas são representados pelas distribuições de tamanho. Muitos estudos indicam que a distribuição de tamanho pode ser descrita por duas funções lognormais conforme mostram as equações (Shettle and Fenn, 1979; Remer and Kaufman, 1998):

DISTRIBUIÇÃO LOGNORMAL VOLUMÉTRICA DE TAMANHO DE PARTÍCULAS

$$\frac{dV}{d \ln r} = \sum_{i=1}^2 \frac{C_{v,i}}{\sigma_i \sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{[\ln(r/r_{v,i})]^2}{2\sigma_i^2}\right\} [\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}] \quad \text{III.7}$$

onde o índice i representa cada uma das modas da distribuição (fina ou de acumulação e grossa) e os parâmetros que descrevem a distribuição são: C_v é a concentração volumétrica, r_v é o raio médio, σ_i é o respectivo desvio padrão da lognormal por volume.

As relações entre as distribuições volumétricas de superfície, com a distribuição do número de partículas são dadas pelas equações:

$$\frac{dV}{d \ln r} = \frac{4}{3} \pi r^3 \frac{dN}{d \ln r} \quad \text{e} \quad \frac{dS}{d \ln r} = 4 \pi r^2 \frac{dN}{d \ln r} \quad \text{III.8}$$

Conhecendo-se a distribuição de tamanho, a priori, pode-se definir outro parâmetro único que descreve a distribuição de partículas que independe de modelos e ajustes matemáticos, o raio efetivo (Liou, 2002):

RAIO EFETIVO

$$r_{\text{ef}} = \frac{\int_{r_2}^{r_1} r \pi r^2 N(r) dr}{\int_{r_2}^{r_1} \pi r^2 N(r) dr} [\mu\text{m}] \quad \text{III.9}$$

- **PROPRIEDADES ÓPTICAS DAS PARTÍCULAS DE AEROSSOL**

O parâmetro função de fase descreve a intensidade de espalhamento da radiação em um dado ângulo com relação ao feixe incidente (Θ : ângulo de espalhamento), normalizada pela integral do espalhamento em todas as direções, ou seja, representa a probabilidade de espalhamento em cada direção em relação à incidente (Liou, 2002).

FUNÇÃO DE FASE

$$P(\Theta, x, m, \lambda) = \frac{F(\Theta, x, m, \lambda)}{\int_0^\pi F(\Theta, x, m, \lambda) \sin \Theta d\Theta} \quad \text{[adimensional]} \quad \text{III.10}$$

a integral da função de fase em uma esfera centrada na partícula é 4π :

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi P(\Theta, x, m, \lambda) \sin \Theta d\Theta d\varphi = 4\pi$$

onde φ é ângulo azimutal, Θ é o ângulo de espalhamento, formado entre a direção do feixe emergente com relação ao incidente, é definido em função dos ângulos zenitais (θ e θ_o) respectivamente do feixe emergente e incidente e azimutais (φ e φ_o) respectivamente do feixe emergente e incidente dado por:

ÂNGULO DE ESPALHAMENTO (Θ)

$$\cos(\Theta) = \cos(\theta_o) \cos(\theta) + \sin(\theta_o) \sin(\theta) \cos(\varphi - \varphi_o) \quad \text{III.11}$$

A radiação é dita pró-espalhada (espalhada frontalmente, para o hemisfério frontal) para um ângulo de espalhamento menor do que $\pi/2$, e retroespalhada (espalhada para trás para o hemisfério traseiro) para um ângulo de espalhamento maior do que $\pi/2$.

O parâmetro de assimetria é derivado da função de fase e descreve o quanto da radiação é pró-espalhada em relação ao espalhamento total, o seu valor pode variar de -1 a 1. O parâmetro de assimetria é nulo quando a função de fase descreve o pró-espalhamento igual ao retroespalhamento, 1 quando toda a radiação é pró-espalhada, e -1 quando a radiação é totalmente retroespalhada (Liou, 2002).

PARÂMETRO DE ASSIMETRIA

$$g(x, m) = \frac{\int_0^\pi \cos \Theta F(\Theta) \sin \Theta d\Theta}{\int_0^\pi F(\Theta) \sin \Theta d\Theta} = \frac{1}{2} \int_0^\pi \cos \Theta P(\Theta) \sin \Theta d\Theta \quad [\text{adimensional}] \quad \text{III.12}$$

$g = 1$ *Espalhamento totalmente frontal*

$g = 0$ *Espalhamento simétrico (por exemplo espalhamento Rayleigh)*

$g = -1$ *Espalhamento totalmente traseiro*

A função de fase de Henyey-Greenstein se aproxima da função de fase original da partícula, é função do parâmetro de assimetria e é definida conforme a equação:

FUNÇÃO DE FASE DE HENYEY-GREENSTEIN

$$P_{HG}(\cos \Theta, g) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos \Theta)^{3/2}} = \sum_{j=0}^{\infty} (2j + 1) g^j P_j(\cos \Theta) \quad [\text{adimensional}] \quad \text{III.13}$$

A função de fase pode também ser escrita em função do ângulo de espalhamento na forma de expansão em polinômios de Legendre:

FUNÇÃO DE FASE EM EXPANSÃO EM POLINÔMIOS DE LEGENDRE

$$P_L(\cos \Theta) = \sum_{i=0}^{\infty} W_i(\cos \Theta) P_i \quad [\text{adimensional}] \quad \text{III.14}$$

Conhecidos os coeficientes (P_i) do polinômio de Legendre, a função de fase em cada ângulo de espalhamento pode ser escrita da seguinte forma, onde cada termo da somatória é explicitado (Thomas e Stamnes, 1999):

$$P_L(\cos \Theta) = 1 + P_1 \cos \Theta + \frac{P_2}{2} (3 \cos \Theta - 1) + \frac{P_3}{3} \left(\frac{15}{2} \cos^3 \Theta - \frac{9}{2} \cos \Theta \right) + \sum_{i=4}^{\infty} \frac{P_i}{i} [(2(i-1)+1) \cos \Theta W_{i-1} - (i-1) W_{i-2}] \quad \text{III.15}$$

Foi realizada uma comparação entre as funções de fase de Henyey-Greenstein (P_{HG}), a definida pela expansão em polinômios de Legendre (P_{PL}) e a função de fase original, para um determinado tipo de aerossol. A Figura III-4 apresenta a comparação entre as duas estimativas da função de fase (P_{HG} e P_{PL}).

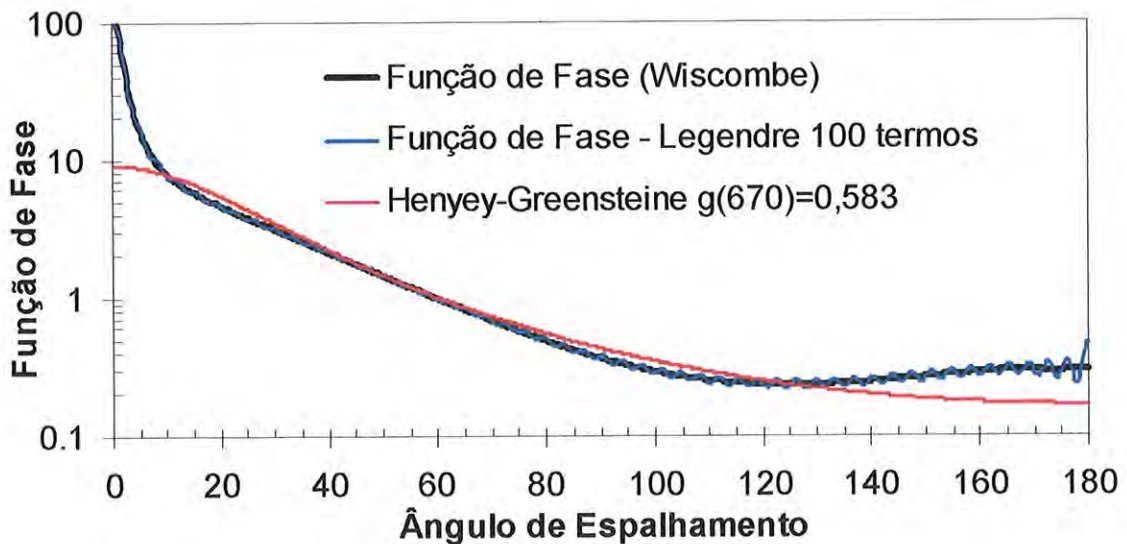


Figura III-4: Funções de fase em função dos ângulos de espalhamento. São apresentadas: a função de fase calculada pelo código de transferência radiativa Wiscombe, 1980 (em função do índice de refração complexo e da distribuição de tamanho); a função de fase calculada com base no polinômio de Legendre, com 100 termos; a função de fase calculada pela função de Henyey-Greenstein, com o parâmetro de assimetria $g(650)=0,583$.

A função de fase original foi gerada com o código Wiscombe, 1977 baseada em um modelo de aerossol padrão. A função de fase de Henyey-Greenstein foi obtida em função do parâmetro de assimetria ($g(650)=0,583$), conforme mostra a equação III.13. A função de fase em expansão em polinômios de Legendre foi obtida conforme a equação III.15 para 100

termos, onde os coeficientes dos polinômios foram obtidos também como produto do código Mie descrito por Wiscombe, 1980 e adaptadas por Yamasoe, 1999.

A Figura III-5 apresenta as correspondentes diferenças percentuais entre as funções de fase estimadas e a original, em função dos ângulos de espalhamento. Nota-se que a função definida pelo polinômio de Legendre recupera bem a função de fase original do modelo de aerossol, apresentando pequenas oscilações de 10% em torno dela. Já a função de fase obtida pela aproximação do parâmetro de assimetria (P_{HG}) diverge da original significativamente (50 a 90 %) em torno dos ângulos de espalhamento na direção frontal e traseira, entretanto dentro dos ângulos de espalhamento traseiro de 100° a 140° , o desvio entre a função Henyey-Greentein e a original chega no máximo a 20%.

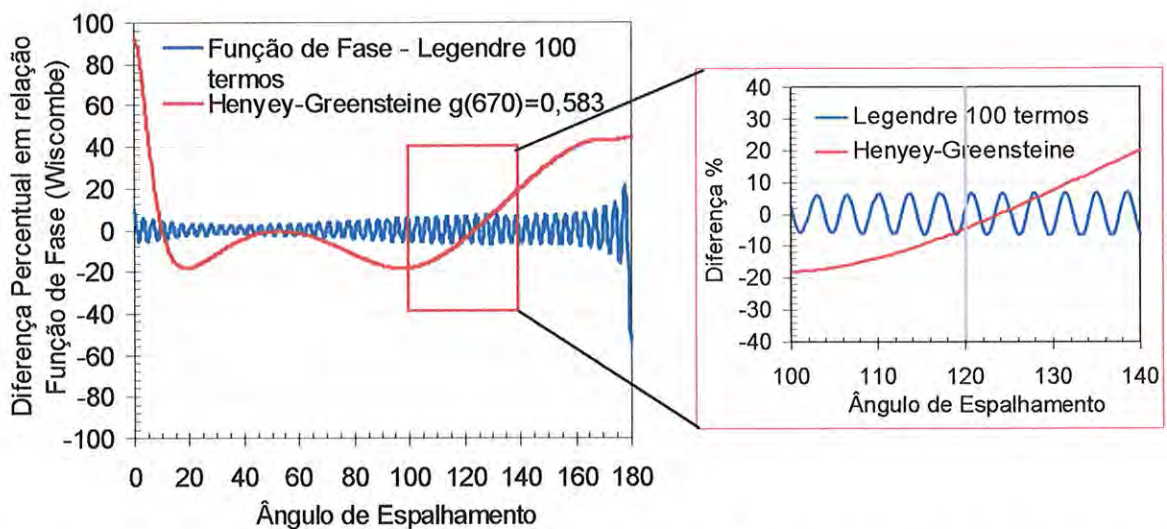


Figura III-5: Diferença percentual entre as funções de fase calculadas pelo polinômio de Legendre com 100 termos e pela função de Henyey-Greentein em relação à função de fase original do modelo de aerossol. O detalhe apresenta uma aproximação no intervalo de 100° a 140° de ângulo de espalhamento.

A configuração das posições angulares do sensor MODIS no TERRA e no AQUA, em relação à posição solar, apresentou-se na maioria do período analisado (junho, julho e agosto) entre 110° a 130° , como mostra o histograma na Figura III-6. O desvio percentual, utilizando o parâmetro de assimetria neste intervalo de ângulo de espalhamento, é de 10%, ou seja, o mesmo do que se fossem utilizados os polinômios de Legendre (com 100 termos). Fora do período de inverno (setembro e outubro), os ângulos de espalhamento são superiores a 140° , devido ao ângulo solar zenital ser menor. Desta forma, fora do período de junho, julho e agosto, o ângulo de espalhamento passa a estar fora de um intervalo razoável para a utilização do parâmetro de assimetria. Nesta situação, deve-se analisar com cuidado a possibilidade de

se utilizar a função de fase de forma mais precisa, representada por um número igual ou superior a 100 termos do polinômio de Legendre.

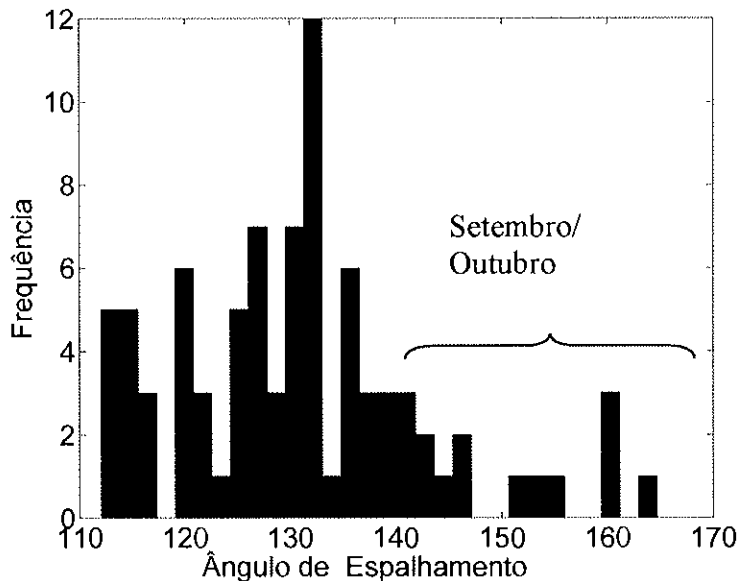


Figura III-6: Histograma do ângulo de espalhamento entre a radiação solar incidente e o sensor MODIS, abordo do TERRA e do AQUA, calculado conforme a equação III.11 para os dias de estudo nos anos de 2002, 2003 e 2004.

A utilização do polinômio de Legendre com um número de termos maior do que 100 o tornaria mais atrativo do que a aproximação de Henyey-Greenstein, entretanto o tempo de processamento do cálculo de transferência radiativa na atmosfera, com polinômios de Legendre de 100 termos, já a torna pouco viável. Conclui-se desta forma que, no período em questão, é mais vantajoso o uso do parâmetro de assimetria do que estimar a função de fase com expansão em polinômios de Legendre para os casos do período estudado (junho, julho e agosto). Neste trabalho os modelos de aerossol foram definidos em função dos parâmetros de assimetria, da mesma forma que todos os cálculos de transferência radiativa na atmosfera.

As eficiências de espalhamento e extinção são descritas pela teoria Mie como fatores adimensionais dados por:

EFICIÊNCIA DE ESPALHAMENTO E EXTINÇÃO

$$Q_{esp} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}(a_n^2 + b_n^2) \quad [\text{adimensional}] \quad \text{III.16}$$

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

onde x é o parâmetro de tamanho, e os coeficientes de Mie a_n e b_n são função do índice de refração complexo da partícula (x) e podem ser encontrados em termos das funções de Riccati-Bessel, apresentados em detalhes na literatura (Bohren e Huffman, 1983; Wiscombe, 1980). A eficiência de absorção (Q_{abs}) pode ser obtida pela diferença entre as eficiências de extinção e de espalhamento (Liou, 2002).

Para um conjunto de partículas polidispersas na atmosfera, o coeficiente linear de extinção (β_{ext}), assim como de espalhamento (β_{esp}) e de absorção (β_{abs}), são calculados a partir das respectivas eficiências de extinção (Q_{esp} , Q_{abs}) e da distribuição de tamanho em número de partículas $n(r) = dN(r)/dr$, conforme a equação:

COEFICIENTE LINEAR DE EXTINÇÃO

$$\beta_{ext}(\lambda) = \int_0^{\infty} Q_{ext}(m, x) \pi r^2 n(r) dr \quad [m^{-1}] \quad \text{III.17}$$

O coeficiente linear de extinção do conjunto de partículas é dado pela soma do coeficiente de espalhamento e absorção

$$\beta_{ext}(\lambda) = \beta_{esp}(\lambda) + \beta_{abs}(\lambda) \quad \text{III.18}$$

O albedo simples dos aerossóis na atmosfera descreve a fração da radiação que é espalhada com relação a que é extinta, devido à interação da radiação com a partícula. Quanto menor o albedo simples, mais absorvedoras são as partículas de aerossol. Pode ser descrito em termos dos coeficientes de espalhamento e de extinção, da seguinte forma:

ALBEDO SIMPLES

$$\omega_o(\lambda) = \frac{\beta_{esp}(\lambda)}{\beta_{esp}(\lambda) + \beta_{abs}(\lambda)} = \frac{\beta_{esp}(\lambda)}{\beta_{ext}(\lambda)} \quad [\text{adimensional}] \quad \text{III.19}$$

O expoente de Ångström é um parâmetro bastante utilizado para se caracterizar a dependência espectral do coeficiente de extinção, das partículas de aerossol na atmosfera. Quanto maior o expoente de Ångström, maior a dependência espectral das partículas de aerossol na atmosfera e, portanto, menores são estas partículas:

Expoente de Ångström (α)

$$\alpha = -\frac{\log(\beta_{ext}(\lambda_1) / \beta_{ext}(\lambda_2))}{\log(\lambda_1 / \lambda_2)} \quad [\text{adimensional}] \quad \text{III.20}$$

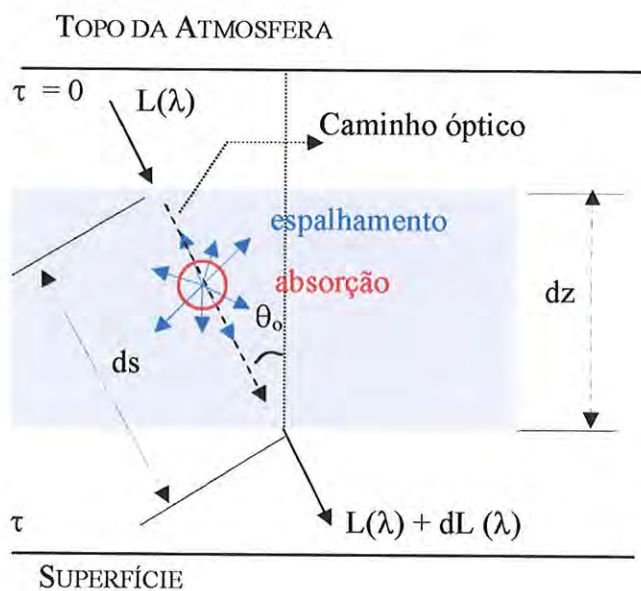
III.3. Transferência radiativa na atmosfera

Foram vistos, no item anterior, os processos de interação da radiação solar com cada um dos constituintes da atmosfera (moléculas de gás e partículas). Foram analisadas as principais propriedades ópticas e, de forma geral, as teorias que explicam esses efeitos.

O cálculo da transferência radiativa na atmosfera, finalmente, permitirá determinar, a partir da radiância espectral incidente no topo da atmosfera, qual a radiância espectral

resultante em todas as direções após as interações com os constituintes da atmosfera. Uma aproximação muito comum e conveniente no estudo de transferência radiativa atmosférica é a consideração de uma atmosfera plano-paralela. Com esta aproximação a curvatura da Terra é ignorada, uma vez que as variações verticais de temperatura, pressão e concentrações dos constituintes atmosféricos são muito mais significativas do que as variações horizontais. Desta forma, o meio é considerado horizontalmente homogêneo e o campo de radiação é horizontalmente isotrópico (Liou, 1992). Esta aproximação é bastante válida para ângulos solares zenitais não muito elevados (ou seja, com a posição do sol próximo ao horizonte não pode se considerar a esfericidade da Terra desprezível).

O esquema da Figura III-7 ilustra o caminho óptico da radiação espectral incidente e emergente em uma dada direção na coluna atmosférica. Há, no feixe emergente, uma soma da radiação incidente, mais a variação na radiação que foi espalhada nas demais direções ($L(\lambda)+dL(\lambda)$).



$$ds = \frac{dz}{\cos(\theta_0)} \quad \text{III.21}$$

Figura III-7: Representação esquemática da atenuação da radiação incidente em um volume de um meio homogêneo. Em azul, é representada a interação de espalhamento, e em vermelho, de absorção do feixe direto.

A lei de Beer-Lambert-Bouguer descreve a variação da radiação espectral $dL(\lambda)$ em unidades de $[W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}]$ devido à atenuação ou extinção da radiação incidente $L(\lambda)$ ao longo de um caminho óptico (ds). Pode-se escrever a variação da radiação em termos do coeficiente de extinção linear, da forma seguinte:

$$dL(\lambda) = -\beta_{ext}(\lambda)L(\lambda)ds \quad \text{III.22}$$

$$\frac{1}{L(\lambda)}dL(\lambda) = -\beta_{ext}(\lambda)ds \quad \text{III.23}$$

Substituindo a equação III.21 em ds e integrando os dois lados da equação III.23 na coluna atmosférica, tem-se:

$$\int_{L_o}^{L_1} \frac{1}{L(\lambda)} dL(\lambda) = \frac{1}{\cos(\theta_o)} \int_{z_0}^{z_1} -\beta_{ext}(\lambda) dz \quad \text{III.24}$$

A integral do coeficiente linear de extinção, na coluna vertical z, é chamada de espessura óptica de extinção na camada (τ_{ext} onde é geralmente omitido o índice de extinção (ext), dado pela soma da espessura óptica de espalhamento mais de absorção ($\tau_{ext} = \tau_{esp} + \tau_{abs}$))

ESPESSURA ÓPTICA DE EXTINÇÃO

$$\tau(\lambda) = \int_{z_0}^{z_1} \beta_{ext} dz \quad [\text{adimensional}] \quad \text{III.25}$$

Resolvendo-se a integral tem-se que a radiância que chega à superfície é dada :

LEI DE BEER-LAMBERT- BOUGUER

$$L_1(\lambda) = L_o(\lambda) \exp\left(-\frac{\tau}{\cos(\theta_o)}\right) [\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}] \quad \text{III.26}$$

A relação pode ainda ser reescrita de forma mais geral. Considerando-se que a radiância no topo ($L_o(\lambda)$) varia ao longo do ano devido à distância entre a Terra e o Sol, um fator de R^{-2} é acrescentado. O termo envolvendo θ_o é válido somente para $\theta_o < 80^\circ$ ângulo em que a atmosfera pode ser considerada plano-paralela. Para ângulos maiores do que 80° , devem ser consideradas correções, devido à refração da atmosfera e à curvatura da Terra (Yamasoe, 1999; Schmid e Wehrli, 1995).

$$L_1(\lambda) = L_o(\lambda) \frac{1}{R^2} \exp(-m(\theta_o)\tau(\lambda)) [\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}] \quad \text{III.27}$$

onde R é a distância da Terra ao Sol em Unidades Astronômicas (1UA=1,494x10¹¹m), $m(\theta_o)$ chamado de massa óptica, é dado pelo inverso de $\cos(\theta_o)$ e depende da distribuição vertical dos atenuadores, das altitudes em que são realizadas as medidas, e do perfil vertical de temperatura (Yamasoe, 1999; Thomason et al., 1983).

MASSA ÓPTICA

$$m(\theta_o) \sim \frac{1}{\cos(\theta_o)} \quad \text{III.28}$$

para uma atmosfera plano-paralela.

A espessura óptica de extinção representada é uma resultante da soma das atenuações devido a cada um dos constituintes da atmosfera. Neste trabalho, a espessura óptica de extinção é considerada como sendo a soma das espessuras ópticas decorrentes da extinção da camada de aerossóis (τ_a), ao espalhamento Rayleigh (τ_R) e a absorção molecular (principalmente pelo ozônio (τ_{O_3})).

$$\tau_{ext}(\lambda) = \tau_{a \text{ Ext Aerossóis}}(\lambda) + \tau_{R \text{ Espalhamento Rayleigh}}(\lambda) + \tau_{O_3 \text{ Absorção Molecular}}(\lambda)$$

III.29

$$\tau_{a \text{ ext Aerossóis}}(\lambda) = \tau_{esp \text{ Aerossóis}}(\lambda) + \tau_{abs \text{ Aerossóis}}(\lambda)$$

Da equação III.27, temos ainda que a razão entre a radiância que chega a superfície e a que chega ao topo da atmosfera é a chamada transmitância direta atmosférica (t):

TRANSMITÂNCIA DIRETA

$$t = \frac{L_1(\lambda)}{L_0(\lambda)} = \exp\left(-\frac{\tau}{\cos(\theta_o)}\right) \text{ [adimensional]} \quad \text{III.30}$$

Com a utilização da Lei de Beer-Lambert-Bouguer, pode-se calcular a atenuação da radiação do feixe direto que chega à superfície, devido ao espalhamento e absorção da radiação ao longo de um caminho óptico. Se a distância entre as partículas é grande o suficiente, comparada com o tamanho das partículas, o espalhamento total de um conjunto de partículas pode ser calculado como a soma dos espalhamentos de cada partícula individualmente (teoria de espalhamento simples). Entretanto, se a proximidade, ou o volume de partículas é grande o suficiente, deve ser considerado o espalhamento múltiplo. A radiação que atravessa a atmosfera também interage com os constituintes que estão fora do caminho óptico analisado e é espalhada para todas as direções. A fração espalhada na direção do feixe de observação pode interagir por sua vez com os constituintes do caminho óptico, o que contribuirá com um acréscimo ao feixe direto, e assim, sucessivamente, múltiplos espalhamentos vão somando-se ao feixe direto. A radiação que chega à superfície sofre reflexão (conforme índice de reflexão) e de forma análoga contribui com um acréscimo ao feixe direto, conforme ilustra a Figura III-8.

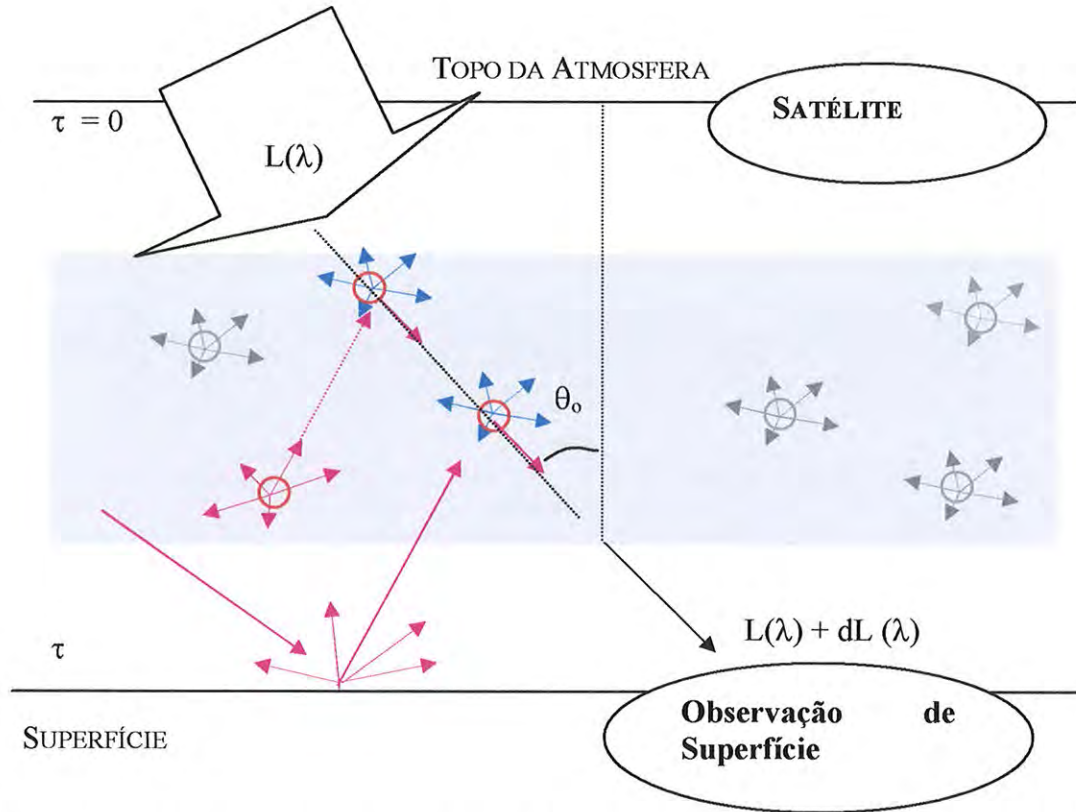


Figura III-8: Representação esquemática da atenuação da radiação incidente e da adição decorrente do múltiplo espalhamento.

A equação de transferência radiativa (ETR) é apresentada (III.31) (Liou, 2002). A ETR possui representado, no primeiro termo, o feixe transmitido diretamente na direção atenuação da radiação incidente no comprimento de onda λ ; no segundo, a intensidade da radiação adicionada ao feixe devido ao espalhamento na direção de observação decorrente do múltiplo espalhamento; e em um terceiro termo a radiação adicionada ao feixe devido a reemissão da radiação absorvida pelos constituintes da atmosfera.

Considerando

$$\mu = \cos(\theta_o) \tag{III.31}$$

EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA (ETR)

$$\pm \mu \frac{dL(\lambda, \tau, \pm\mu, \varphi)}{d\tau} = L(\lambda, \tau, \pm\mu, \varphi) + [-\varpi_o(\lambda, \tau)J(\lambda, \tau, \pm\mu, \varphi)] + \{-[1 - \varpi_o(\lambda, \tau)]B_\lambda(\lambda, T(\tau))\}$$

onde:

$$J(\lambda, \tau, \pm\mu, \varphi) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} L(\lambda, \tau, \pm\mu', \varphi')P(\lambda, \tau, \cos(\Theta)) \frac{d\mu' d\varphi'}{4\pi} \tag{III.32}$$

representa a função fonte de espalhamento, definida como a soma das contribuições de radiação incidente de várias direções, espalhada na direção da observação, em uma dada espessura óptica; ω_o representa o albedo simples conforme equação III.19; τ é a espessura óptica conforme equação III.25; P representa a função de fase no ângulo de espalhamento (Θ) (III.10); B_λ representa o valor da função de Planck (III.1).

Todas as grandezas, conforme fica explícito nas equações (III.32), são função do comprimento de onda da radiação, e das propriedades físicas e químicas das partículas dadas pela espessura óptica.

O terceiro termo da equação é importante, principalmente para estudos da transferência radiativa para comprimentos de onda no infravermelho. Neste trabalho, não é significativo, pois são apenas utilizadas radiâncias nos comprimentos $<2,2\mu\text{m}$. O segundo termo das fontes de espalhamento é extremamente significativo nos processos de transferência radiativa na atmosfera, principalmente no caso de elevadas espessuras ópticas de aerossol ($\tau \gg 0,5$).

III.4. O sensoriamento remoto por Satélite

O fluxo de radiação solar que chega ao topo da atmosfera (TOA) interage com a camada de aerossóis, sendo refletido de volta para o espaço (retro espalhado), pró-espalhado, absorvido e transmitido diretamente sem sofrer interação com a camada de aerossóis (Fraser e Kaufman, 1985). A fração correspondente a cada uma destas interações pode ser calculada com as ETR, descritas no item anterior. A interação depende das propriedades ópticas da camada de aerossóis, como: albedo simples ($\omega_o(\lambda)$); parâmetro de assimetria ($g(\lambda)$) (ou função de fase $P(\Theta)$); eficiência de extinção ($Q_{\text{ext}}(\lambda)$); e a espessura óptica da camada ($\tau_a(\lambda)$).

Um esquema da interação do fluxo solar com a atmosfera e a superfície é representado na Figura III-9. A refletância no topo da atmosfera, para uma atmosfera plano-paralela e uma superfície com refletância Lambertiana (isotrópica), é definida conforme a equação III.33 (Kaufman et al., 1997b). A refletância no topo da atmosfera ($\rho_{\text{TOA}}(\lambda)$) é definida a partir da radiância espectral emergente no topo da atmosfera $L_{\text{TOA}}(\lambda)$ [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$], considerada isotrópica integrada no hemisfério e dividida pela componente vertical do fluxo solar espectral ($F_o(\lambda)$ [$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$]).

$$\rho_{\text{TOA}}(\lambda, \theta_o, \theta, \varphi_o, \varphi) = \frac{\pi L_{\text{TOA}}(\lambda, \theta_o, \theta, \varphi_o, \varphi)}{F_o(\lambda) \mu_o} \quad \text{III.33}$$

onde θ_0 e θ são os ângulos zenitais solar e do sensor, respectivamente, φ_0 e φ representam os ângulos azimutais solar e do sensor, e $F_0(\lambda)$ é o fluxo solar espectral incidente no topo da atmosfera [$W m^{-2} \mu m^{-1}$].

A refletância no topo é devido à refletância da atmosfera (gases e partículas), representada pelo termo (ρ_0) (refletância no TOA para uma refletância de superfície nula), mais a componente devido à radiação que é refletida pela superfície, que interage novamente com a atmosfera e retorna de volta para o espaço, conforme apresentado na equação III.34.

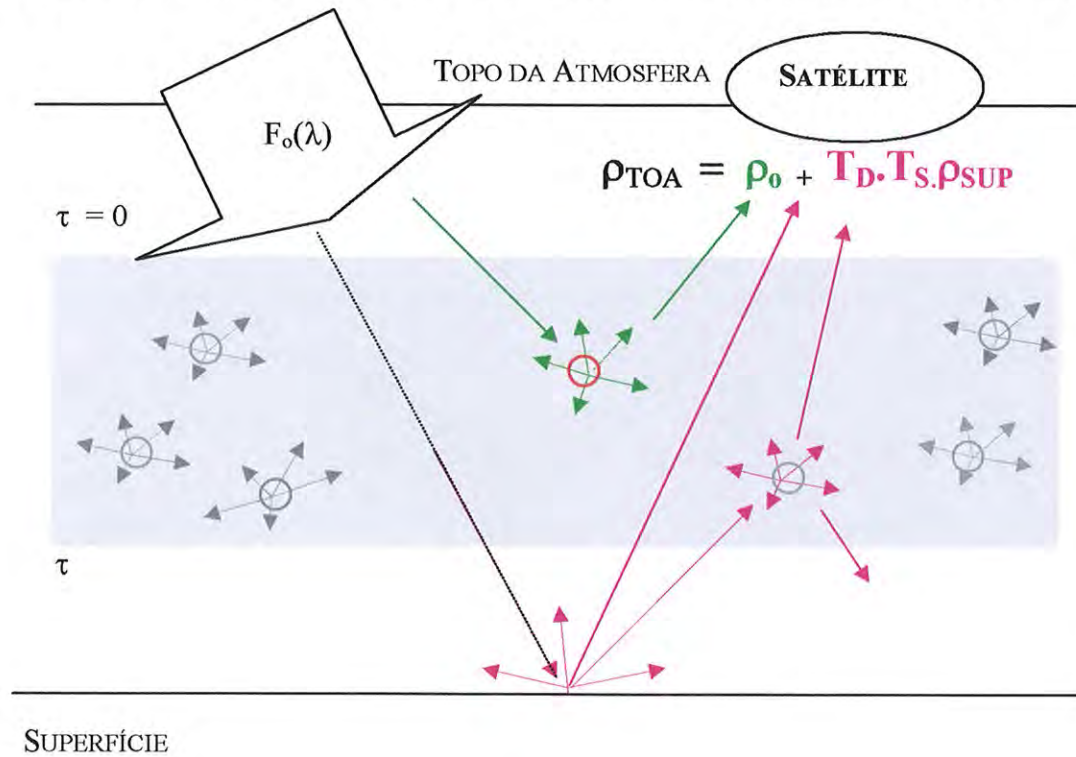


Figura III-9: Esquema ilustrativo do fluxo solar incidente no topo da atmosfera e a refletância resultante emergente. A refletância medida pelo satélite em determinado ângulo zenital é dada pela soma de um termo, devido ao espalhamento na atmosfera de volta para o espaço (ρ_0), mais o que é transmitido, refletido na superfície e transmitido de volta para o espaço ($T_D T_S \rho_{sup}$).

$$\rho_{TOA}(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_0, \varphi) = \rho_0(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_0, \varphi) + \frac{T_d(\lambda, \theta_0) T_s(\lambda, \theta)}{(1 - s\rho')} \rho_{SUP}(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_0, \varphi)$$

III.34

onde
$$\rho_0(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_0, \varphi) = \rho_m(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_0, \varphi) + \frac{\bar{\omega}_0 \tau P(\lambda, \Theta)}{4\mu\mu_0}$$

A refletância causada pela a atmosfera (ρ_0) é composta pela soma das refletâncias devido às moléculas de gases (ρ_m) mais a camada de aerossóis. A refletância na camada de

aerossóis é função das propriedades de albedo simples (ω_o) e função de fase ($P(\Theta)$), e da espessura óptica dos aerossóis da camada (τ_a).

A radiação que é transmitida para a superfície (T_d : transmitância descida) é refletida de volta para a atmosfera, conforme a refletância da superfície (ρ_{sup}). A fração que retorna para atmosfera ($\rho_{sup} * T_d$) depende da transmitância desta na subida (T_s) chegando ao topo como $\rho_{sup} * T_d * T_s$, onde ainda (s) é a razão de espalhamento traseiro da atmosfera, ρ' é a refletância de superfície média nos ângulos de visada e incidência. Finalmente, a radiação total que chega ao topo da atmosfera é dada pelo que é refletido diretamente na camada de aerossol e gases, mais o que volta da interação com a superfície, conforme mostra a equação III.34 (Kaufman, 1997b; Martins, 1999).

III.4.1. Interpretações das equações obtidas no código de transferência radiativa

As refletâncias no topo da atmosfera (ρ_{TOA}) medidas com o satélite trazem uma composição de informações provenientes da superfície e da atmosfera. A Figura III-10 apresenta alguns comportamentos importantes da refletância resultante no topo da atmosfera devido à: refletância de superfície (ρ_{SUP}), espessura óptica, e dois modelos de aerossol com albedos simples de 0,76 e 0,96, no comprimento de onda de 550 nm. Faremos aqui um paralelo de situações particulares entre os resultados gráficos e as equações III.34.

Quanto maior for a refletância da superfície, maior será a refletância no topo da atmosfera, para uma atmosfera limpa ($\tau_a(550)=0$), como pode ser observado na equação:

$$\frac{\omega_o \tau P(\Theta)}{4\mu\mu_o} \approx 0$$

$$\rho_{TOA} \approx \frac{F_d T \rho_{SUP}}{(1 - sp')} + \rho_m$$

Dada uma superfície totalmente absorvedora, o que se observa no topo da atmosfera é resultado da interação da radiação com a camada de aerossóis e demais constituintes da atmosfera. Nesta situação, quanto maior a espessura óptica da camada, maior será a refletância observada no topo, este termo se intensifica quanto maior for o albedo simples do aerossol (ou seja, quanto menos absorvedor for o aerossol), como pode ser observado na Figura III-10.

$$\rho_{SUP} \approx 0$$

$$\rho_{TOA}(\theta_0, \theta, \phi) = \rho_m + \frac{\omega \tau P(\Theta)}{4\mu\mu_o}$$

Para um modelo de aerossol qualquer, quanto maior a refletância de superfície, menor é a dependência da ρ_{TOA} para uma dada variação na espessura óptica. Um modelo de aerossol qualquer sobre uma superfície com alta refletância gera uma ρ_{TOA} dada por uma composição dos dois efeitos. Esta composição pode inverter esta tendência e gerar uma redução da radiância no topo, para maiores valores de espessura óptica. Um exemplo é o caso do albedo simples de aerossol menor ($\omega_o=0,76$) (aerossóis bastante absorvedores) sob superfície com elevada refletância $\rho_{SUP}=0,15$ (Figura III-10).

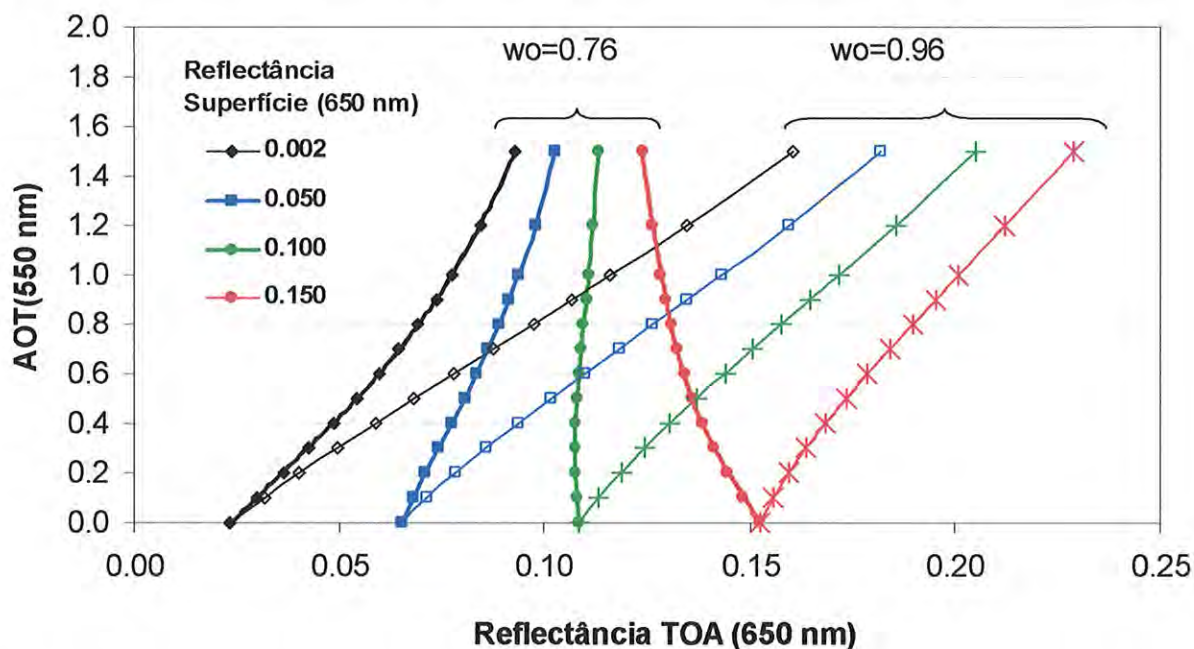


Figura III-10: Relação entre a refletância no TOA e espessura óptica (AOT), para dois modelos de aerossol com albedos simples: $\omega_o(550)=0,76$; $\omega_o(550)=0,96$ respectivamente, e para refletâncias de superfície: $\rho_{sup}(650)=0,002$; $0,05$; $0,1$; $0,15$. Os cálculos das refletâncias no topo da atmosfera (650 nm) para diferentes AOT (550 nm) foram realizados com o código de transferência radiativa SBDART, para as posições angulares: $\theta_o=51^\circ$, $\theta=25^\circ$, ϕ SBDART= 119° .

Desta forma, verifica-se que quanto maior for o albedo simples do aerossol e menor a refletância da superfície, maior será o efeito radiativo do aerossol na variação da ρ_{TOA} , o que torna menores as incertezas na determinação das espessuras ópticas, por satélite. Por este motivo, o desenvolvimento do algoritmo do MODIS (Kaufman et al., 1997b) leva em consideração, como principal referência na determinação de espessura óptica por satélite, os chamados alvos escuros. Por outro lado, as incertezas na determinação da espessura óptica podem chegar a valores muito elevados em situações extremas, como as observadas na Figura III-10 (no caso por exemplo de refletância de superfície maior do que 0,1 com o modelo de aerossol $\omega_o=0,76$).

IV. INSTRUMENTAÇÃO E MÉTODOS

IV.1. MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer – MODIS

O sensor MODIS foi lançado a bordo do satélite TERRA em dezembro de 1999 (King et al., 1992; 2003). Um pouco mais recentemente, em 2002, o mesmo sensor foi lançado a bordo do satélite AQUA (Parkinson, 2003). Ambos os satélites possuem órbita polar em sincronia com o Sol, a 705 km de altitude, e possuem horário de passagem em torno das 10h30min no período da manhã e 13h30min no período da tarde, no caso do TERRA e AQUA, respectivamente.

O MODIS é um radiômetro espectral passivo. Foi o primeiro sensor desenhado especificamente para obter observações globais de aerossóis com resolução moderada. O sensor possui uma largura de cobertura de observação de 2330 km, o que é suficiente para realizar uma cobertura global completa de 1 a 2 dias. É um instrumento de pesquisa multidisciplinar que possui, como objetivo, fornecer contribuições ao conhecimento científico do sistema terrestre, envolvendo: superfície terrestre (alterações de uso de solo, temperatura de superfície, cobertura de neve, propriedades de vegetações), oceano (temperatura da superfície do mar, clorofila) e atmosfera (aerossóis, propriedades de nuvens, vapor de água, perfil de temperatura) (King et al., 2003).

IV.1.1. Descrição do sensor MODIS e seus produtos

O instrumento é constituído por um radiômetro espectral de imagem convencional. Seu arranjo óptico permite a obtenção de 36 bandas espectrais discretas entre 0,4 e 14,5 μm . As bandas espectrais possuem resoluções espaciais de 250x250m (Banda1=0,65 e Banda2=0,85 μm), 500 m (Banda3=0,45; Banda4=0,55; Banda5=1,24; Banda6=1,64; Banda7=2,11 μm) e as demais de 1000 m. Possui uma elevada razão sinal/ruído (>500), e a acurácia das irradiâncias absolutas são de $\pm 5\%$ e $\pm 1\%$ respectivamente para as bandas de reflexão e emissão. Uma descrição detalhada do instrumento MODIS, como desenho óptico, características das bandas espectrais, calibração e operação podem ser obtidas em Barnes et al., 1998.

As medidas dos satélites TERRA e AQUA são periodicamente transmitidas para estações de recepção em terra. Os dados transmitidos são separados por sensores (MODIS, ASTER, CERES, MISR, MOPITT) e enviados para a NASA *Goddard Space Flight Center*

(GSFC) para processamento. Os produtos operacionais do MODIS são gerados em três níveis (Nível 1- L1, Nível 2- L2 e Nível 3- L3) (King et al., 2003). O primeiro produto gerado é o de nível L1A (MOD01) e a partir deste produto são gerados arquivos com cobertura espacial de largura de 2.330 km, por um comprimento equivalente a trajetória do satélite por 5 minutos (1350 km), o que gera arquivos de aproximadamente 2.330 por 1.350 pixels. O produto MOD02 (nível L1B) é gerado a partir do MOD01A, possui informações de radiâncias calibradas e georreferenciadas das 36 bandas espectrais, em três grupos separados conforme a resolução do sensor (250m, 500m, e 1000m). O produto MOD03 possui os dados de georreferenciamento completos com a respectiva resolução espacial do sensor. O procedimento utilizado no georreferenciamento é descrito por Wolf et al., 1995. No Nível 2 (L2), são gerados diversos produtos: os produtos de máscara de nuvens para distinção entre pixels com e sem nuvens (MOD35); produto de perfil atmosférico (MOD07) (Li et al., 1999, 2000, 2001, Ma et al., 1999); produto de aerossol (MOD04) sobre terra (Kaufman et al., 1997b) e sobre oceano (Tanré et. al., 1997;1999); produto de água precipitável (MOD05) (Kaufman e Gao, 1992; Gao e Kaufman, 2003); e produto sobre propriedades de nuvens (MOD06) (Platnick et al., 2003). Por fim, são gerados os produtos de Nível 3 (MOD08) que representam médias estatísticas (especialmente em $1 \times 1^\circ$ e no tempo em 1 dia, 8 dias ou mensais) das propriedades obtidas no Nível 2, para todo o globo (King et al., 2003). Informações detalhadas sobre o algoritmo de máscara de nuvens podem ser encontradas em Ackerman et al., 1998 e Martins et al., 2002.

IV.1.2. Descrição dos arquivos do MOD02 e MOD04 do MODIS

Neste trabalho, foram utilizados basicamente os produtos MOD021km (L1B com resolução de 1×1 km) e MOD04 (L2) (MYD021km e MYD04 respectivamente para o MODIS a bordo do satélite AQUA). Os dados utilizados são processados pelo MODAPS (MODIS *Adaptive Processing System*) e arquivados e distribuídos pelo Goddard DAAC (*Distributed Active Archive Center*) (<http://daac.gsfc.nasa.gov/data/dataset/MODIS/>). Os tamanhos dos arquivos variam de 335 MB (MOD021) e 12 MB (MOD04). Os arquivos estão no formato padrão hdf (*Hierarchical Data File*), o que permite a organização de várias matrizes de forma hierárquica, e com locais apropriados para inclusão de informações correspondentes a cada variável (SDS - *Scientific Data Set*).

Um exemplo da estrutura do arquivo hdf do MOD021KM (L1B) é apresentado no Anexo-A, Tabela1. Neste trabalho, foi utilizado o arquivo 'EV_250_Aggr1km_RefSB' e 'EV_500_Aggr1km_RefSB', que contém radiâncias médias em 1km das bandas espectrais de

1 a 7. As informações de georreferenciamento (latitude, longitude, ângulos zenitais e azimutais do sensor e do Sol) são salvas nestes arquivos apenas para cada 5 pixels (406 por 271 pixels). Os valores intermediários foram recuperados por interpolação linear. O nível hierárquico 6 (do arquivo (hdf) ('EV_250_Aggr1km_RefSB'), por exemplo, possui 2 matrizes contendo informações de radiâncias correspondentes às bandas 1 e 2 (comprimento de onda 650 e 850 nm respectivamente). O nível 9 ('EV_500_Aggr1km_RefSB'), por exemplo, possui 5 matrizes correspondentes às bandas de 3 a 7.

Cada nível possui uma relação de informações, como exemplificado no Anexo-A Tabela2, armazenado no SDS. Cada nível contém informações com nome completo da variável, intervalo de contagem válido, valores de preenchimento de pixel, fatores de correção para radiância, refletância e contagens, e respectivas unidades. As refletâncias ou radiâncias devem ser obtidas conforme a equação:

$$\rho(\lambda) * \cos(\text{ÂnguloSolarZenital}) = \text{FatordeEscala} * (\text{Contagens} - \text{offsets})$$

onde o fator de escala e coeficiente linear são fornecidos no próprio arquivo.

O produto de aerossol (L2, MOD04) é gerado globalmente e diariamente oferecendo, dentre uma série de outras propriedades, a espessura óptica sobre oceano e terra com resolução de 10x10 km (no nadir), distribuição de tamanho sobre oceanos e tipo de aerossol sobre continente. Uma relação de propriedades que acompanham um arquivo hdf do MOD04 é apresentada no Anexo-A, Tabela 3. As propriedades utilizadas, neste trabalho, foram as informações de latitude e longitude e a espessura óptica sobre terra e oceano.

Os produtos de espessura óptica operacional de 10x10 km de resolução, neste trabalho, foram utilizados para representação da distribuição espacial de aerossóis no país e comparados com os novos produtos gerados com resolução de 1x1 km. Para a obtenção do produto de espessura óptica com resolução de 1x1 km, foi utilizado o produto L1B (MOD021km) de refletância calibrada e georreferenciado com resolução de 1x1 km.

IV.1.3. Algoritmo operacional do MODIS para a obtenção de espessura óptica (τ_a) com resolução de 10x10 km

O MODIS possui dois algoritmos independentes para a obtenção da espessura óptica com resolução espacial de 10x10 km, um para a obtenção de τ_a sobre oceano descrito em detalhe em Tanré et al., 1997, 1999 e outro, sobre áreas continentais, descrito por Kaufman et al., 1997b. O algoritmo utilizado pelo sistema operacional do MODIS, para a determinação da espessura óptica sobre continente, utiliza os canais espectrais de 650, 470 e 2.110 nm, onde o

último é utilizado na determinação da refletância de superfície. As medidas de refletância obtidas com o MODIS são comparadas com valores previamente tabelados (*look up tables*), simulados (com código de transferência radiativa de Dave e Gazdag, 1970) para uma grande variedade de tipos de aerossol e refletância de superfície. Para uma refletância de superfície conhecida, é definido um modelo de aerossol para a região se determina, utilizando-se a tabela de referência, a espessura óptica que provocaria a refletância no topo da atmosfera obtida com o sensor.

A refletância da superfície no visível é obtida a partir de medidas do MODIS no comprimento de onda de 2.110 nm. Isto porque, nos comprimentos de onda maiores, a interação, via espalhamento e absorção, da radiação com as partículas, é praticamente desprezível (para a maioria dos tipos de aerossol atmosféricos, salvo em casos extremos de elevadas concentrações da moda grossa). Desta forma, o comprimento de onda de 2.110 nm traz informações diretas da superfície. Conhecendo-se a relação entre os comprimentos de onda no visível (450 e 650 nm) e no infravermelho próximo (2.110 nm):

$$\rho_{650} = \rho_{2.110} * 0,5$$

$$\rho_{450} = \rho_{2.110} * 0,25$$

estima-se as refletâncias da superfície no visível conforme descrito por Kaufman et al., 1997b e 2002a.

O algoritmo oficial do MODIS se baseia em 4 modelos de aerossol (poeira do deserto (d'Almeida, 1987, Shettle, 1984), aerossol de queima de biomassa (Remer, 1996, 1998), urbano/industrial (Remer et al., 1996, 1997; Remer e Kaufman, 1998), aerossol continental (Lenoble e Brogniez, 1984)). Para a determinação de um modelo dentre os quatro tipos, o algoritmo verifica a dependência espectral entre o azul e vermelho, a região do globo e época do ano. Em uma primeira etapa, as espessuras ópticas são calculadas utilizando-se o modelo continental ($\tau_a < 0,15$). Para $\tau_a > 0,15$, a dependência espectral determina se o aerossol é de poeira de deserto ou não, e a época do ano e a região definem se o modelo deve ser urbano/industrial ou de queimadas. A partir destas decisões, as espessuras ópticas são então recalculadas (Kaufman et al., 1997b).

O algoritmo de aerossol utilizado atualmente é aplicado para condições totalmente livres de nuvens e para refletâncias de superfície ($\rho_{\text{sup}}(2.110 \text{ nm})$) menores do que 0,25 no nadir. Após a seleção dos pixels sem nuvens, em uma área de 10 por 10 km (~100 pixels), são descartados 20% dos pixels mais escuros e 50% dos pixels mais claros, para se evitar estatisticamente qualquer contaminação por nuvens e sombras. Um mínimo de 12 pixels é

requerido para se obter uma média das refletâncias e obtenção da τ_a na respectiva área de 10 x 10 km (Kaufman et al., 1997b).

As incertezas na determinação da espessura sobre continente correspondem a um erro sistemático de $\pm 0,05$, devido a incertezas na determinação da refletância de superfície, e de um fator de $\pm 0,2 * \tau_a$ devido a incertezas na determinação das propriedades do aerossol ($\Delta\tau_a = \pm 0,2 * \tau \pm 0,05$) (Kaufman et al. 1997b).

As análises de validação do produto de espessura óptica, obtido operacionalmente pelo MODIS, é descrita por diversos autores (Remer et al., 2002, Chu et al., 2002; Ichoku, 2002a). As validações apresentam variações nas espessuras ópticas que se mantêm dentro das incertezas predeterminadas em dois terços dos valores comparados. Entretanto, as grandes variabilidades observadas, em análises de casos individuais sobre continente, apontam que os maiores problemas na obtenção da espessura óptica com esta metodologia estão nas premissas realizadas para a obtenção da refletância de superfície e no modelo de aerossol. A refletância de superfície não é isotrópica, e possui uma função de refletância bidirecional (BRDF). Os modelos de aerossol variam significativamente de região para região, devido às diferentes fontes de emissão e processos de formação e transformação de aerossóis (Dubovik, 2002a). Quanto melhor a qualidade das premissas, certamente o produto de aerossol obtido representará melhor a distribuição e o tipo de aerossol detectado.

IV.2. O Radiômetro espectral CIMEL da AERONET

É essencial, em qualquer trabalho de sensoriamento remoto, um cuidado na validação dos resultados, devido à natureza das medidas de propriedades através de sensoriamento remoto. Neste trabalho, iremos validar as medidas de espessura óptica de aerossóis obtidas com o sensor MODIS, através de dois tipos de fotômetros solares, o CIMEL e o MICROTOPSISII.

O CIMEL Eletronique 318A é um radiômetro espectral solar automático que opera diariamente no Instituto de Física da Universidade de São Paulo, Figura IV-1. Este radiômetro está em operação desde 2001, realizando medidas durante o período diurno continuamente. Faz parte de uma rede mundial de radiômetros solares de monitoramento de aerossóis, a AERONET (*AErosol RObotic NETwork*), coordenada por Brent Holben e coordenada pela NASA no projeto EOS (*Earth Observing System*), contando com a participação de diversas instituições em todo o mundo (Holben et al., 1998; 2001). Existem hoje mais de 200 destes radiômetros em operação simultânea medindo propriedades ópticas

de diferentes tipos de aerossol na coluna atmosférica em locais estratégicos, nos últimos oito anos. Um dos principais objetivos da rede de radiômetros da AERONET é a caracterização das propriedades ópticas dos aerossóis para que se possa estimar o papel destes nas mudanças climáticas globais (Holben et al., 1998; 2002). A rede de radiômetros da AERONET é também utilizada para a validação das propriedades ópticas obtidas por satélite, especialmente pelos produtos de τ_a do sensor MODIS (Remer et al., 2002; Chu et al., 2002; Ichoku, 2002a).

Neste trabalho, o radiômetro CIMEL foi utilizado para a caracterização das propriedades ópticas dos aerossóis da região urbana, que definem, por sua vez, os chamados modelos de aerossóis. Os modelos de aerossóis foram por sua vez utilizados para a obtenção de τ_a da pluma de poluentes da região metropolitana de São Paulo (com resolução de 1x1 km) com o MODIS. As medidas de τ_a obtidas com o fotômetro foram também utilizadas para a validação dos produtos de τ_a com resolução de 1x1 km, obtida neste trabalho.

IV.2.1. Descrição do radiômetro CIMEL

O radiômetro realiza medidas diretas da radiação solar, o que permite a obtenção da espessura óptica das partículas de aerossol e a quantidade de vapor de água precipitável na coluna atmosférica. Medidas de radiação difusa do céu, com o auxílio de modelos de inversão, permitem a obtenção de parâmetros físicos das partículas na coluna atmosférica (como distribuição de tamanho, função de fase e índice de refração complexo) (Nakajima et al., 1983; Dubovik e King, 2000). O novo algoritmo de inversão utilizado pela AERONET é descrito em Dubovik et al., 2002b, onde consideram, além de modelos de partículas esféricas, também o de partículas não esféricas.

As medidas realizadas pelos radiômetros são transmitidas a cada hora para satélites geo-estacionários (no caso GOES). Estes satélites, por sua vez, as retransmitem para a central de controle na NASA Goddard Space Flight Center, onde são processadas e disponibilizadas para os usuários na Internet (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). O sistema de transmissão é alimentado pela rede de energia local, se disponível, ou por bateria recarregada por painel solar.

O instrumento mede a radiação solar direta em 8 comprimentos de onda (1020, 940, 870, 670, 500, 440, 380, 340 nm) a cada 15 minutos. A atenuação da radiação direta medida em cada comprimento de onda é utilizada para o cálculo da espessura óptica ($\tau_a(\lambda)$) e do coeficiente de Ångström. A espessura óptica dos aerossóis é calculada baseada na Lei de

Beer-Lambert-Bouguer (Holben et al., 1998), e corrigida pela atenuação devido ao espalhamento Rayleigh (Bucholtz, 1995). Uma pequena absorção pelo ozônio é levada em consideração, utilizando-se valores de medidas climatológicas (London *et al.*, 1976). O canal de 940 nm é o utilizado para obtenção da coluna de água precipitável (QAP), pois neste comprimento de onda existe uma forte banda de absorção pelo vapor de água (Bruegge et al., 1992).



Figura IV-1: Foto do radiômetro CIMEL da rede AERONET em operação em São Paulo no Instituto de Física da USP.

O radiômetro da AERONET realiza também medidas de radiância difusa em quatro comprimentos de onda (1020, 870, 670, 440 nm), a cada hora. Estas medidas são utilizadas para obtenção de propriedades ópticas das partículas na coluna como, distribuição de tamanho, função de fase e índice de refração complexo. Uma descrição detalhada do cálculo destas propriedades pode ser encontrada em Procópio, 2005. Os subprodutos destas propriedades (albedo simples, parâmetro de assimetria) podem ser encontrados no *site* do radiômetro na página da Internet (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). A radiância difusa é medida no almucântar solar, para posição solar próxima ao horizonte, e no plano principal para posição solar próxima ao zênite, Figura IV-2. O almucântar é definido por um plano horizontal definido pelo ângulo solar zenital fixo, Figura IV-2 (b). O plano principal é definido por um plano vertical no ângulo azimutal fixo do Sol, Figura IV-2 (a).

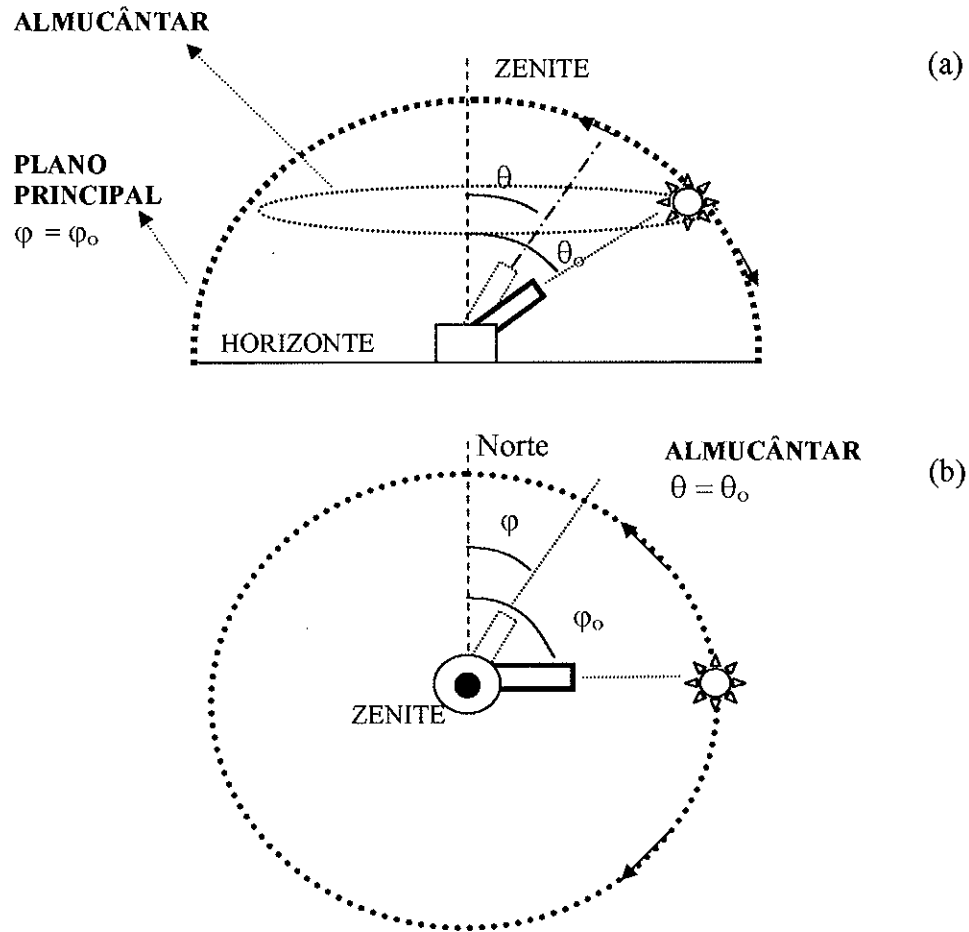


Figura IV-2: Esquema dos posicionamentos do radiômetro para a realização do Plano Principal (a) e Almucântar (b), onde φ_0 é o ângulo azimutal do Sol, φ é o ângulo azimutal do sensor, θ_0 é o ângulo zenital do Sol, θ é ângulo zenital do sensor.

Os ângulos do radiômetro, tanto do almucântar quanto do plano principal, são definidos sempre em relação à posição do Sol. Desta forma, as medidas do almucântar variam do ângulo zero na direção do Sol (espalhamento frontal) até 180° (espalhamento traseiro), em sentido horário, em que os ângulos são positivos e no sentido anti-horário em que os ângulos são negativos. Da mesma forma, o ângulo no Plano Principal é definido como zero na direção do Sol, sendo negativo para baixo do Sol e positivo para cima. As propriedades ópticas derivadas do CIMEL, utilizadas neste trabalho, no comprimento de onda de 550 nm, são produtos da interpolação logarítmica dos parâmetros obtidos nos comprimentos de onda de 440 e 670 nm.

IV.2.2. Controle de qualidade devido à contaminação por nuvens

Sempre que realizamos medidas de aerossóis, a preocupação com a remoção de qualquer possível contaminação por nuvens tem que ser muito cuidadosa. No CIMEL, cada observação é representada por uma seqüência de três medidas (chamadas tripletos). A

variabilidade do sinal medido no tripleto é utilizada como filtro para eliminar possíveis contaminações de nuvens nas radiâncias obtidas, pois a escala temporal de variação da cobertura de nuvens é maior do que das partículas de aerossóis. A série de medidas passa por dois filtros de nuvens: no primeiro supõe-se que, se em um minuto (intervalo de tempo entre as medidas do tripleto), a variação entre o mínimo e máximo o $\tau_a(670)$ medido for maior do que 0,02, a medida é considerada contaminada; um segundo filtro identifica rápidas variações, verificando a derivada segunda do logaritmo de $\tau_a(\lambda)$ em função do tempo, descrito em mais detalhes em Smirnov et al., 2000.

As medidas do almucântar são checadas pela simetria das radiâncias medidas do céu para os dois hemisférios definidos pelo plano principal. Medidas assimétricas são descartadas devido a não-homogeneidade do céu, por causa da presença de nuvens ou mesmo da não-homogeneidade das condições atmosféricas, o que poderia prejudicar a precisão da medida.

IV.2.3. Metodologia de calibração

A calibração é realizada em média uma vez ao ano, para que sejam determinados os coeficientes de calibração necessários para converter a tensão medida pelo instrumento nas grandezas de interesse, como espessura óptica e radiância ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$). O radiômetro é calibrado na NASA *Goddard Space Flight Center* (GSFC) (Holben et al., 1998) onde é realizada a calibração por inter-comparação com relação a um instrumento de referência que opera em GSFC. O instrumento de GSFC é por sua vez calibrado no observatório de Mauna Loa no Hawai, pela técnica de Langley. A calibração da radiância difusa é realizada na NASA GSFC, utilizando-se uma esfera integradora calibrada. A esfera possui dois metros de diâmetro e 20 lâmpadas, cuja acurácia é de +/- 5% (Yamasoe, 1999).

A vantagem da calibração pelo método Langley é que ela independe da calibração de outros instrumentos, sendo uma calibração direta. Entretanto, durante todo o procedimento de calibração, é necessário que a espessura óptica permaneça constante. A calibração é realizada no observatório Mauna Loa. O local possui localização privilegiada, devido à alta altitude e por estar isolado de fontes locais e regionais de poluentes, garantindo-se ao máximo a estabilidade das radiâncias atmosféricas medidas durante as primeiras horas da manhã. A obtenção da curva de Langley consiste em obter medidas de tensão no sensor com uma variação contínua da coluna de massa de ar entre o radiômetro e o Sol (obtido, por exemplo, durante o nascer e pôr do Sol). O gráfico esquemático de calibração Langley é apresentado na

Figura IV-3 é definido pelo logaritmo neperiano da tensão em função do inverso do cosseno do ângulo solar zenital (massa de ar na coluna). O gráfico de calibração de Langley visa obter o coeficiente de calibração que representa o sinal (tensão) que o sensor mediria para uma coluna de massa de ar equivalente a zero. A inclinação da curva representa a espessura óptica total. A equação representada na Figura IV-3 é proveniente da Lei de Beer-Lambert-Bouguer, equação III.26.

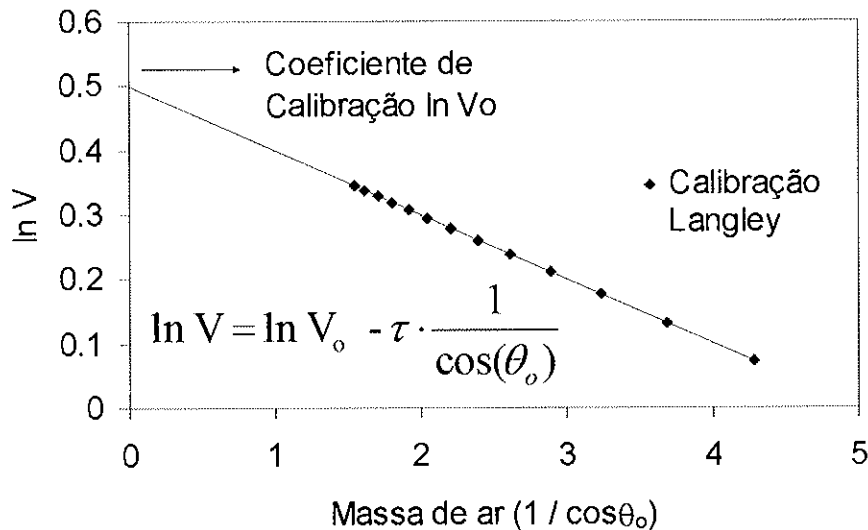


Figura IV-3: Gráfico esquemático da curva de Langley para a obtenção do coeficiente de calibração do sensor.

IV.2.4. Incerteza nas medidas do radiômetro CIMEL

Dubovik et al, 2000 discutem os resultados de uma série de testes de sensibilidade que analisam os efeitos de diferentes erros aleatórios ou sistemáticos instrumentais nas propriedades de aerossóis obtidos. A análise constatou que, para espessuras ópticas mais elevadas ($\tau_a(440) \geq 0,5$), as incertezas nas propriedades ópticas dos aerossóis são menores. Nesta situação o albedo simples $\omega_o(\lambda)$ apresenta uma incerteza da ordem de 0,03; o índice de refração real $n(\lambda)$ de 0,04 e a parte imaginária $k(\lambda)$ possui incertezas da ordem de 30 a 50%. No caso de baixa espessura óptica, $\tau_a(440) \leq 0,2 \pm 0,02$, as incertezas no $\omega_o(\lambda)$, $k(\lambda)$ e $n(\lambda)$ aumentam significativamente. Os estudos mostraram que a incerteza do $\omega_o(\lambda)$ aumenta para 0,05-0,07, e as incertezas do índice de refração complexo da parte imaginária $k(\lambda)$ aumenta para 80-100%, e da parte real $n(\lambda)$ para 0,05.

Os resultados de análises de incertezas das distribuições de tamanho mostram que estas são adequadas na maioria das situações ($\tau_a(440) \geq 0,05$). As maiores incertezas ocorrem nos limites das modas de acumulação e grossa (respectivamente $0,05 \leq r < 0,1$ e

$7 < r \leq 15 \mu\text{m}$), devido à baixa sensibilidade do espalhamento da radiação nestas faixas de tamanho de aerossol nos comprimentos de onda 0,44; 0,67; 0,87 e 1,02 μm . Porém, as elevadas incertezas nos limites das modas na distribuição de tamanho não são significativamente prejudiciais aos parâmetros que definem a distribuição (concentração, raio médio e efetivo, etc.), devido à distribuição possuir, em geral, valores muito baixos nas bordas. As partículas de aerossol nos modelos são consideradas esferas homogêneas. Dubovik et al., 2000, mostram o quanto esta hipótese influencia no caso de partículas não esféricas. Os espalhamentos por partículas não esféricas podem ser facilmente identificados e corrigidos pelos modelos de partículas não esféricas, incluídos recentemente (Dubovik et al., 2002b).

IV.3. O fotômetro solar MICROTOPS II



Figura IV-4: Foto ilustrativa do fotômetro solar MICROTOPS II, obtida do site do fabricante (<http://www.solar.com/manuals.htm>).
<http://www.solar.com/manuals.htm>.

O Microtops II é um fotômetro solar portátil desenhado para realizar medidas de radiância manualmente. Este instrumento é produzido pela Solar Light Company, na Filadélfia, EUA. Possui um tamanho pequeno medindo 10 x 20 x 4,3 cm, e é apresentado na Figura IV-4. Os Microtops II são construídos com comprimentos de onda no visível, ultravioleta e infravermelho próximo, para o uso voltado para a obtenção de espessura óptica de aerossóis, conteúdo de vapor de água e quantidade total de ozônio na coluna atmosférica,

As principais vantagens no uso deste equipamento são: a mobilidade e facilidade de operação, preservando a estabilidade da calibração e confiabilidade de suas medidas. Estas vantagens fazem com que este instrumento seja muito utilizado em campanhas de validação de espessuras ópticas obtidas por satélite por todo o mundo (Ichoku et al., 2002b).

Os Microtops II foram utilizados neste trabalho em uma campanha intensiva de medidas de espessura óptica. A campanha foi desenhada com o objetivo de obter a validação do produto de τ_a com o obtido com o MODIS neste trabalho para a região metropolitana de São Paulo. O instrumento obtém a radiância em 5 bandas espectrais estreitas com precisão no pico de 1,5 nm e um ângulo de visão de 2.5°. Para a realização da medida, o equipamento deve ser alinhado manualmente com o Sol, sendo o alinhamento controlado pelo operador quando ele observa que a imagem do Sol refletida é centralizada em um alvo óptico. Atingido o alvo, todos os canais estão automaticamente alinhados ao Sol para aquisição dos dados. A radiação passa pelo colimador, por um filtro e atinge os fotodiodos onde uma corrente elétrica é gerada, amplificada e convertida em um sinal digital. O equipamento mede a tensão de um fotodiodo sensível em diferentes intervalos de comprimento de onda que chega a cada um dos canais. Informações mais específicas, com relação ao funcionamento do fotômetro, podem ser encontradas no manual do equipamento disponível no endereço (<http://www.solar.com/manuals.htm>).

A obtenção da espessura óptica é baseada na Lei de Beer-Lambert-Bouguer (equação III.27). As tensões medidas são internamente armazenadas e com o coeficiente de calibração pré-definido as espessuras ópticas são calculadas. A calibração do instrumento deve ser regularmente realizada e é descrita no item IV.3.3.

IV.3.1. Metodologia utilizada para a obtenção da espessura óptica com o Microtops II

A espessura óptica foi calculada baseada na Lei de Beer-Lambert-Bouguer conforme equação III.27, onde a espessura óptica é a soma das espessuras ópticas devido à camada de aerossóis ao espalhamento Rayleigh e à absorção pela camada de ozônio:

$$\tau(\lambda) = \tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda) + \tau_{O_3}(\lambda)$$

$\tau_a(\lambda)$: espessura óptica dos aerossóis no comprimento de onda λ

$\tau_R(\lambda)$: espessura óptica Rayleigh no comprimento de onda λ

$\tau_{O_3}(\lambda)$: espessura óptica ozônio no comprimento de onda λ

Para a obtenção da espessura óptica somente devido aos aerossóis, deve-se conhecer a constante no topo da atmosfera ($V_{o\lambda}$), característica de cada equipamento para cada comprimento de onda, e se estimar a espessura óptica devido ao efeito Rayleigh de espalhamento da radiação nas moléculas de gases da atmosfera e também a espessura óptica devido à absorção do ozônio. A constante $V_{o\lambda}$ é obtida na etapa de calibração do instrumento.

A obtenção da espessura óptica Rayleigh e do ozônio é baseada em modelos de transferência radiativa atmosférica, e as correções são significativas na região do ultravioleta.

- **OBTENÇÃO DA ESPESSURA ÓPTICA DEVIDO AO ESPALHAMENTO RAYLEIGH**

O cálculo da espessura óptica devido ao efeito de espalhamento Rayleigh utilizado no MICROTOPS II é uma função apenas do comprimento de onda e da pressão, como apresentado na relação abaixo (Ichoku et al., 2002b; Bodhaine et al., 1999; Bucholtz, 1995):

$$\tau_R(\lambda) = \left\{ \left[117,2594 (\lambda * 0,001)^4 - 0,3215 * (\lambda * 0,001)^2 \right] + 0,00032073 - \frac{0,000076842}{(\lambda * 0,001)^2} \right\} * \frac{\text{Pressão}}{1013,25}$$

Comparando-se com a espessura óptica devido ao efeito de espalhamento Rayleigh estimada código de transferência radiativa SBDART, os resultados foram muito semelhantes. Como o SBDART é a ferramenta que será utilizada para estimativa da espessura óptica com o satélite, optou-se por esta mesma metodologia. A espessura óptica devido ao espalhamento Rayleigh em torno de 935 mb pressão média em São Paulo é de:

$$\tau_R(450)=0,22$$

$$\tau_R(650)=0,04$$

$$\tau_R(2.100)=0,0004$$

No comprimento de onda de 2.100 nm, a correção é praticamente desprezível; entretanto, para comprimentos de onda menores, como foi visto na parte teórica, passa a ser cada vez mais significativa a correção da espessura óptica devido ao espalhamento Rayleigh.

- **OBTENÇÃO DA ESPESSURA ÓPTICA DEVIDO À ABSORÇÃO DO OZÔNIO**

O método do Microtops considera desprezível a absorção pelo ozônio nos comprimentos de onda estudados. Desta forma, ele não leva em conta esta espessura óptica no cálculo da espessura óptica do aerossol. Entretanto, o modelo de Ichoku, 2002^a, calcula e leva em conta a espessura óptica do ozônio, considerando-a indispensável. A seguir, fazemos um teste de sensibilidade para podermos verificar quão significativa pode ser esta espessura óptica, conforme cálculos do modelo de Ichoku, 2002a:

$$\tau_{\text{Ozônio}} = O_{\text{abs}} * \frac{DOBS}{1000}$$

onde O_{abs} representa a seção de choque de absorção do ozônio, em função do comprimento de onda, que pode ser obtido em Molina and Molina, 1986; DOBS é a quantidade de ozônio em unidades Dobson em função da data e da latitude da região em estudo. A espessura óptica do ozônio para latitude de São Paulo foi calculada e obtiveram-se valores desprezíveis no comprimento de onda de 2.100 nm e de 440 nm da ordem de 0,001. Por outro lado no comprimento de onda de 650 nm obteve-se 0,01. Valor não desprezível e desta forma o ozônio foi considerado nos cálculos de espessura óptica obtidos com o instrumento Microtops II.

IV.3.2. Campanha intensiva de medidas de espessura óptica com o fotômetro solar Microtops II

A campanha de validação de espessura óptica foi realizada em São Paulo onde foram utilizados 5 fotômetros solares manuais Microtops II, emprestados da NASA, especificamente para a validação deste projeto. O objetivo desta campanha foi a obtenção de espessura óptica em diferentes regiões da cidade em torno do horário da passagem dos satélites TERRA e AQUA, para a validação das espessuras ópticas obtidas pelo sensor MODIS com resolução de 1x1 km, obtida neste trabalho. Estes equipamentos são muito utilizados pela NASA assim como os radiômetros automáticos CIMEL da rede AERONET, para a validação de espessuras ópticas derivadas por sensoriamento remoto por satélite.

Na Tabela IV.1, são apresentados os instrumentos Microtops II utilizados com seus números de série, o comprimento de onda central de cada canal de cada equipamento, o local de medida, suas respectivas localizações geográficas (latitude, longitude e altitude) e o período de operação de cada equipamento.

Tabela IV.1: Resumo de informações dos equipamentos Microtops II, utilizados na campanha de medidas de espessura óptica de aerossóis no ano de 2003.

CAMPANHA DE AMOSTRAGEM COM FOTOMETROS SOLARES EM SÃO PAULO 2003						
S/N	Radiômetro	Comprimentos de Onda (nm)	Local de Medida	Período	LAT / LON	Altitude(m)
-	CIMEL	340/380/440/500/670/870/1020	USP	contínuo	-23.562 / -46.735	789
5378 # 10	MicrotopsII	440/870/936/1640/2100	UNIP	2 Jun a 30 Jul	-23.604 / -46.6495	780
5353 # 100	MicrotopsII	440/675/870/936/1640	Mackenzie	2 Jun a 30 Jul	-23.547 / -46.651	805
3761 # 1	MicrotopsII	340/440/675/870/936	IAG	16 Jun a 30 Jul	-23.650 / -46.617	810
3762 # 2	MicrotopsII	340/440/675/870/936	Granja	18 Jul a 30 Jul	-23.577/-46.858	790
5377 # 13	MicrotopsII	380/500/675/870/1640	FATEC	16 Jun a 30 Jul	-23.523/-46.476	810

Os fotômetros Microtops II foram dispostos em locais da cidade que atendiam às melhores condições de medida e logística. A disposição dos locais de medida é apresentada sobre o mapa de refletância, apresentada na Figura IV-5. Um dos fotômetros Microtops II foi alocado no centro da cidade no prédio do Mackenzie no fim da Avenida Consolação. Um

segundo Microtops II foi alocado na região centro Sul no prédio da Universidade Paulista (UNIP), próximo à Avenida 23 de Maio. Um terceiro foi alocado na Zona Leste, próximo à estação Arthur Alvim do metrô no prédio da FATEC. Um quarto fotômetro foi alocado na região Sul, na Estação meteorológica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP na Água Funda (IAG). Finalmente, o quinto aparelho foi alocado, em um primeiro período, no município de Suzano, a leste do município de São Paulo e, em um segundo período, no município de Carapicuíba, a oeste do município de São Paulo, ou ainda identificado neste trabalho como Granja Vianna. Além dos Microtops II, a rede de fotômetros foi completada com o radiômetro automático da CIMEL em operação no Instituto de Física da USP. Os locais de medidas foram definidos de forma a conciliar os interesses científicos e logísticos. Procurou-se desta forma uma distribuição espacial que cobrisse ao máximo toda a região urbanizada de maior ou menor impacto, e regiões com diferentes propriedades de refletância de superfície. O posicionamento dos fotômetros define duas elipses, uma na região central e a segunda periférica, como mostra a Figura IV-5.

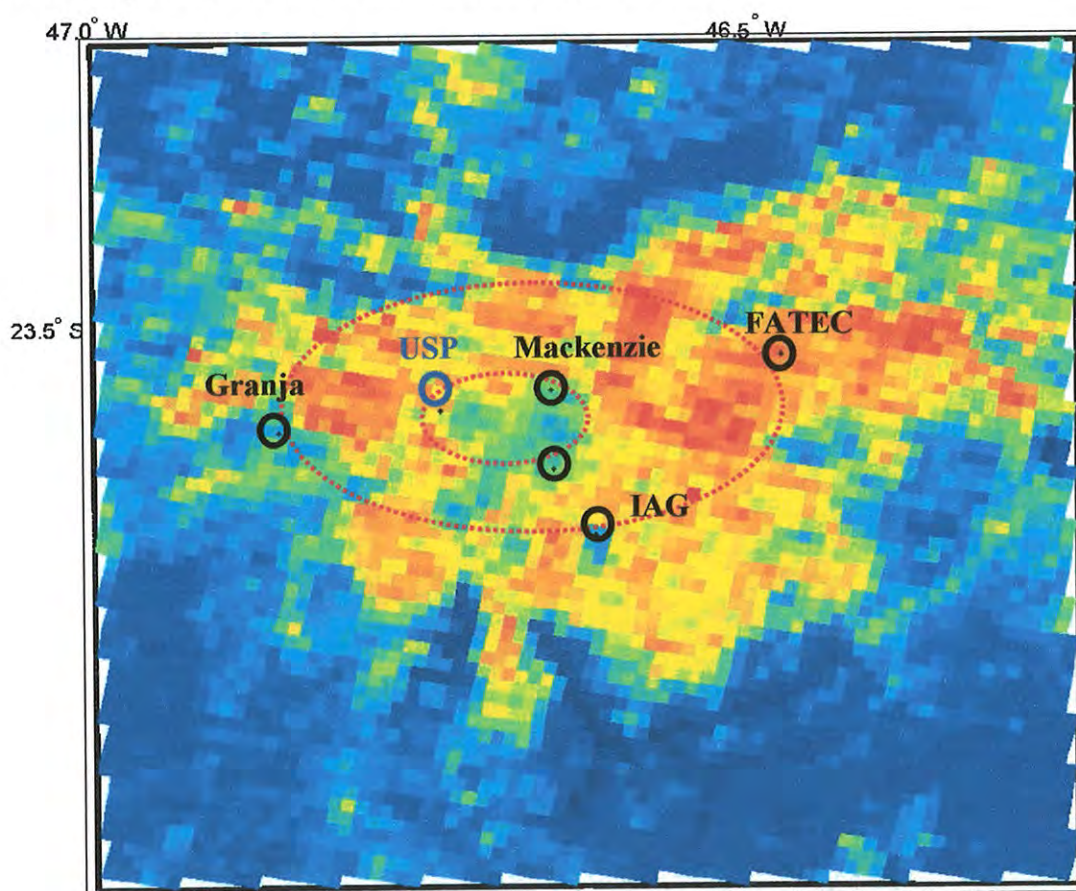


Figura IV-5: Disposição dos locais de medidas com os fotômetros Microtops em preto e com o radiômetro automático CIMEL em azul, projetados sobre uma imagem do comprimento de onda 2.100 nm do sensor MODIS, apenas para ilustração da região urbanizada da grande São Paulo, onde cores mais quentes representam superfícies mais refletoras.

Esta campanha de amostragem intensiva contou ainda com a participação de um aluno de iniciação científica (Carlos Alberto Pires Junior) no planejamento e execução da campanha e que futuramente tem como objetivo a análise da variabilidade diurna das medidas obtidas. O experimento contou com a colaboração de 8 estudantes da graduação do Instituto de Física e 5 técnicos da Estação Meteorológica do IAG na Água Funda, os quais operaram os equipamentos durante todo o período. O período da campanha de amostragem foi de primeiro de junho de 2003 a 31 de julho de 2003, em todas as estações. Apenas a estação IAG operou até 30 de agosto de 2003, Tabela IV.1. As medidas foram realizadas em todos os dias com Sol sem a obstrução deste por nuvens. O período de operação foi das 8 às 17 horas com intervalos de medidas de 15 minutos. Nos horários das passagens dos satélites TERRA (9:45 às 11:15) e AQUA (13:00 às 14:30), as medidas foram realizadas a cada 5 minutos, para a melhor caracterização possível do horário e para a validação dos produtos de espessura óptica obtidos com os satélites.

As principais fontes de erro nas medidas com o fotômetro manual são: um alinhamento inadequado do fotômetro com o Sol, a não utilização do instrumento com a janela de quartzo perfeitamente limpa, contaminações por nuvens, e uma má calibração do instrumento. Para garantir a qualidade das medidas dos fotômetros manuais, os operadores foram devidamente treinados para obter o melhor alinhamento possível do Sol e para que uma manutenção da limpeza da janela dos fotômetros fosse regularmente realizada. Para garantir o melhor alinhamento possível e também identificar contaminações por nuvens, optou-se por realizar uma seqüência de 5 medidas, espaçadas a cada 40 segundos. Dentre as 5 medidas de cada seqüência, foi selecionada a de menor valor de τ_a , pois esta representa a medida de melhor alinhamento com o Sol. Foi desenvolvida uma planilha de aquisição de dados, onde o operador adicionava, a cada medida realizada, informações sobre as condições de cobertura de nuvem do céu, utilizando uma codificação pré-determinada, e também observações mais específicas, como a discriminação da proximidade de nuvens do Sol. Estas informações são essenciais para o controle da base de dados quanto a possíveis contaminações por nuvens. A calibração dos instrumentos foi cuidadosamente realizada no decorrer da campanha de medidas e descrita em detalhes no item a seguir.

IV.3.3. Calibração dos fotômetros solares Microtops II

A calibração dos Microtops II é algo que deve regularmente ser verificada, para garantir a qualidade dos dados. O procedimento consiste em se determinar o valor da

constante de calibração ($V_o(\lambda)$), que representa a tensão que o equipamento em particular mediria para uma coluna atmosférica livre de aerossóis, ou seja, no topo da atmosfera. Existem alguns métodos para se determinar esta constante. Um deles é a obtenção da curva de Langley (descrita no capítulo anterior), e um segundo é a realização de comparação com outro fotômetro calibrado. Neste trabalho, optou-se por realizar a calibração por comparação com o radiômetro automático da CIMEL em operação em São Paulo, uma vez que a região não atendia às condições necessárias para a obtenção de uma curva de Langley apropriada.

As medidas de calibração dos Microtops II foram realizadas em, no mínimo, dois dias para cada instrumento, chegando a 5 dias para alguns deles, no decorrer do período da campanha. Procurou-se neste método de calibração realizar a medida do Microtops II simultaneamente à do CIMEL em diferentes situações de espessura óptica, predominantemente em torno do meio dia, para evitar maiores erros na correção da atmosfera. No processo de análise de intercalibração entre os Microtops e CIMEL, foram consideradas apenas medidas com defasagem menor do que um minuto (intervalo máximo aconselhável) (Ichoku et al., 2002b). A calibração é baseada na equação de Beer-Lambert-Bouguer. O procedimento consiste na medida da tensão do sensor no Microtops ($V(\lambda)$), simultaneamente à medida da espessura óptica dos aerossóis, através do fotômetro da AERONET. Estimam-se, pelos métodos já apresentados, as correções das espessuras ópticas de Rayleigh e do ozônio, e desta forma, pode-se determinar qual seria a tensão de calibração do equipamento ($V_o(\lambda)$) dada a espessura óptica de aerossol obtida pelo CIMEL, em um comprimento de onda específico. O valor de $V_o(\lambda)$ foi calculado para cada dia de calibração para cada instrumento. A Figura IV-6 mostra a evolução da variabilidade das constantes obtidas em relação ao valor original para cada instrumento no decorrer das calibrações. Nota-se que os valores de V_o obtidos se mantiveram estáveis de dia para dia. A constante de calibração no comprimento de onda utilizado para validação (675 nm) apresentou uma variabilidade menor do que 5% em todos os equipamentos, o que garante a confiabilidade na calibração obtida neste comprimento de onda.

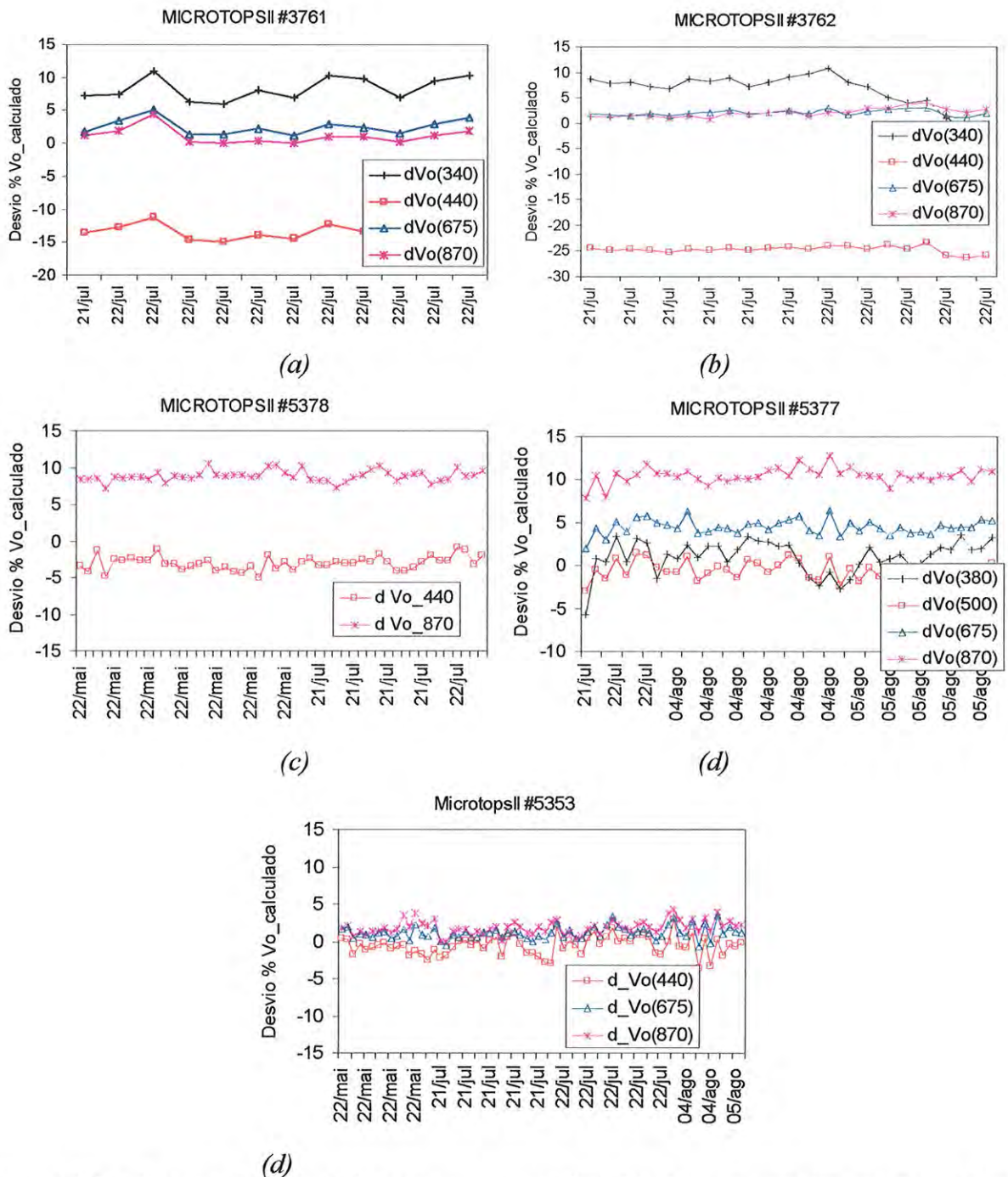


Figura IV-6: Desvio percentual da constante de calibração V_o por comprimento de onda em relação à constante de calibração original do equipamento para cada um dos Microtops utilizados: Números seriais: (a)3761;(b)3762;(c)5378;(d)5377;(e)5353.

As espessuras ópticas, obtidas pelos Microtops II, foram recalculadas com as novas constantes de calibração, definidas para cada instrumento. O equipamento de número 5353 foi o que apresentou a menor correção no procedimento de calibração. A Figura IV-8 apresenta a comparação entre as espessuras ópticas obtidas pelos Microtops II com relação às obtidas pelo CIMEL para cada comprimento de onda para cada equipamento, antes e após realizada a calibração.

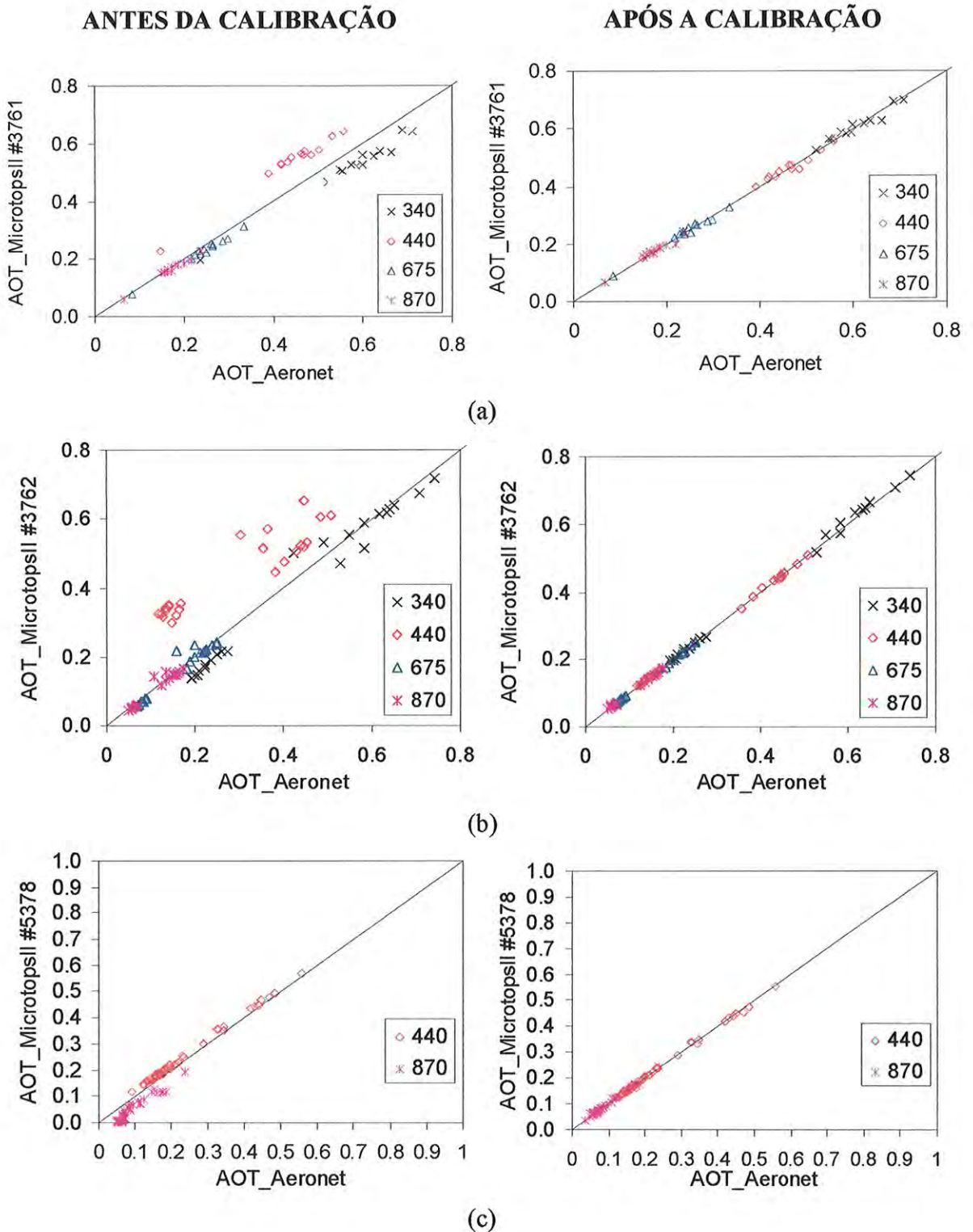


Figura IV-7: Comparação entre as espessuras ópticas obtidas pelo Microtops II com relação às obtidas simultaneamente pelo CIMEL durante medidas de calibração por comprimento de onda para cada equipamento, antes e após feita a calibração: (a)3761; (b)3762; (c)5378; (d)5377; (e)5353.

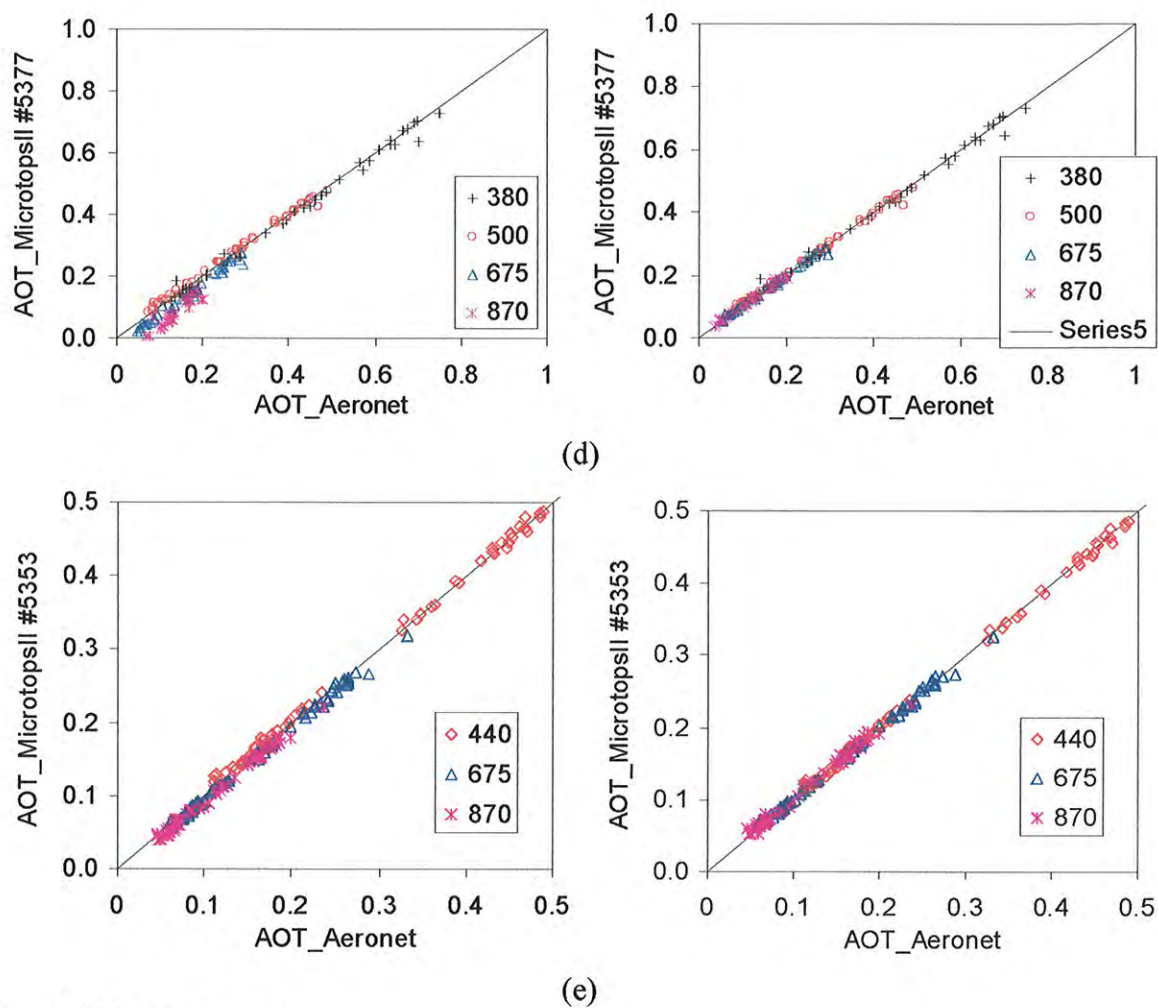


Figura IV-8: continuação.

A Tabela IV.2 resume os valores das constantes de calibração obtidas para cada instrumento, com o valor médio e o desvio padrão da série de medidas da calibração.

Tabela IV.2: Constantes de calibração obtidas para cada Microtops II, nos seus respectivos comprimentos de onda e desvios padrões.

Calibração dos MICROTPTS II		340 nm	380 nm	440 nm	500 nm	675 nm	870 nm
Vo_Corrigido	#3761	3367		1079		1184	797
Desvio Padrão	#3761	55		14		14	10
Vo_Corrigido	#3762	3272		965		1187	812
Desvio Padrão	#3762	107		9		6	7
Vo_Corrigido	#5378			491			1104
Desvio Padrão	#5378			5			7
Vo_Corrigido	#5377		2290		671	1326	1143
Desvio Padrão	#5377		44		8	11	10
Vo_Corrigido	#5353			762		1040	697
Desvio Padrão	#5353			10		9	6

Com os valores das constantes de calibração obtidos, foram recalculadas as espessuras ópticas obtidas durante toda a campanha, para cada equipamento, em cada comprimento de onda. A base de dados fica desta forma preparada para a análise de validação de espessuras ópticas obtidas com o MODIS.

IV.4. O SBDART - *Santa Bárbara Disort Radiative Transfer*

A radiação solar interage fortemente com os constituintes da atmosfera: gases, partículas de aerossol, vapor de água, nuvens e com a superfície terrestre, sendo refletida, absorvida e ou refratada. O balanço desta transferência de energia afeta diretamente a dinâmica de circulações de massas de ar e a temperatura na atmosfera. A forma como cada um destes elementos, gases, partículas, nuvens e superfície terrestre, interagem com a radiação vem sendo cada vez melhor caracterizada pela comunidade científica. As frações quantitativas de absorção, e espalhamento em cada um destes elementos, dependem do comprimento de onda da radiação incidente, e das propriedades ópticas dos meios em questão. Os modelos de transferência radiativa procuram caracterizar o melhor possível estes processos dentro de algumas aproximações e parametrizações das propriedades de interações do material com a radiação.

O SBDART (*Santa Babara DISORT Atmospheric Radiative Transfer*) é um software desenvolvido para o ensino e pesquisa de transferência radiativa na atmosfera terrestre. Este aplicativo resolve a equação de transferência radiativa, considerando uma atmosfera plano-paralela com ou sem a presença de nuvens (Ricchiuzzi et al., 1998). Para a resolução das Equações de Transferência Radiativa (ETR), o programa baseia-se no código **DISORT** – *Discret Ordinate Radiative Transfer* (Wiscombe, 1977, 1980). Este código apresenta a solução exata das ETR. A intensidade da radiação espalhada ou emitida é computada discriminadamente em diferentes altitudes (até 50 camadas) e diferentes direções (até 20 ângulos zenitais e azimutais). O sistema não inclui efeitos de polarização. No intervalo de comprimento de onda curta, o método utiliza uma extensão da aproximação delta-Eddington. Considera-se a função de fase delta de Dirac para espalhamento frontal e a aproximação de Henyey-Greenstein para o retro espalhado. O programa SBDART possui uma biblioteca com propriedades padrão que modelam as características de diferentes condições atmosféricas como: tipos de aerossol, nuvens, moléculas de gás e propriedades da superfície terrestre. O código SBDART é muito utilizado para estudos didáticos e científicos em uma grande variedade de estudos de balanço radiativo na atmosfera e de sensoriamento remoto. O código disponibilizado na internet utiliza como linguagem computacional o Fortran77 e roda no

sistema operacional UNIX ou também agora em uma nova versão no Windows (<http://arm.mrcsb.com/sbdart/>).

Neste trabalho, o SBDART foi utilizado para simular a refletância no topo da atmosfera sob diferentes refletâncias de superfície e propriedades de material particulado em suspensão na atmosfera. O objetivo foi obter um conjunto de equações de inversão utilizadas nos cálculos das espessuras ópticas em função das refletâncias no topo da atmosfera, medidas com o MODIS. Foi também utilizado nos estudos de testes de sensibilidade da espessura óptica obtida em função de incertezas nas variáveis inerentes aos cálculos de τ_a por satélite. Foi também utilizado em correções dos efeitos da atmosfera (efeito de espalhamento Rayleigh e de absorção por ozônio) sobre a radiação solar para a recuperação de informações sobre a superfície.

V. RESULTADOS E DISCUSSÕES DAS PROPRIEDADES ÓPTICAS DOS AEROSSÓIS DE SÃO PAULO

Definir um modelo de aerossol que caracterize a pluma de material particulado na atmosfera é essencial para a compreensão dos processos de interação entre a radiação solar e as partículas de aerossóis. Isto é essencial para a determinação do efeito dos aerossóis sobre o balanço radiativo da atmosfera. O desenvolvimento de modelos mais apropriados reduz as incertezas das espessuras ópticas obtidas por observações com satélites.

Neste capítulo, é apresentada uma análise das propriedades ópticas do conjunto de aerossóis atmosféricos da região urbana de São Paulo, obtidas com o radiômetro CIMEL. Em um primeiro item (V.1), é apresentada a variabilidade mensal das propriedades do aerossol na região. Em seguida (item V.2), é realizada uma comparação das propriedades obtidas para o aerossol da região, com relação a outros tipos de aerossóis urbanos e não urbanos obtidos para outras regiões do mundo. No item V.3, é feita uma análise mais detalhada das propriedades do período de junho a agosto. E por fim, no item V.4, são definidos os modelos de aerossol que melhor caracterizam as composições típicas de aerossóis da região e, em seguida, é realizada a validação dos modelos desenvolvidos neste trabalho.

V.1. Variabilidade mensal das propriedades ópticas dos aerossóis em São Paulo

As condições meteorológicas influenciam diretamente os níveis de concentrações de poluentes na região urbana de São Paulo (Andrade et al., 1994, Freitas, 2004; Castanho, 2001). O período de inverno possui concentrações de material particulado inalável mais elevadas que nos demais períodos. Nesta época, as condições meteorológicas são em geral desfavoráveis à dispersão dos poluentes. O período é caracterizado por poucas chuvas, frequentes inversões térmicas a baixas altitudes, alta estabilidade atmosférica que favorecem o acúmulo de poluentes de um dia para o outro. No verão, as frequentes chuvas favorecem a remoção do material particulado da atmosfera. As figuras (Figura V-12 a Figura V-7) apresentam as médias mensais de medidas realizadas nos anos de 2002 e 2003, de conteúdo de vapor de água, espessura óptica e propriedades ópticas dos aerossóis em São Paulo. As propriedades ópticas utilizadas, neste trabalho, no comprimento de onda de 550 nm, são produtos da interpolação logarítmica dos parâmetros obtidos nos comprimentos de onda de 440 e 670 nm.

A Figura V-1 apresenta a frequência de medidas obtidas com o CIMEL para cada mês. Nesta estatística aparecem apenas os resultados com qualidade assegurada para os dois anos em estudo. A maior frequência de medidas com o CIMEL ocorre nos meses onde há a menor ocorrência de nuvens que é exatamente no inverno. Dentro do período de dois anos, de junho a Agosto, foi possível contar com 100 a 150 medidas por mês, um número representativo para as análises dos modelos de aerossol que serão apresentados neste trabalho. Para os demais períodos é feita apenas uma análise qualitativa da sazonalidade das propriedades ópticas dos aerossóis da região.

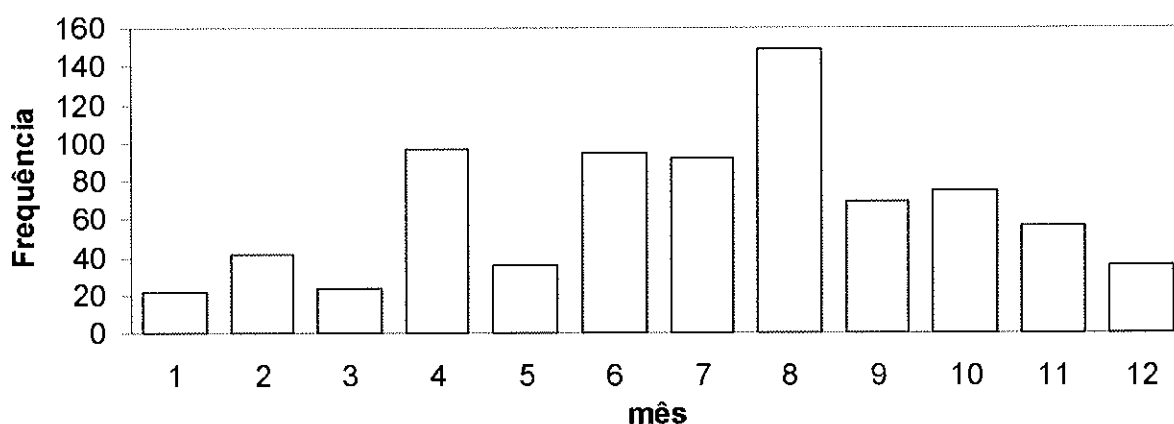


Figura V-1: Frequência mensal de medidas de propriedades ópticas, obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades para os anos de 2002 e 2003.

A Figura V-2 apresenta as médias mensais do conteúdo de vapor de água (QAP). Os baixos valores de conteúdo de vapor de água obtidos pelo radiômetro CIMEL no inverno (junho julho e agosto) refletem diretamente a característica de baixa umidade relativa atmosférica do período, devido às condições meteorológicas já citadas. O baixo valor do conteúdo de vapor de água é um fator favorável para a obtenção de espessura óptica por sensoriamento remoto, uma vez que reduz os erros causados na correção deste na coluna atmosférica e reduz a probabilidade de formação de nuvens. Os valores de conteúdo de vapor de água variam de 3, nas épocas de chuva, a 1,5 cm, na média do mês na época de seca.

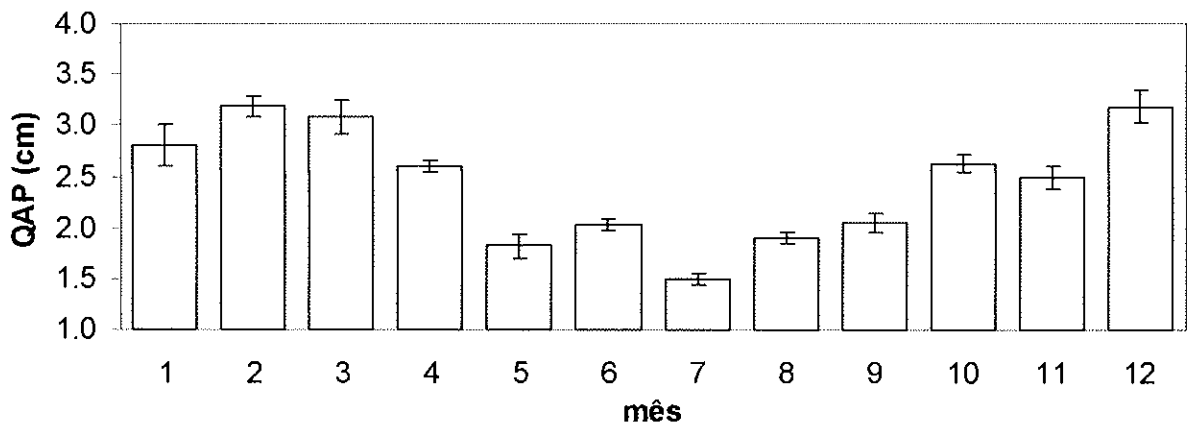


Figura V-2: Médias mensais do conteúdo de vapor de água (QAP), obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.

A Figura V-3 apresenta médias mensais de espessura óptica para o comprimento de onda de 550nm. Observa-se um pequeno aumento na espessura óptica entre o período de verão e inverno, de 0,15 a 0,20. Este aumento é causado pelas condições meteorológicas desfavoráveis à dispersão dos poluentes neste período. Não se observa, porém, um aumento de τ_a tão acentuado no período de inverno quanto o que se observa em medidas *in situ* de concentração de material particulado. Esta observação é devido às diferenças básicas entre os dois tipos de medidas. As medidas de τ_a por sensoriamento remoto são proporcionais à quantidade de aerossóis integrada na coluna atmosférica, enquanto as medidas *in situ* caracterizam basicamente as concentrações de aerossóis confinadas na parte inferior da camada limite. Supondo a condição onde os aerossóis estão totalmente dentro da camada limite, quanto maior a altura desta camada menor a concentração de aerossóis medida na superfície, enquanto a espessura óptica permaneceria inalterada (pois teria a mesma quantidade de aerossóis apenas distribuída em uma coluna maior). Este efeito de aumento de concentrações é observado nas freqüentes inversões térmicas na região, fazendo com que as altas concentrações de PM_{10} durante a noite elevem as médias do período, não sendo, portanto, notadas em medidas de espessura óptica, que são realizadas no período diurno.

As espessuras ópticas são também monitoradas pela rede de radiômetros solares AERONET em outras cidades. Por exemplo, na cidade do México, as espessuras ópticas em 550 nm apresentam valores médios bem mais elevados que em São Paulo que giram em torno de 0,5, com freqüentes eventos chegando a 1. Já, na cidade de Santiago do Chile, as

espessuras ópticas giram em torno de 0,2 com alguns eventos chegando a 0,4, apesar das elevadas concentrações medidas na superfície.

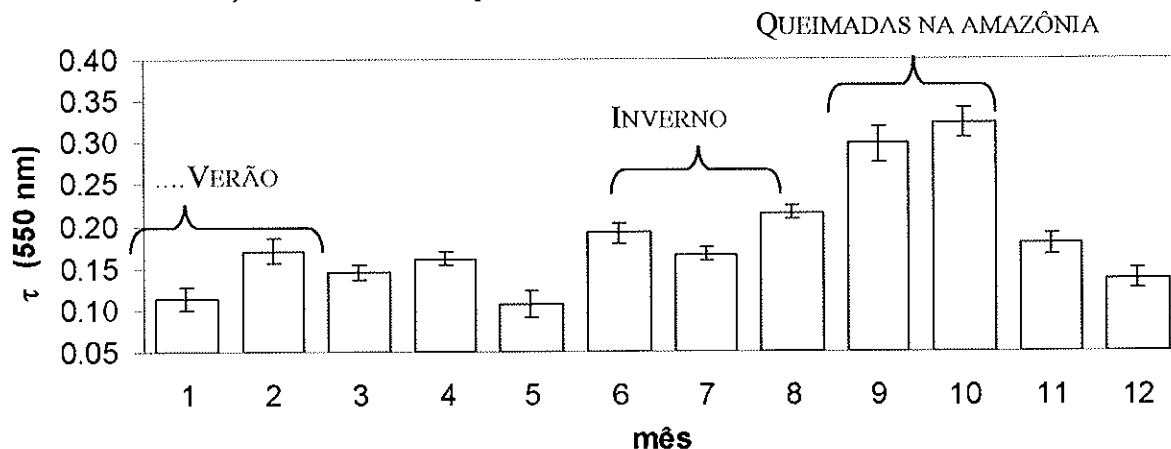


Figura V-3: Médias mensais da espessura óptica em 550 nm, obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.

Um aumento realmente significativo observado nas médias de τ_a ocorre no período de setembro e outubro, devido ao transporte a longa distância de material particulado de queimadas na Amazônia e do Brasil Central (Sánchez-Ccoyllo et al., 2005; Pires et al., 2004; Landulfo et al., 2003). Neste período, as espessuras ópticas aumentam para 0,3 na média, porém podem chegar a valores extremos de até 3, em eventos de transporte intenso de queima de biomassa da Amazônia e cerrado. Nesta época, de seca e queimada na região amazônica, as altas concentrações de aerossóis emitidas se inserem na circulação atmosférica cobrindo cerca de 2 a 4 milhões de quilômetros quadrados todos os anos (Freitas, 2004; Artaxo et al., 2002; Andreae et al., 2001; Longo, 1999). As imagens de τ_a (550), com resolução de 10x10 km do sensor MODIS, disponibilizado pela NASA, mostram a extensão da pluma de poluentes cobrindo grande parte da região amazônica, região sul e sudeste do Brasil e países da América do Sul, como apresentado na Figura V.4(a). Em algumas situações, a circulação passa sobre a região urbana de São Paulo, promovendo um aumento da τ_a observado principalmente nos meses de setembro e outubro.

A Figura V.4(b) mostra um caso especial em 15 de setembro de 2004, onde houve o transporte de queima de biomassa passando sobre a área metropolitana de São Paulo, ilustrado com as espessuras ópticas obtidas com o MODIS. Este transporte da pluma de aerossóis de queimadas da Amazônia ocorre acima da camada limite, em torno de 3.000 m de altura, e portanto, não são observadas nas estações de amostragem in situ de superfície, porém são

detectadas pelas medidas de sensoriamento remoto, pelos fotômetros solares de superfície e por satélite. Os dias observados com forte indício de passagem de pluma de aerossóis proveniente de queimadas na Amazônia (Pires, comunicação pessoal), foram incluídos em algumas discussões no decorrer do texto, abrangendo os anos de 2002, 2003 e 2004 (9-Set-02, 18-Set-02, 9-Out-02, 11-Out-02, 13-Out-02, 15-Out-02, 16-Out-02, 19-Out-02, 9-Set-03, 15-Set-04, 16-Set-04, 21-Set-04, 23-Set-04, 27-Set-04).

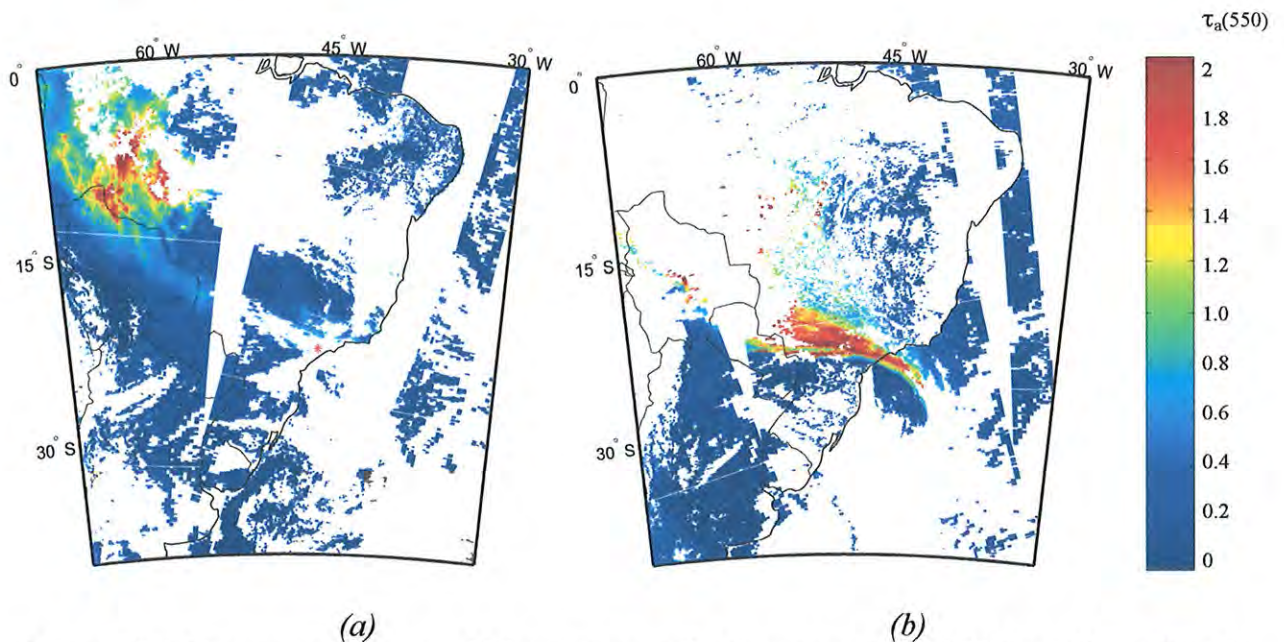


Figura V-4: Espessura óptica em 550 nm com resolução espacial de 10x10 km sobre o Brasil. Espessuras ópticas disponibilizadas pela NASA, obtidas com o sensor MODIS (<http://daac.gsfc.nasa.gov/data/dataset/MODIS/>). (a) dia 31 de agosto de 2003, satélite TERRA. A figura ilustra a grande cobertura da pluma de poluentes ($\tau_a > 0,4$) que se estende por dimensões continentais; (b) dia 15 de setembro de 2004, satélite AQUA. A figura ilustra um caso particular com a pluma de queima de biomassa, passando sobre a região metropolitana de São Paulo.

As figuras a seguir (Figura V-5 a Figura V-6) apresentam as médias mensais das propriedades de albedo simples (ω_0) e parâmetro de assimetria (g) das partículas de aerossol. Na Figura V-5, o albedo simples apresenta em média valores em torno de 0,83 no período de junho a agosto. No período sob influência da pluma de queima de biomassa da Amazônia, o albedo simples se eleva para valores em torno de 0,89. Modelos de aerossóis definidos para a região amazônica mostram que realmente o albedo simples da região é em média maior, da ordem de 0,92, em 550 nm (Procópio et al., 2003, 2004), ou seja, partículas menos absorvedoras do que as partículas de emissão urbana de São Paulo. Apesar de serem apenas alguns eventos de transporte que ocorrem sobre São Paulo, entre setembro e outubro, eles são

suficientes para influenciar significativamente nas médias mensais das propriedades medidas pelo radiômetro na região.

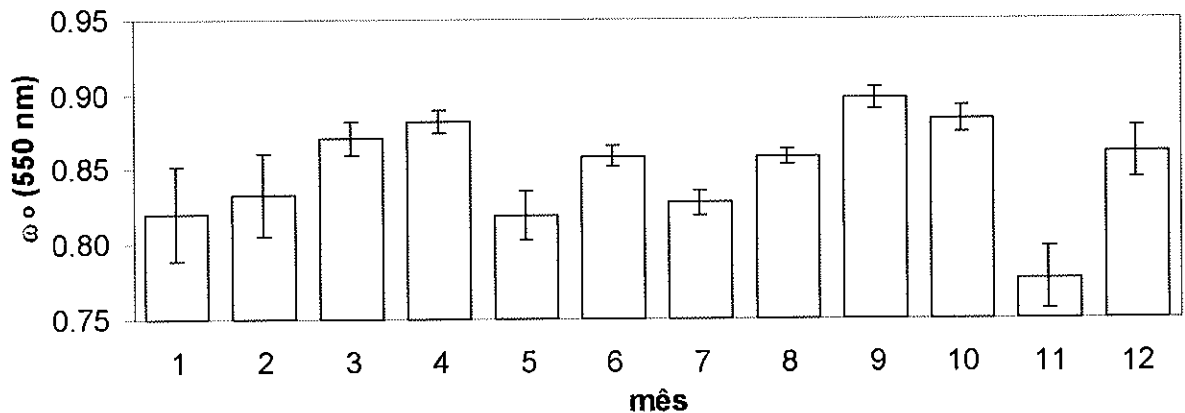


Figura V-5: Médias mensais do albedo simples em 550 nm, obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.

A Figura V-6 apresenta as médias mensais do parâmetro de assimetria (g). No período de inverno, ele apresenta valores mais baixos, em torno de 0,62 para o comprimento de onda de 550 nm, que se destaca com relação ao resto do ano, que apresenta valores da ordem de 0,64 de média. Lembrando que, quanto mais próximo de zero é o parâmetro de assimetria, mais o espalhamento frontal se aproxima do traseiro.

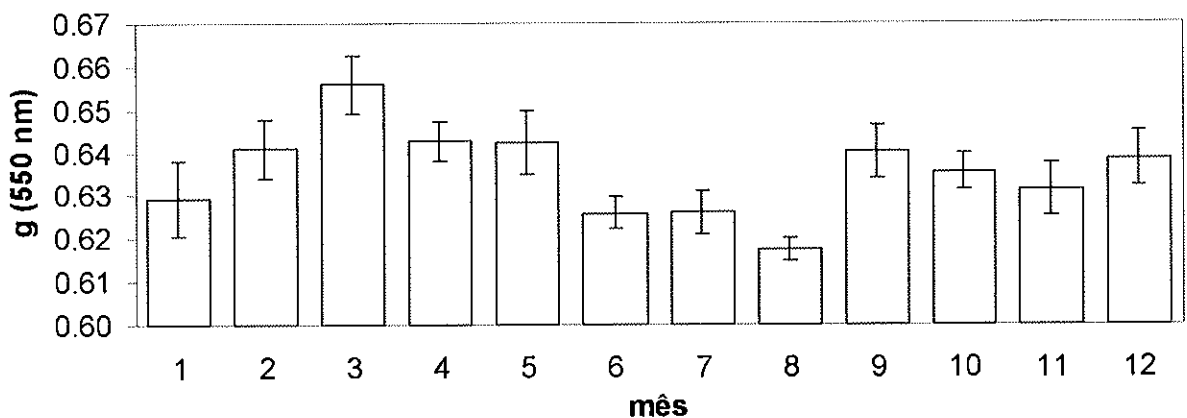


Figura V-6: Médias mensais do parâmetro de assimetria em 550 nm, obtidas do radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.

A Figura V-7 apresenta as médias mensais do coeficiente de Ångström, o qual apresenta médias que variam de 1,45 a 1,65 durante todo o ano. Os meses de junho e julho apresentaram valores menores do que no período sob influência de aerossóis de queimadas.

Verifica-se aqui novamente a influência do transporte de queima de biomassa nas propriedades óptica medidas em São Paulo no período de setembro e outubro. O aumento do coeficiente de Ångström com o aerossol de queimada representa a presença de partículas menores.

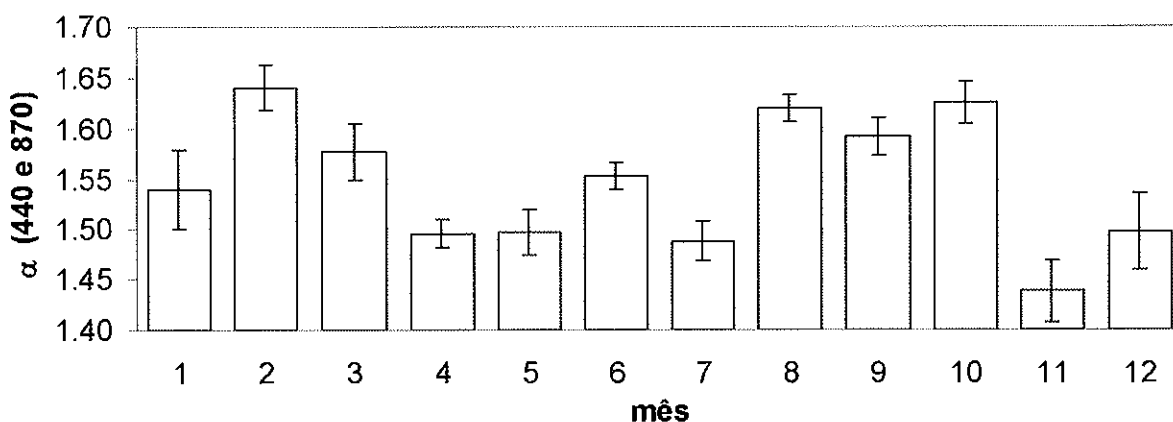


Figura V-7: Médias mensais do coeficiente de Ångström (α), calculado em função das espessuras ópticas entre 440 e 870 nm, obtidas do radiômetro da AERONET em São Paulo. As barras representam o desvio padrão da média do mês correspondente. Os resultados se referem às medidas que possuem valores validados de todas as propriedades simultaneamente, nos anos de 2002 e 2003.

Como pode ser observado, na análise da variabilidade mensal das condições meteorológicas e das propriedades de aerossóis, o período de inverno se destaca dos demais períodos, ele possui padrões meteorológicos diferenciados e favoráveis ao monitoramento de aerossóis por sensoriamento remoto, tanto com radiômetros de superfície como por satélites. A baixa umidade relativa e baixa frequência de cobertura de nuvens facilitam o monitoramento da coluna atmosférica por sensoriamento remoto. O período se destaca também nos níveis de espessura óptica e nas propriedades ópticas das partículas. Desta forma, é definido um conjunto de modelos de aerossol que caracterize, com uma boa representatividade estatística, o período que vai de junho a agosto. Neste trabalho, não é feita uma caracterização dos aerossóis para os demais períodos por falta de número estatisticamente significativo de medidas, para os anos até então disponíveis de 2002 e 2003. Vide frequência de dados na Figura V-1.

V.2. Comparação das propriedades dos aerossóis de São Paulo com as de outras regiões do mundo

Neste item, é realizada uma comparação das propriedades do aerossol urbano medido em São Paulo, no período de Inverno, com outros tipos de aerossol: urbano; queima de

biomassa; poeira de deserto. As medidas realizadas em outros locais foram obtidas com o mesmo tipo de equipamento, o CIMEL, e fazem parte da rede de radiômetro AERONET. Os resultados das propriedades dos diferentes tipos de aerossol foram caracterizados por Dubovik et al., 2002a, e são apresentados na Figura V-8, adaptada de seu artigo para uma melhor comparação com as propriedades obtidas para São Paulo. A Figura V-8 apresenta os valores espectrais de albedo simples e curvas de distribuição de tamanho, para aerossóis do tipo urbano/industrial (GSFC/EUA; Creteil/Paris; Cidade do México/México), queima de biomassa, e poeira de deserto. A Figura V-9 apresenta o albedo simples espectral médio do período de inverno para São Paulo, para que possa ser diretamente comparado com o obtido por Dubovik et al., 2002a para a cidade do México e GSFC, e a distribuição de tamanho das partículas em média para o período de inverno.

Dubovik et al., 2002a, verificaram uma grande variabilidade nas propriedades do aerossol urbano/industrial entres os locais de estudo. Verificaram que a variabilidade é devida a uma combinação complexa de fatores naturais e antropogênicos que influenciam na formação dos aerossóis, dentre elas inclui-se a umidade relativa, tipos de combustíveis e diferentes características de emissão. Ao comparar com as propriedades dos aerossóis de São Paulo (urbano/industrial), confirma-se mais ainda a grande variabilidade do ‘tipo’ de aerossol urbano. Daí a importância em se definir modelos de aerossóis característicos de cada região urbana. A definição de um modelo preciso de aerossol é uma questão fundamental para a redução das incertezas da espessura óptica obtidas com sensores em satélites.

Observa-se, nas figuras (Figura V-8 e Figura V-9), que a pluma de aerossóis da região urbana de São Paulo é a mais absorvedora (ou seja, menor valor de albedo simples) dentre as cidades caracterizadas. São Paulo apresenta valores de albedo simples da ordem de $\omega_o(550) \sim 0,84$, enquanto a cidade do México apresenta valores em torno de $\omega_o(550) \sim 0,89$. Em regiões sob influência de plumas urbanas nos Estados Unidos (GSFC (Dubovik et al., 2002a), Wallops e COVE (Castanho et al., 2005) medem valores em torno de $\omega_o(550) \sim 0,96$. Até mesmo quando comparado com plumas de queima de biomassa, o valor de albedo simples em São Paulo apresenta valores menores.

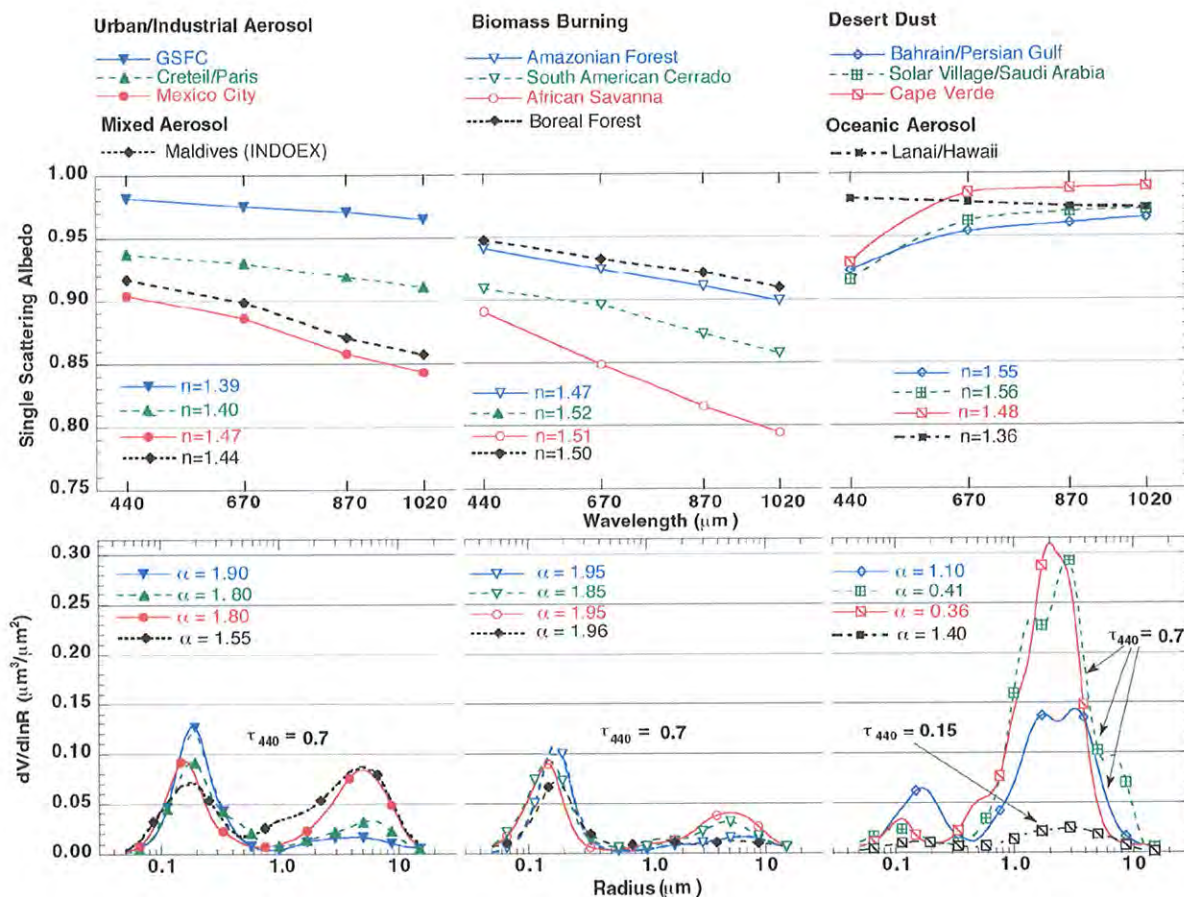


Figura V-8: Figura adaptada do artigo publicado por Dubovik et al., 2002. Propriedades ópticas médias de diferentes tipos de aerossol troposférico obtido da rede mundial de radiômetros, AERONET. Aerossóis urbano/industrial, queima de biomassa e poeira de deserto são apresentados para $\tau_{a, ext}(440) = 0,7$. Aerossóis oceânicos são mostrados para $\tau_{a, ext}(440) = 0,15$, uma vez que este tipo de aerossol não supera este valor de espessura óptica. São apresentadas também as curvas espectrais do albedo simples ω_0 , os índices de refração real (n), as distribuições de tamanho e os coeficientes de Ångström (α) para cada local de estudo

O baixo valor observado para o albedo simples pode estar diretamente relacionado às elevadas concentrações de *black carbon* da região, dada a alta eficiência do *black carbon* na absorção de radiação no visível (Martins et al., 1998). Em São Paulo, o *black carbon* representa em média 20% da massa do material particulado fino, valor este obtido em medidas *in situ* de superfície (Castanho e Artaxo, 2002b). Partículas de sulfato possuem propriedades intrínsecas de espalhamento maiores do que de absorção da radiação na faixa do visível. Em São Paulo, os sulfatos representam cerca de 20% da massa do material particulado fino. Em contrapartida, medidas obtidas por diferentes autores em regiões urbanas dos Estados Unidos (Sweet e Gatz, 1998; Chow et al., 1996), e no experimento CLAMS na costa leste dos Estados Unidos (Castanho et al., 2005), mostram que a fração de *black carbon* no particulado fino é de 3%, enquanto a fração de sulfatos varia de 40 a 60% do $PM_{2.5}$. Na região

amazônica na época de queimadas, medidas *in situ* mostram que a razão entre *black carbon* e material particulado fino é da ordem de 9 a 13% (Artaxo et al., 1999a;2002a), proporção menor do que a razão de *black carbon* em São Paulo. Verifica-se desta forma a importante relação entre a composição química do aerossol e o efeito de espalhamento e absorção de radiação pelas partículas na atmosfera.

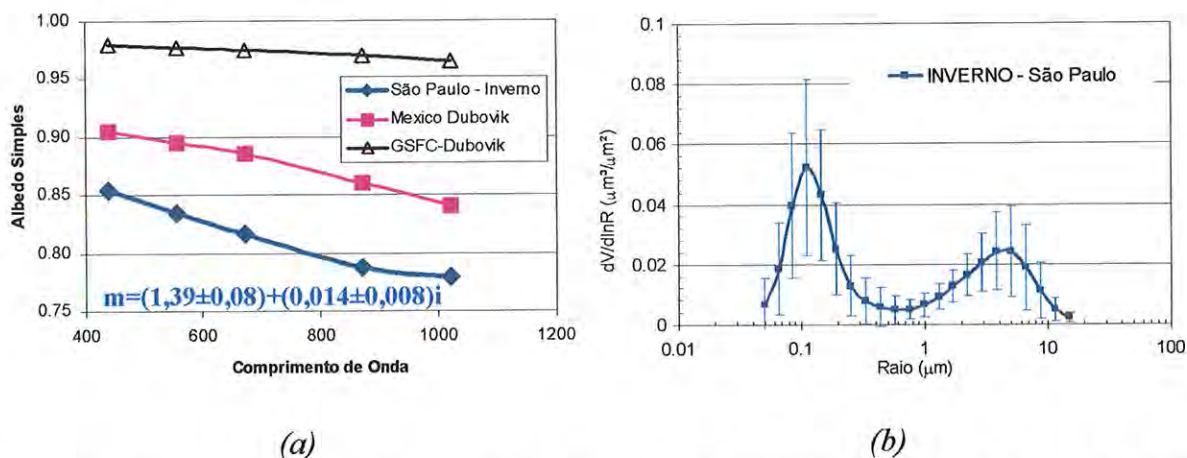


Figura V-9: Propriedades ópticas médias de aerossol troposférico urbano obtidos da rede mundial de radiômetros, AERONET. São apresentadas as curvas espectrais do albedo simples ω_0 , para São Paulo, GSFC e cidade do México (Dubovik et al., 2002) (a) e a distribuição de tamanho média obtida para São Paulo (b).

A distribuição de volume média do material particulado, para o período de inverno, obtidas com o CIMEL em São Paulo, é apresentada na Figura V-9 (b). Assim como o observado nas demais regiões urbanas (Figura V-8), a distribuição de volume de partículas de aerossol de São Paulo apresenta duas modas bem definidas, com a moda de acumulação maior do que a moda grossa. A moda de acumulação possui raio médio do volume em torno de $0,13 \pm 0,02 \mu\text{m}$ e desvio padrão da lognormal de $\sigma = 0,45 \pm 0,06$, e a moda grossa possui raio médio do volume em torno de $3,2 \pm 0,6 \mu\text{m}$ e $\sigma = 0,72 \pm 0,08$.

A elevada dependência espectral observada no albedo simples é justificada pelo predomínio da moda de acumulação sobre a moda grossa. O domínio da moda de acumulação pode também ser observado no elevado coeficiente de Ångström. O coeficiente de Ångström para São Paulo é 1,6 enquanto para a cidade do México é em torno de 1,8. Os coeficientes de Ångström para partículas de queima de biomassa, que possuem moda grossa muito menor que a moda fina são próximos de 2, enquanto partículas provenientes de poeira de deserto possuem coeficientes de Ångström abaixo de 1, onde há o predomínio da moda grossa (os coeficientes de Ångström foram estimados utilizando-se espessuras ópticas entre os comprimentos de onda 440 e 870 nm).

O índice de refração real, em São Paulo, apresenta o mesmo valor (1,39) do que os obtidos em GSFC nos Estados Unidos, que representa uma poluição urbana regional. Já o índice de refração imaginário, que define a propriedade de absorção dos aerossóis, para São Paulo, é o mais elevado das regiões comparadas (da ordem de 0,014), o que é justificável pela mesma discussão realizada na análise do albedo simples.

A poluição urbana de São Paulo apresenta uma maior razão de *black carbon* com relação aos sulfatos, em comparação com a razão entre estes compostos de regiões urbanas dos Estados Unidos, o que justifica plenamente as diferenças entre as propriedades ópticas observadas nas diferentes regiões urbanas. A principal diferença entre a composição dos poluentes nas regiões estudadas, se deve principalmente às diferenças na qualidade dos combustíveis, qualidade da queima nos motores dos veículos (idade da frota de veículos e diferença de tecnologias), e as diferentes emissões industriais e de geração de energia elétrica. Esta discussão mostra o quanto é importante uma melhor caracterização dos aerossóis entre as regiões urbanas no mundo, que apresentam diferentes compostos de poluentes atmosféricos, e podem produzir efeitos totalmente diversos nas determinações de espessura óptica de aerossol por satélite e mesmo nas estimativas de forçante radiativa destes aerossóis para as diferentes regiões urbanas.

V.3. Análise das propriedades ópticas do aerossol de São Paulo no período de inverno

O efeito radiativo dos aerossóis depende basicamente de suas propriedades ópticas e da quantidade de partículas em suspensão na atmosfera. As propriedades ópticas (índices de refração e distribuição de tamanho) do aerossol dependem de sua composição, tamanho e morfologia. A composição e morfologia dependem, por sua vez, dos processos de formação, emissão e transformação dos aerossóis, além também da umidade relativa da atmosfera, que exerce forte influência nos processos de crescimento e, conseqüentemente, nas propriedades ópticas especialmente de partículas higroscópicas (Shettle e Fenn, 1979; Ferrare et al., 1998; Martins, 1999). Neste item, é realizada uma análise mais detalhada das características ópticas do aerossol no período de inverno compreendido entre junho e agosto dos anos de 2002 e 2003. Ao todo, a base de dados calibrada e com qualidade assegurada contou com 350 valores de propriedades obtidas.

A Figura V-10 apresenta a razão da espessura óptica de extinção da moda fina ($\tau_{a, \text{Fina}}$) e $\tau_{a, \text{Total}}$ (espessura óptica dos aerossóis correspondente a moda fina e grossa ao mesmo

tempo) com relação $\tau_{a \text{ Total}}$, no comprimento de onda de 550 nm, para o período de inverno em São Paulo e para os eventos de transporte de queima de biomassa para a região. Pode-se observar que a moda fina representa a fração dominante na determinação da espessura óptica de extinção total do aerossol. Para espessuras ópticas maiores do que 0,1, a moda fina responde por mais de 80% da espessura óptica de extinção total medida. A Figura V-10 mostra ainda que, no caso de eventos de transporte de pluma de aerossóis de queimadas na Amazônia, mais dominante é o efeito da fração fina na extinção da radiação para maiores espessuras ópticas.

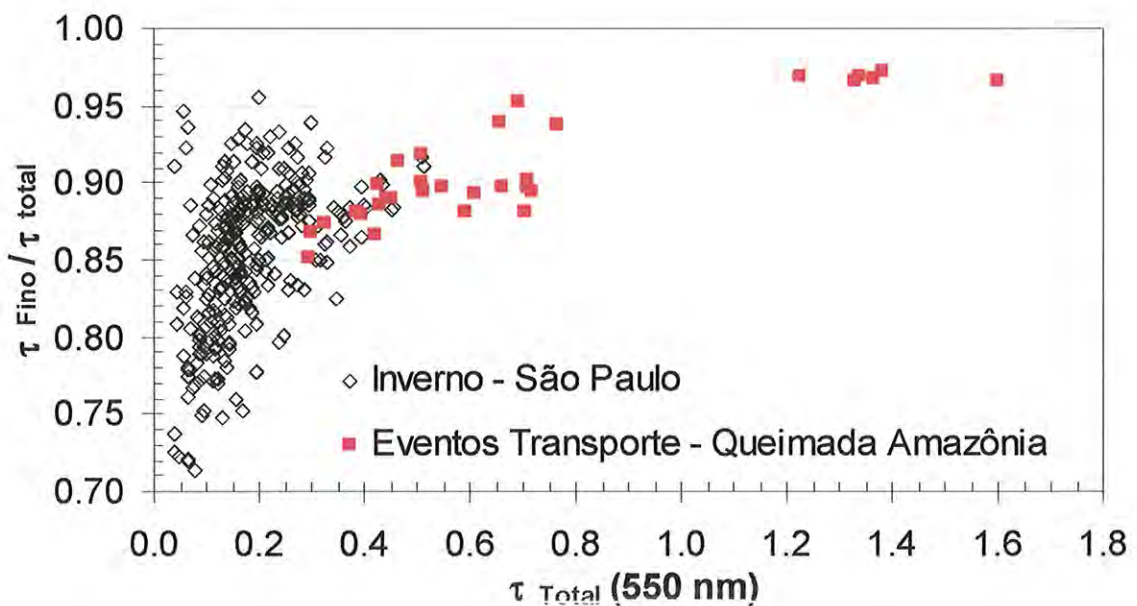


Figura V-10: Comparação entre a razão da espessura óptica de extinção do aerossol da moda fina ($\tau_{a \text{ ext } F}$) e $\tau_{a \text{ ext } total}$ (entende-se por total moda fina mais grossa), com relação a $\tau_{a \text{ ext } total}$, no comprimento de onda de 550 nm. Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL, que opera em São Paulo, para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003.

A relação entre o coeficiente de Ångström e a espessura óptica em 550 nm é apresentada na Figura V-11. A comparação mostra que não há uma relação bem definida entre a dependência espectral com relação à espessura óptica. Observa-se uma forte tendência entre o coeficiente de Ångström e a τ_a em regiões do mundo onde a τ_a é predominantemente definida por um único tipo de aerossol. Por exemplo, Holben et al, 2001, apresenta uma forte tendência de aumento do coeficiente de Ångström com relação ao aumento da τ_a em queimadas da Amazônia. Neste caso, em épocas de queimadas, a variação da espessura óptica é devida praticamente ao aumento da emissão de material particulado fino em relação ao

grosso. Em outras regiões que sofrem a influência de transporte de poeira de deserto, como por exemplo, Cabo Verde, observa-se uma forte tendência de redução do Ångström para um aumento da τ_a , o que indica o aumento da quantidade de material particulado grosso em eventos de elevadas espessuras ópticas.

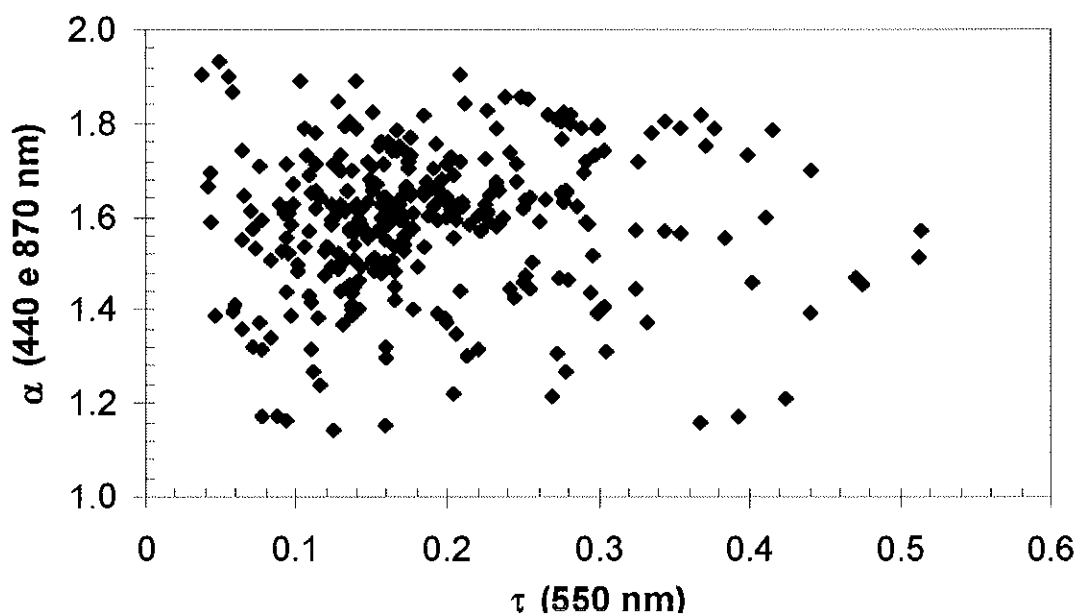


Figura V-11: Relação entre o Coeficiente de Ångström (α) (calculado entre 440 e 870 nm) e a espessura óptica em 550 nm. Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL, que opera em São Paulo, para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003.

A Figura V-12(a) apresenta a relação entre a espessura óptica de extinção da fração fina do aerossol ($\tau_{a \text{ FINO}}$ (550)) com relação à concentração volumétrica de partículas no fino, na Figura V-12(b) a espessura óptica de extinção da fração grossa do aerossol ($\tau_{a \text{ GROSSO}}$ (550)) com relação a concentração volumétrica de partículas na moda grossa. Verifica-se que, apesar de haver uma alta correlação entre a concentração volumétrica de partículas da moda fina e a espessura óptica, o que é esperado, a concentração não é o fator determinante para a espessura óptica obtida para a região, como se pode observar na grande dispersão da comparação, ou seja, para a região de estudo, a variação da τ_a não é devida exclusivamente à variação da concentração volumétrica de partículas de aerossóis e sim também, devido a uma variação de tipos de aerossol, com diferentes propriedades ópticas intrínsecas e diferentes distribuições de tamanho.

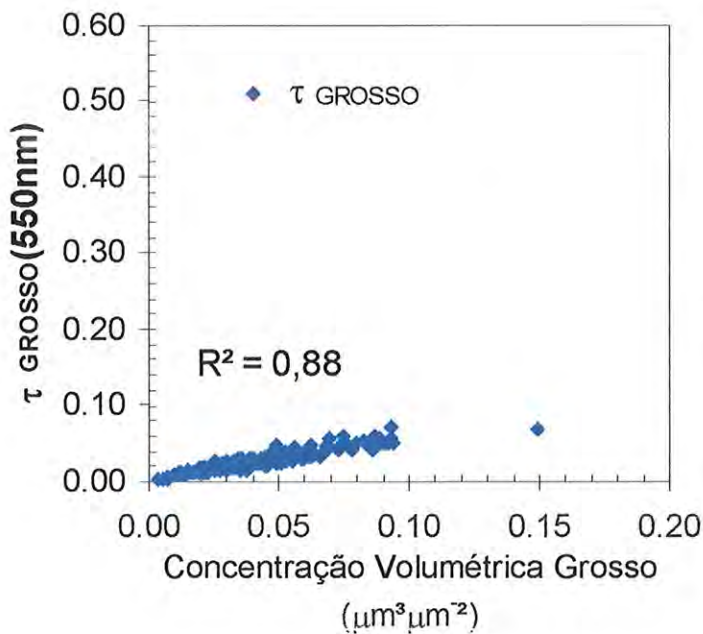
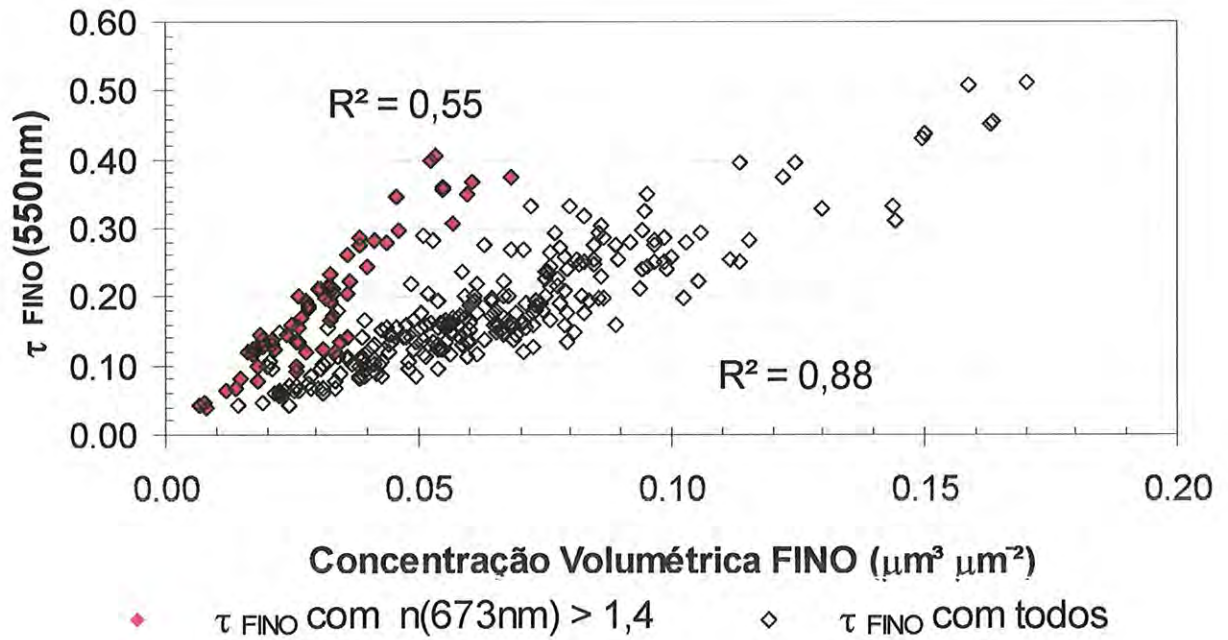


Figura V-12: (a) Relação entre a espessura óptica de extinção fina ($\tau_{a \text{ FINO}}(550)$) e a concentração volumétrica da moda fina. Em vermelho, foram ressaltados os casos que possuem índice de refração real ($n(673)$) maiores do que 1,4; (b) Relação entre a espessura óptica de extinção da moda grossa ($\tau_{a \text{ GROSSO}}(550)$) e a concentração volumétrica da moda grossa. Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL que opera em São Paulo para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003.

Os pontos em vermelho na Figura V-12(a) foram ressaltados, pois representam as medidas que apresentaram os maiores índices de refração real (entre 1,4 e 1,6 no comprimento de onda 673 nm). Estes pontos possuem a maior inclinação da relação entre espessura óptica e a concentração volumétrica de partículas, ou seja, indica que, para valores maiores do que 1,4 do índice de refração real, a moda de acumulação apresenta uma alta ‘eficiência de extinção’ (ou seja, maior espessura óptica para uma mesma concentração volumétrica de partículas). Os pontos pretos vazios representam a espessura óptica em função

da concentração volumétrica de partículas para as demais medidas com índices de refração menores do que 1.4 (em 673 nm). Pode-se ainda notar uma grande dispersão neste conjunto de medidas, que não é mais explicado pela variação do índice de refração real, mas sim pelo raio médio da distribuição de volume da moda fina, conforme mostra a Figura V-13. A Figura V-13 apresenta a dependência da razão de τ_a FINO pelo C_v em relação ao raio médio do volume fino. Desta forma, a dispersão é explicada pelas propriedades ópticas do aerossol e não somente, por um efeito direto da concentração de partículas na distribuição de volume. Verifica-se portanto, que a dispersão da espessura óptica obtida na Figura V-12 é função do índice de refração real e do raio médio do volume da moda fina. Isto ocorre devido à diversidade de tipos de aerossol encontrados na região e/ou influência da umidade relativa que compõe a pluma de poluentes, diferente da moda grossa que apresenta correlação praticamente exclusiva entre a τ_a e a concentração volumétrica de aerossóis. Verifica-se ainda, na Figura V-12, uma menor 'eficiência de extinção' da moda grossa comparada com a moda fina, observada pela inclinação das curvas, o que é esperado, pois, para um mesmo volume da moda fina, a moda grossa possui uma concentração numérica menor de partículas.

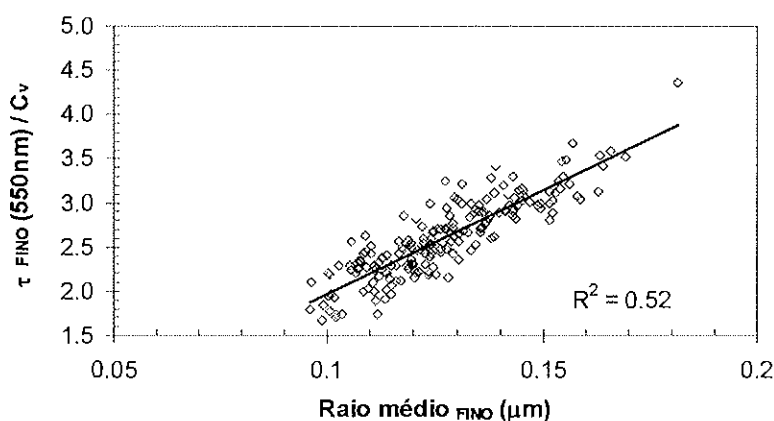
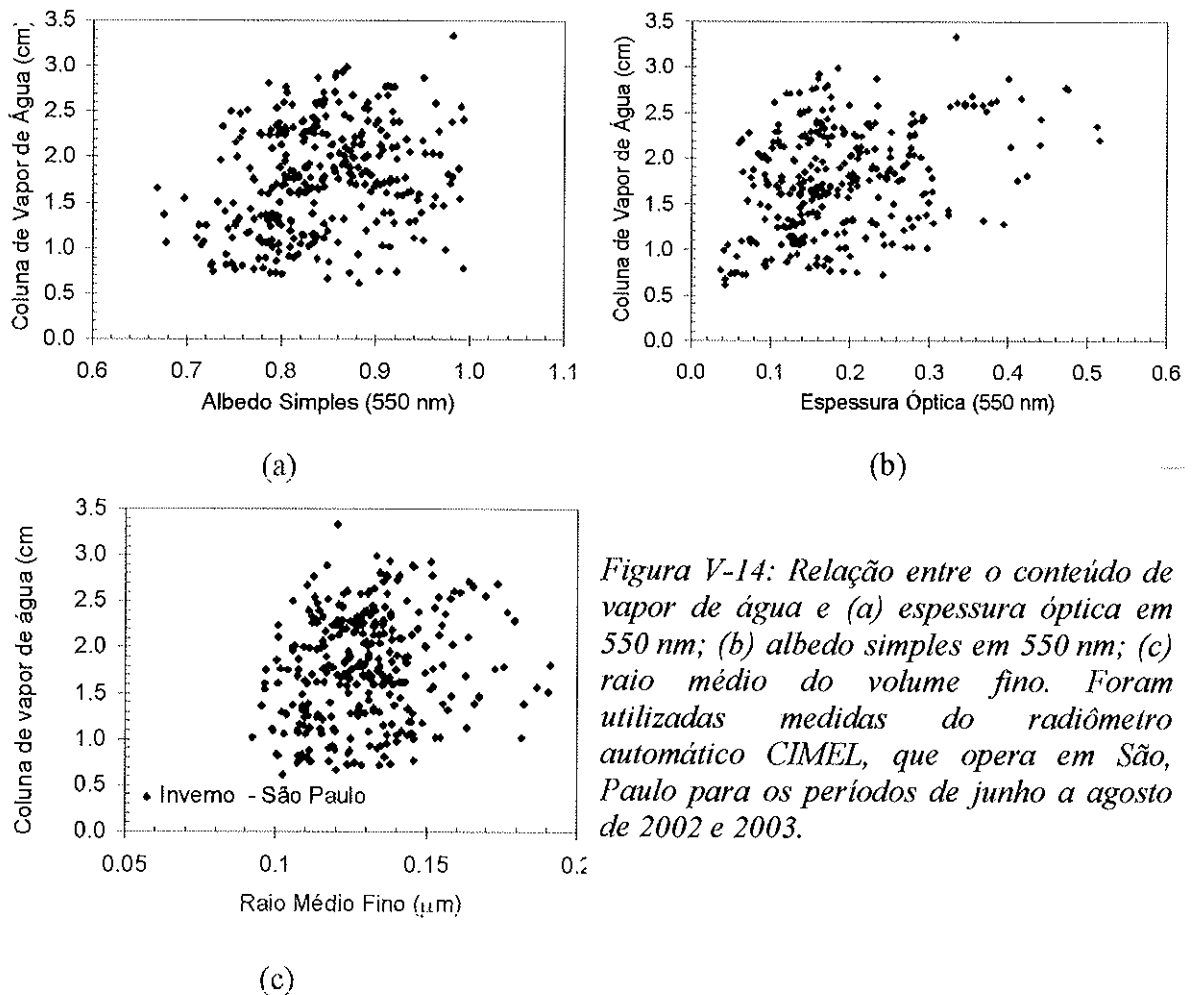


Figura V-13: Relação entre a razão da espessura óptica de extinção fina e a concentração volumétrica de partículas da moda fina, e o raio médio do volume da moda fina. Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL, que opera em São Paulo, para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003.

A seguir, são analisados os fatores que podem estar associados à variabilidade do albedo simples. A umidade relativa da atmosfera é um fator que influencia nas propriedades ópticas dos aerossóis, principalmente quando estes possuem alta higroscopicidade. Em uma região urbana, os aerossóis que se destacam pela higroscopicidade são predominantemente os sulfatos. O material particulado fino da região é constituído em média por cerca de 20% de sulfatos, (30% inorgânicos; 40 % orgânicos e 21% de *black carbon*) (Castanho e Artaxo, 2002).

O efeito médio da coluna de vapor de água (QAP) sobre o albedo simples $\omega_s(550)$, espessura óptica $\tau_a(550)$ e raio médio fino dos aerossóis na região é apresentado na

Figura V.14. Os aerossóis de São Paulo apresentaram para o período uma fraca tendência no aumento do albedo simples para um maior conteúdo de vapor de água, o mesmo para um aumento da espessura óptica. Pouca tendência pode também ser observada entre o raio efetivo e o conteúdo de vapor de água. Uma maior base de dados poderá confirmar as observações qualitativas realizadas nesta análise, que mostram pouca influência do conteúdo de vapor de água nas propriedades do aerossol urbano de São Paulo. Análises das propriedades ópticas de poluição urbana nos Estados Unidos (Holben et al., 2001), mostram uma tendência bem definida de aumento de espessura óptica com o conteúdo de vapor de água, isto é devido à composição do aerossol urbano da região ser predominantemente de sulfatos de 40 a 60 % (Hegg et al., 1997; Castanho et al., 2005).



Verifica-se por outro lado uma tendência no aumento do albedo simples para um aumento no raio efetivo fino dos aerossóis, como pode ser observado na Figura V-15(a). Um aumento no raio efetivo fino está associado a um aumento no parâmetro de assimetria e, portanto, existe uma associação entre o albedo simples e o parâmetro de assimetria, como pode ser visto na Figura V-15(b). Nos casos de eventos de transporte de queima de biomassa

da Amazônia para São Paulo, verifica-se que, sob a influência deste aerossol, os valores de albedo simples (ω_0 (550 nm)) giram em torno de 0,9 e seguem a tendência da curva, ou seja, estão associados a raios efetivos da moda fina um pouco maiores do que o raio efetivo do material particulado de origem local de albedo simples menor. Da mesma forma, o aerossol proveniente de queimadas se insere na curva entre o parâmetro de assimetria e o albedo simples e possui um parâmetro de assimetria em torno de 0,65. O fato do aerossol proveniente de queimadas se inserir na curva ajustada mostra que os modelos construídos neste trabalho são mais gerais e incluem também os parâmetros ópticos de aerossóis envolvidos nos eventos de transporte de queimadas.

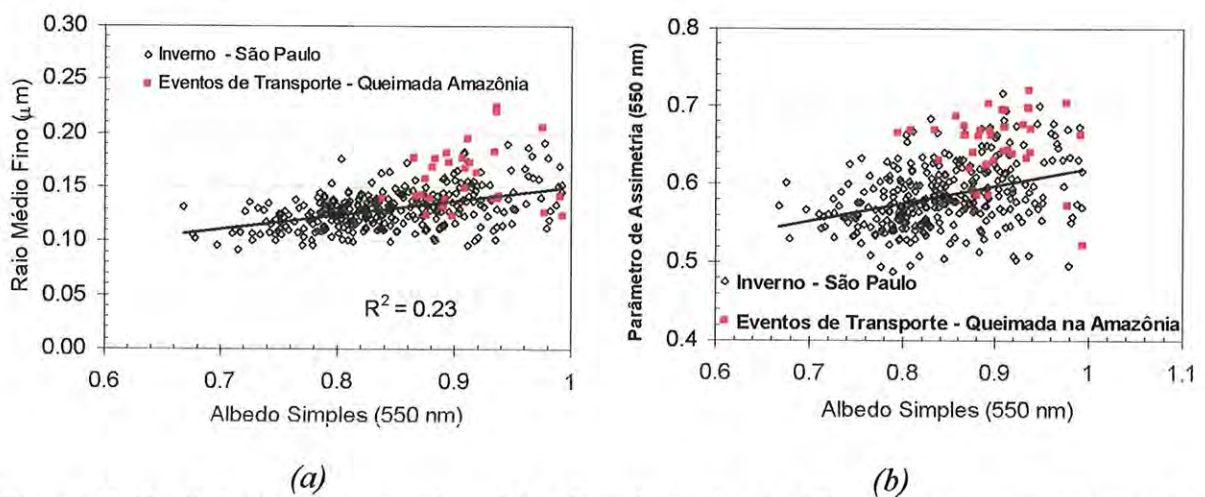


Figura V-15: Relação entre o raio médio do volume fino e albedo simples em 550 nm (a); parâmetro de assimetria e albedo simples em 550 nm (b). Foram utilizadas medidas do radiômetro automático CIMEL, que opera em São Paulo, para os períodos de junho a agosto de 2002 e 2003.

O que se pôde observar neste item é que o conteúdo de vapor de água não é o fator principal na variabilidade das propriedades do aerossol medido em São Paulo. Verificou-se que o aumento do tamanho médio do raio efetivo da moda fina dos aerossóis está associado a um aumento do albedo simples e também do parâmetro de assimetria. É importante compreender os processos que geram as propriedades ópticas observadas. Entretanto para a determinação da espessura óptica com o MODIS, o que será ressaltado daqui em diante são as propriedades das partículas de aerossol, independentemente dos processos de formação ou condições de umidade relativa. Desta forma, no próximo item, as propriedades são classificadas em um conjunto de modelos de aerossol que representam os tipos de plumas de aerossóis da região.

V.4. Determinação de um conjunto de modelos dinâmicos de propriedades ópticas do aerossol para São Paulo

O aerossol de São Paulo possui uma grande diversidade nos tipos de partículas sob diferentes condições de umidade relativa. Por este motivo procurou-se identificar um conjunto de modelos de aerossóis que fosse compatível com a heterogeneidade da distribuição dos diferentes tipos de aerossóis. O CIMEL atende bem às necessidades deste trabalho, pois é capaz de derivar as propriedades ópticas da mistura de partículas de aerossol presentes na coluna atmosférica sob as condições ambientes em tempo real. E mais do que isto, as medidas são obtidas sem interferir nas condições naturais das partículas na atmosfera.

Determinar um modelo único de aerossol característico para a região já seria uma primeira aproximação para o início das análises. Porém foi verificado no item anterior que as propriedades ópticas dos aerossóis variam significativamente mesmo em um período específico de inverno na região. A qualidade da espessura óptica obtida por sensores em satélites é extremamente susceptível às informações das propriedades dos aerossóis. Desta forma, determinou-se não apenas um único modelo de aerossol, mas um conjunto de modelos de aerossóis, que representem de forma mais precisa a variabilidade (espacial e temporal) das suas propriedades ópticas, em uma região tão extensa como a região metropolitana de São Paulo, chamado de modelos dinâmicos de aerossóis.

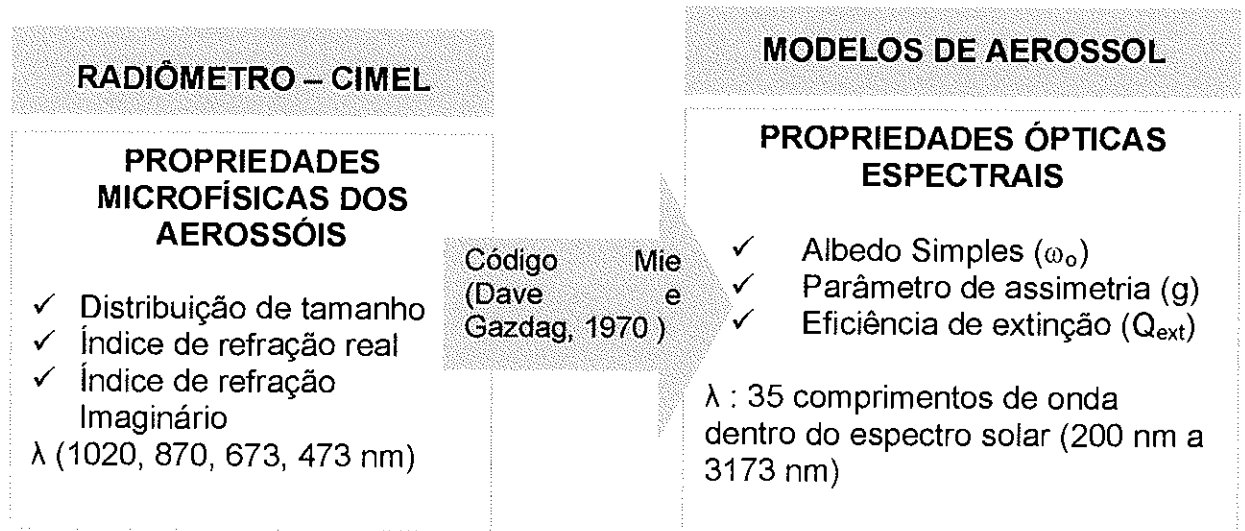
Os parâmetros definidos em um modelo de aerossol são a função de fase ($P(\Theta, \lambda)$), a eficiência de extinção $Q_{ext}(\lambda)$ e o albedo simples $\omega_o(\lambda)$. As análises de sensibilidade apresentadas no capítulo VI mostram que a variabilidade do albedo simples é muito mais significativa para a determinação da espessura óptica na região do que a variabilidade das demais propriedades, como o parâmetro de assimetria e eficiência de extinção. Desta forma, optou-se por melhor representar o albedo simples do aerossol e utilizar um valor médio das demais propriedades, dado o menor grau de influência destas sobre a espessura óptica final.

A escolha do ω_o como variável de parametrização é extremamente conveniente e ponto fundamental para os resultados obtidos neste trabalho. Como será apresentado mais adiante, o ω_o pode ser determinado no cálculo de refletância crítica nas medidas do MODIS, servindo desta forma como parâmetro de contorno na determinação do tipo de modelo que será utilizado nos cálculos de τ_a por sensoriamento remoto por satélite. Diferente do que já foi feito para a Amazônia e outras regiões urbanas (Remer et al., 1997; 1998), onde a espessura óptica dos aerossóis era tomada como variável para a parametrização dos modelos de

aerossol, o albedo simples foi analisado neste trabalho para servir como base de parametrização das propriedades ópticas.

Os parâmetros que definem um modelo de aerossol são obtidos, a partir das propriedades microfísicas dos aerossóis, como índices de refração real, imaginário e distribuição de tamanho, obtidas com o radiômetro CIMEL nos comprimentos de onda 1020, 870, 673, 473 nm. A AERONET, utilizando um código de inversão de transferência radiativa Mie (Wiscombe, 1979; 1980), com base nas propriedades acima, obtém os modelos espectrais que descrevem as propriedades ópticas das partículas de aerossol. Estes modelos espectrais estão definidos pela eficiência de extinção (Q_{ext}), pelo parâmetro de assimetria (g) e pelo albedo simples (ω_0) dos aerossóis. Foi realizada uma análise hierárquica de clusters por variação espectral do ω_0 . Esta análise foi baseada nas medidas dos meses de junho, julho e agosto de 2002 e 2003, num total de aproximadamente 350 casos medidos, tendo-se em média 70 amostras em cada um dos 5 grupos identificados. A partir da análise de clusters, foram identificados 5 principais grupos de modelos de aerossol. Os modelos possuem albedos simples médios, que variam do primeiro ao quinto modelo: Modelo 1 $\omega_0(550) = 0,76$; Modelo 2 $\omega_0(550) = 0,80$; Modelo 3 $\omega_0(550) = 0,85$; Modelo 4 $\omega_0(550) = 0,90$; Modelo 5 $\omega_0(550) = 0,96$.

Prevendo futuramente o cálculo da forçante radiativa destes aerossóis sobre a região, as propriedades ópticas foram estimadas em 35 comprimentos de onda dentro do espectro solar (200 nm a 3173 nm), utilizando-se o código de transferência radiativa de Dave e Gazdag (1970). Para isto foram utilizados como parâmetros de entrada os seguintes dados observacionais: as distribuições de tamanho médias de cada um dos 5 grupos definidos; e os índices de refração real e imaginário médios de cada grupo interpolados para uma maior resolução espectral dentro do intervalo de comprimento de onda fornecido pelo fotômetro (473 a 1020 nm), e considerados constantes a partir das extremidades.



Na Figura V-16, são apresentadas as propriedades ópticas espectrais obtidas para os 5 modelos de aerossol identificados. Observa-se uma ampla variação entre os modelos que irão representar os diferentes tipos de aerossóis da região.

Os modelos determinados representam a grande variabilidade do albedo simples observada na pluma de poluentes na região urbana de São Paulo. A Figura V-16 apresenta também as propriedades do modelo urbano utilizado no algoritmo da NASA, para o cálculo de espessura óptica, obtidas com o sensor MODIS, para todas as regiões urbanas do mundo. Nota-se que o albedo simples espectral do modelo urbano da NASA é muito semelhante ao albedo simples espectral do modelo 5 deste trabalho, porém não é representativo dos albedos simples dos demais modelos, também observados na região. O parâmetro de assimetria do modelo urbano do MODIS apresenta uma dependência espectral muito mais suave do que a medida na região. Quanto aos valores da eficiência de extinção, não se observa uma diferença significativa entre os modelos. Desta forma, tendo-se os modelos de aerossóis mais representativos da região, o cálculo de espessura óptica a partir das medidas realizadas pelo sensor MODIS pode-se tornar muito mais preciso do que o obtido utilizando-se o modelo urbano padrão do algoritmo da NASA para região metropolitana de São Paulo. Uma validação dos modelos desenvolvidos para a região é realizada no item a seguir.

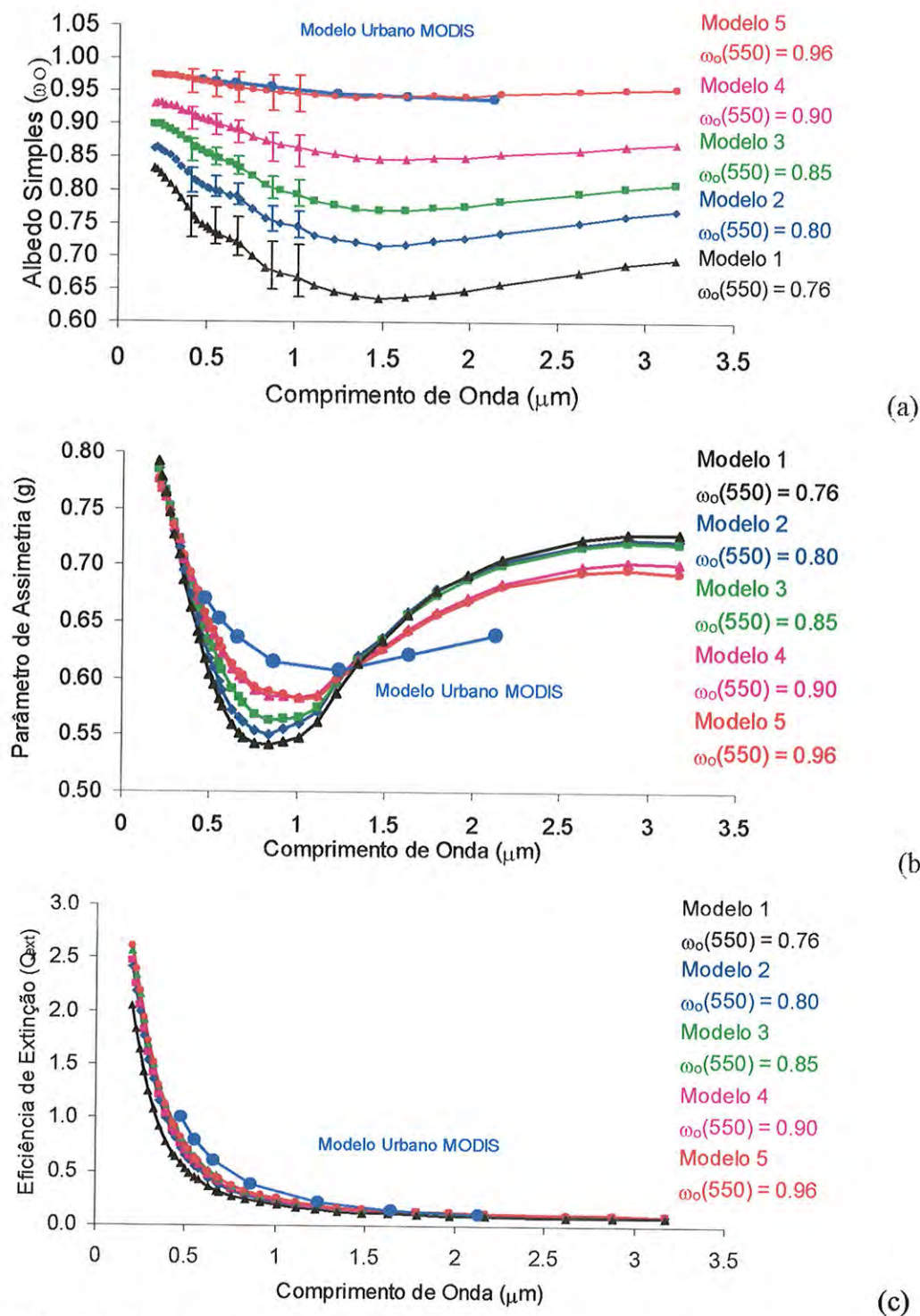


Figura V-16: Modelos espectrais de aerossol parametrizados em função do albedo simples em 550 nm. As propriedades foram analisadas com base em dois anos de medidas, obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo, no período de inverno, e são apresentadas para cada modelo de aerossol em função do comprimento de onda. (a) Albedo simples espectral com seu respectivo desvio padrão (ω_0); (b) Parâmetro de assimetria (g) com desvio padrão em torno de 0,04 em 670 nm; (c) Eficiência de extinção (Q_{ext}) com desvio padrão em torno de 0,02 em 670 nm.

V.4.1. Teste de reprodutibilidade dos modelos de aerossol obtidos

Neste item, os modelos são testados, em uma base de dados independente, e acuradamente prevêem as radiâncias retroespalhadas pelo aerossol. A radiância retroespalhada é utilizada para a verificação, pois é quem define as propriedades obtidas pelo sensoriamento remoto por satélite. É realizada uma comparação entre as radiâncias medidas pelo CIMEL/AERONET em São Paulo e as radiâncias (650 nm) simuladas com o código SBDART utilizando-se os modelos de aerossóis obtidos, para diferentes espessuras ópticas.

Para a validação dos modelos foram utilizadas medidas de radiância [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$] no comprimento de onda de 670 nm, obtidas com o radiômetro CIMEL, no ângulo de espalhamento 120° , com um ângulo solar zenital $60^\circ \pm 5^\circ$. Para uma melhor qualidade das medidas foram excluídas todas as situações que não apresentavam simetria na radiância espalhada no almucântar, dentro de uma tolerância de 10%. Esta geometria foi escolhida, pois reproduz aproximadamente a geometria entre o Sol e os satélites TERRA e AQUA nos seus respectivos horários de passagens. Sob estas condições, no período de 2002 e 2003, foram retidas 155 medidas. Os dados observacionais foram separados entre as medidas do período de inverno e do período correspondente ao restante do ano que não participou da definição dos modelos. No código de transferência radiativa SBDART, foi simulado qual deveria ser a radiância medida em 120° para os diferentes valores de espessura óptica, para cada modelo de aerossol definido neste trabalho. A Figura V-17 apresenta a radiância em função da espessura óptica, para os resultados simulados teoricamente com os 5 modelos de aerossol e as medidas observacionais obtidas com o fotômetro. Nota-se que as curvas obtidas pelos modelos explicam de forma geral a variabilidade das radiâncias medidas pelo fotômetro mesmo para os meses que não entraram na definição dos modelos. A curva azul indica o que seria previsto se utilizado um único modelo urbano de aerossol como o do algoritmo operacional do MODIS.

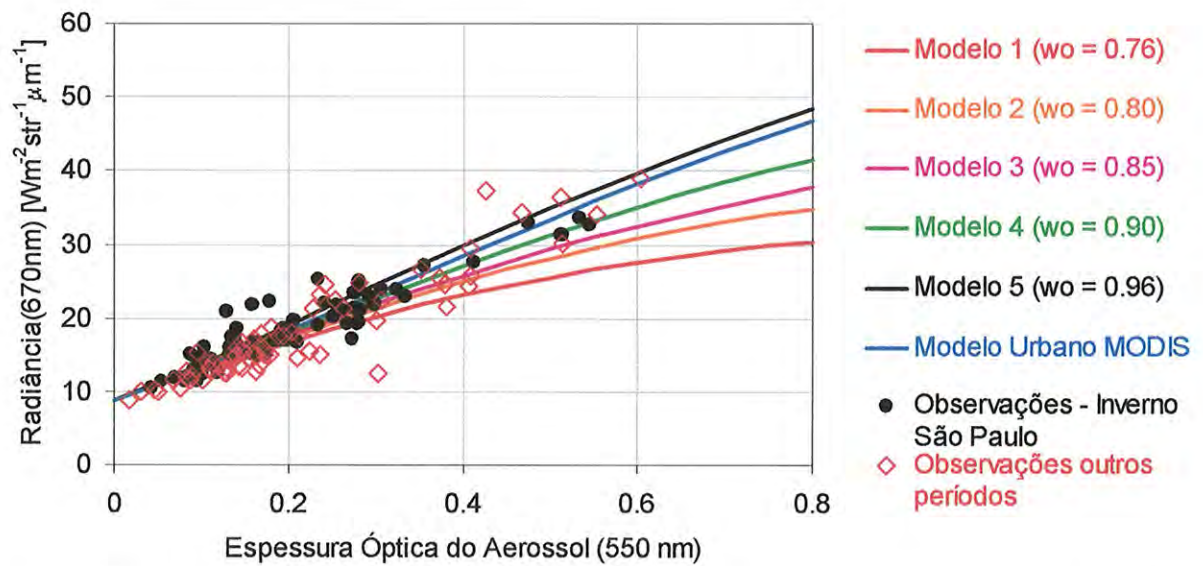


Figura V-17: Radiância em 670 nm no ângulo de espalhamento de 120 graus e ângulo solar zenital de 60 graus em função da espessura óptica em 550 nm. Losangos vermelhos indicam as observações realizadas pelo fotômetro no período de inverno, e círculos em preto representam as observações dos demais meses, abril, maio, setembro e outubro. As linhas representam as radiâncias simuladas no SBDART, utilizando os modelos de aerossol parametrizados pelo albedo simples (ω_0), proposto neste trabalho.

Se ao invés de utilizar os modelos de aerossol definidos, neste trabalho, parametrizados como função do albedo simples, fossem utilizados modelos de aerossol parametrizados como função da espessura óptica (como feito para a caracterização de queima de biomassa na Amazônia (Remer et al., 1998; Procópio, 2005; e outras regiões urbanas Remer et al., 1997; 1998) se obteriam as simulações representadas na Figura V-18. Nota-se que os modelos de aerossol parametrizados em função da espessura óptica, para São Paulo não reproduzem os dados experimentais tão bem quanto os modelos definidos neste trabalho, que utiliza como parametrização o albedo simples.

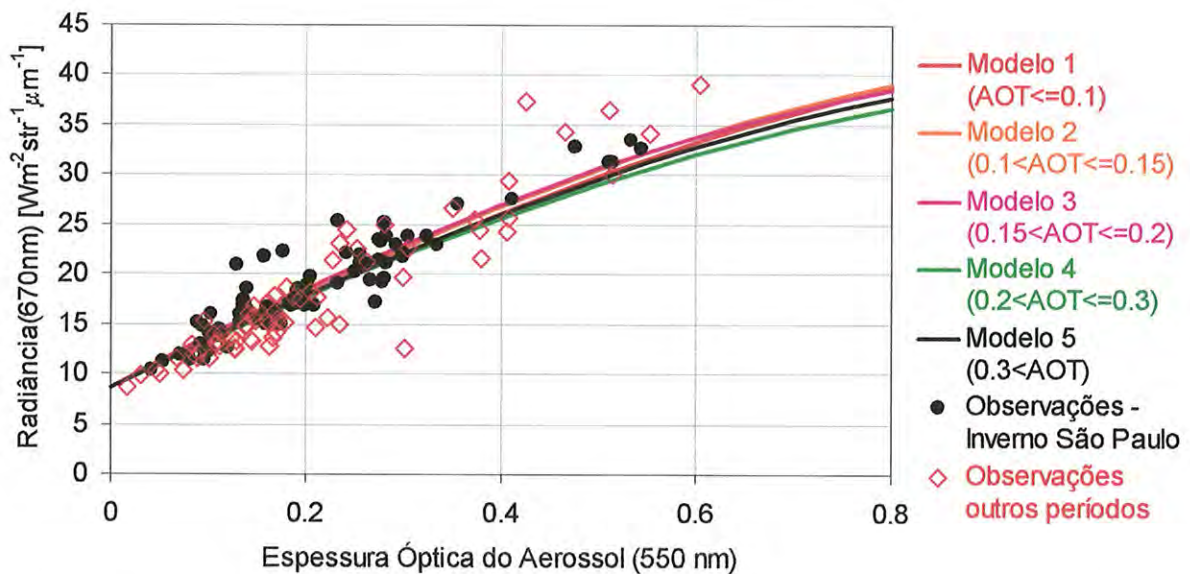


Figura V-18: Radiância em 670 nm no ângulo de espalhamento de 120 graus e ângulo solar zenital de 60 graus, em função da espessura óptica em 550 nm. Losangos vermelhos indicam as observações realizadas pelo fotômetro no período de inverno, e círculos em preto representam as observações dos demais meses, abril, maio, setembro e outubro. As linhas representam as radiâncias simuladas no SBDART, utilizando os modelos de aerossol parametrizados pela espessura óptica dos aerossóis.

Foi neste item determinado um conjunto de modelos de aerossol para a região Metropolitana de São Paulo, que representam as propriedades medidas localmente. Estes modelos, por serem característicos para a região, tendem a melhorar ainda mais o resultado do cálculo de espessura óptica. Além da parametrização por ω_0 , mostrar-se mais eficiente do que por τ_a , veremos mais adiante que esta parametrização é chave na determinação de qual modelo deve ser utilizado para o cálculo de τ_a com as medidas por meio do satélite. Este tipo de parametrização permite uma utilização dinâmica dos modelos de aerossol, que é identificado automaticamente para qualquer dia, e qualquer região.

VI. METODOLOGIA PARA A OBTENÇÃO DE ESPESSURA ÓPTICA DE AEROSSÓIS POR SATÉLITE

Neste capítulo, é descrita a metodologia para a obtenção de espessura óptica ($\tau_a(\lambda)$), a partir de medidas de refletâncias com resolução de 1x1 km, obtida com o sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA, sobre a região metropolitana de São Paulo. O cálculo da $\tau_a(\lambda)$, em função das refletâncias no topo da atmosfera, é realizado com equações de inversão definidas a partir de simulações de cálculos de transferência radiativa na atmosfera com o código de transferência radiativa SBDART. Neste trabalho, a espessura óptica foi obtida com melhor resolução (1x1 km) do que a que se tem disponível hoje (10x10 km) e menor incerteza devido à utilização de uma nova metodologia desenvolvida neste trabalho. A metodologia envolve a utilização do conceito de refletância crítica previamente definido por Kaufman, 1987 e Martins, 1999, na obtenção da espessura óptica de aerossóis, com menos incerteza nos resultados obtidos.

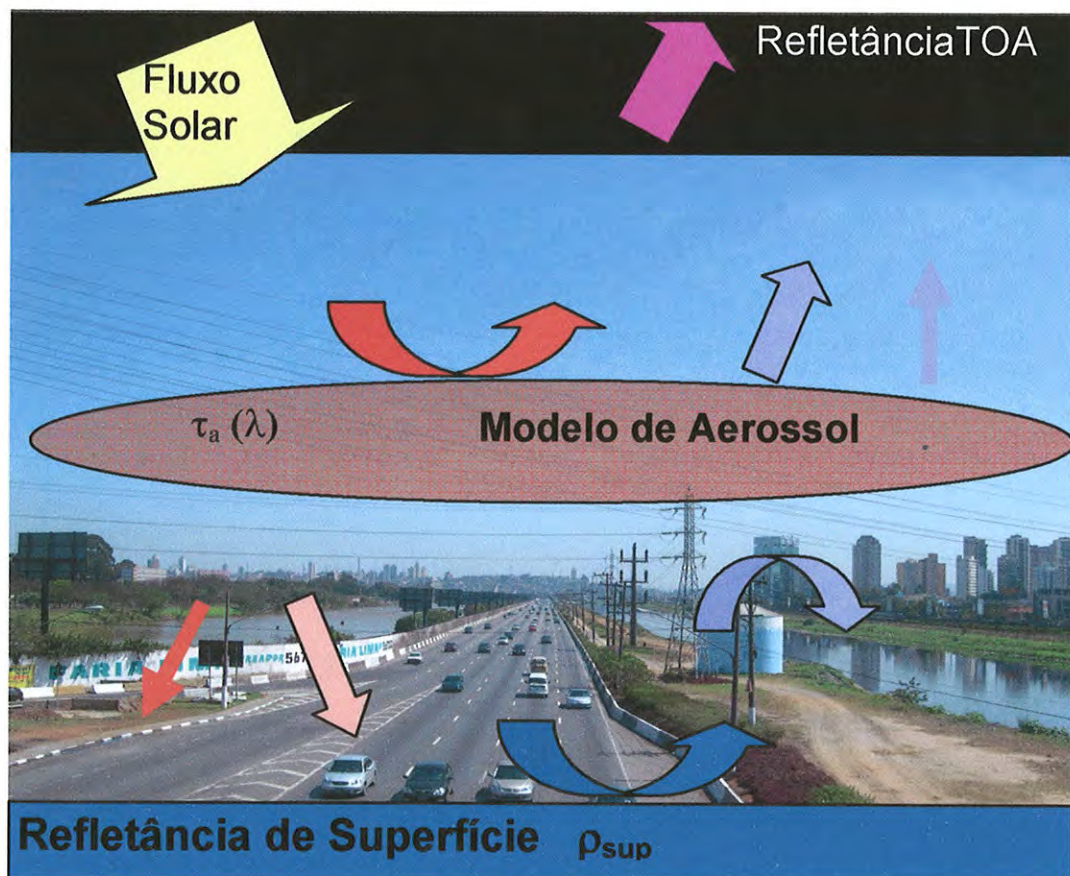


Figura VI-1: Esquema ilustrativo da interação do fluxo de radiação solar com a atmosfera, camada de aerossóis e superfície.

O fluxo de radiação solar que chega ao topo da atmosfera (TOA) interage com a camada de aerossóis, sendo refletido de volta para o espaço (retroespalhado), pró-espalhado e absorvido. A fração correspondente a cada uma destas interações depende das propriedades ópticas da camada de aerossóis, como: albedo simples ($\omega_0(\lambda)$); parâmetro de assimetria ($g(\lambda)$) (ou função de fase ($P(\Theta, \lambda)$)); eficiência de extinção ($Q_{\text{ext}}(\lambda)$); e a espessura óptica da camada ($\tau_a(\lambda)$). A radiação que é transmitida para a superfície é refletida parcialmente de volta para a atmosfera, conforme a refletância da superfície ($\rho_{\text{sup}}(\lambda)$), interage novamente com a atmosfera e a camada de aerossóis e finalmente a radiação total que chega ao topo da atmosfera é a soma do que é refletido diretamente na camada de aerossóis, mais o que retorna da interação com a superfície.

Utilizando a ilustração da Figura VI-1, que esquematiza os diferentes processos de interação da radiação solar com a superfície e a camada de aerossóis na atmosfera, nota-se que, para a obtenção da espessura óptica a partir das radiâncias, é preciso conhecer:

- ✓ A radiância ou as refletâncias no topo da atmosfera. Foram utilizadas as refletâncias obtidas com o sensor MODIS com resolução de 1×1 km;
- ✓ Um conjunto de modelos de propriedades ópticas de aerossóis, que caracterize a camada de material particulado. Os modelos de aerossóis foram definidos com base nas medidas de propriedades ópticas das partículas de aerossol, em São Paulo, obtidas com o CIMEL (Capítulo V);
- ✓ Parametrização das espessuras ópticas para cada modelo de aerossol e para cada refletância de superfície, em função das refletâncias no topo da atmosfera. As equações de inversão, que resumem os processos de interação entre a radiação solar, a atmosfera e a superfície, foram obtidas utilizando-se o código de transferência radiativa o SBDART (item VI.2.8);
- ✓ A refletância média da superfície com boa resolução, tendo-se em vista que a superfície não é homogênea. A refletância de superfície será definida conforme descrito neste capítulo, item VI.3;
- ✓ O fluxo de radiação solar incidente no topo da atmosfera utilizado foi o fluxo espectral disponível na biblioteca do SBDART ;
- ✓ A geometria do Sol e do sensor foi obtida dos arquivos de georreferenciamento do MODIS;

Todas estas informações estão detalhadas neste capítulo. A resolução necessária para cada uma destas informações para a determinação da espessura óptica com o sensor é

discutida com testes de sensibilidade (VI.5). Neste trabalho, foram desenvolvidos todos os algoritmos necessários para a determinação da espessura óptica com resolução de 1x1 km. Foram desenvolvidos algoritmos que abrangem desde o acesso às informações dos arquivos padrão 'hdf' do MODIS, cálculos da espessura óptica com as equações de inversão, até a produção das imagens de τ_a com resolução de 1x1 km sobre a região metropolitana de São Paulo. Os algoritmos foram desenvolvidos no software MATLAB. Os programas realizados para acessar os arquivos L1B e L2 encontram-se no APÊNDICE-D deste trabalho.

VI.1. Descrição da metodologia de obtenção de espessura óptica por satélite

A metodologia utilizada é descrita para um dia onde a região de estudo se mostra totalmente sem nuvens. Do arquivo L1B do MODIS, são extraídas as informações sobre o georreferenciamento (latitude e longitude), posições angulares do sensor e do satélite (ângulos zenitais e azimutais), e as refletâncias dos canais de 650 e 2.110 nm. Estas informações, na forma de matrizes, possuem cada pixel com resolução espacial de aproximadamente 1x1 km no nadir. Com base na refletância no TOA em 2.100 nm ($\rho_{TOA}(2.100)$), obtém-se a refletância da superfície ($\rho_{sup}(2.100)$), utilizando a equação de correção da atmosfera neste comprimento de onda característica para o dia que possui posições angulares específicas (item IV.2.8). A refletância da superfície no comprimento de onda de 650 nm é definida a partir da $\rho_{sup}(2.110)$, utilizando-se em uma primeira etapa a relação definida empiricamente por Kaufman et al., 1997b; 2002a. Finalmente, com base na refletância medida no topo da atmosfera em 650 nm, determina-se a espessura óptica correspondente com a equação de inversão adequada (VI.2.8). A equação identificada é definida em função do dia, do modelo de aerossol determinado, para a refletância de superfície estimada (650 nm) para cada um dos pixels da imagem. Tem-se, desta forma, a espessura óptica $\tau_a(550)$ calculada em cada pixel, do dia em estudo, com base nas medidas de refletância obtidas pelo satélite no topo da atmosfera e com as prévias equações de inversão.

VI.2. Descrição da obtenção das equações de inversão para cálculo de espessura óptica em função das refletâncias medidas no topo da atmosfera

As equações de inversão foram geradas a partir de simulações realizadas com o código de transferência radiativa SBDART. O código permite o cálculo da refletância no topo da atmosfera, para diferentes propriedades da superfície e da atmosfera. Neste item, são descritos em detalhes todos os parâmetros necessários e envolvidos no cálculo de transferência radiativa da atmosfera. São detalhadas desde a definição da área de estudo, passando pela geometria solar e do sensor, fluxo de radiação solar, propriedades da atmosfera e finalmente o desenvolvimento das equações de inversão. Os modelos de aerossóis e refletâncias de superfície são descritos com maior detalhe em itens separados (V.4 e VI.3 respectivamente).

VI.2.1. Região de estudo

A região de estudo foi a região metropolitana de São Paulo. O sensoriamento remoto via satélite viria a ampliar a resolução e a cobertura da área de monitoramento de material particulado na região com uma resolução espacial de 1x1 km. A região definida para estudo engloba, desta forma, toda a região metropolitana de São Paulo e foi definida neste estudo nos intervalos de coordenadas de latitude de $-23,9^{\circ}$ a $-23,3^{\circ}$ e longitude de $-47,0^{\circ}$ a $-46,1^{\circ}$, indicado na Figura VI-2.

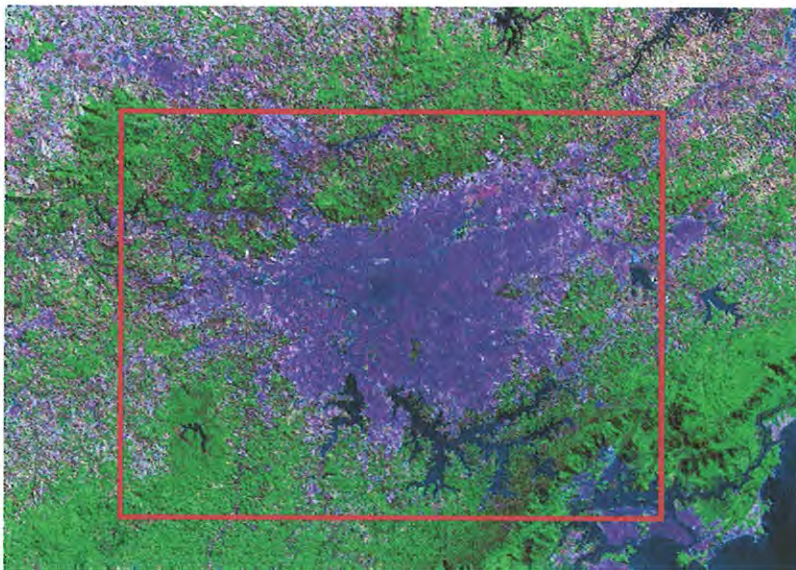


Figura VI-2: Imagem de Satélite Landsat TM na região do visível. A área delimitada para estudo de espessura óptica é identificada no quadro vermelho, que é definido pelas coordenadas de latitude de $-23,9^{\circ}$ a $-23,3^{\circ}$ e longitude de $-47,0^{\circ}$ a $-46,1^{\circ}$.

VI.2.2. Geometria Solar e do Sensor

A geometria descrita pelas posições angulares do sensor e do Sol em relação à região observada ('pixel') é essencial para o cálculo da espessura óptica. Foram utilizados nos cálculos de obtenção da τ_a os valores médios das respectivas posições angulares, de todos os pixels delimitados pela área de estudo, para cada dia analisado. Os valores médios obtidos para a área de estudo são apresentados neste item.

A Figura VI-3 ilustra as posições zenitais do sensor (θ) e do Sol (θ_o) no horário de passagem do satélite TERRA (10h30min horário local). A configuração na passagem do AQUA é simétrica a esta, com o satélite passando no horário da tarde (13h30min horário local), com o Sol ao lado esquerdo do zênite. Foram analisadas, neste trabalho, apenas situações onde o sensor realizou observações em torno do zênite ($\theta < 30^\circ$), evitando-se desta forma observações com grandes inclinações angulares, que possuem resolução espacial reduzida, (situação onde a região de estudo se encontra nos limites do alcance de uma varredura do sensor). Estes casos devem ser analisados posteriormente em outro estudo de validação, pois apesar de haver uma redução na resolução espacial esperam-se bons resultados também nestas situações.

- ÂNGULOS ZENITAIS

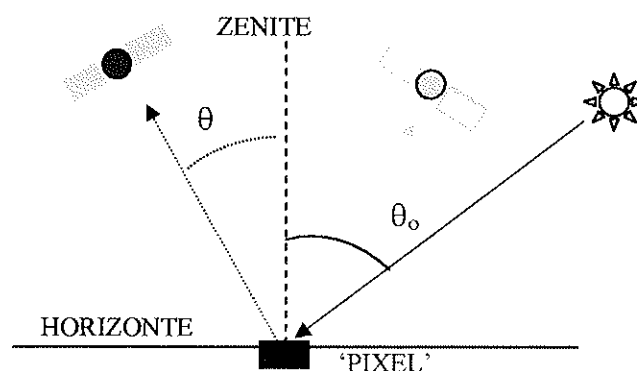


Figura VI-3: Ilustração dos ângulos zenitais do satélite (θ) e do Sol (θ_o) na passagem do satélite TERRA (10h30min horário local). A configuração na passagem do AQUA é simétrica a esta, com o satélite passando no horário da tarde (13h30min horário local). O ângulo zenital é sempre positivo nas situações indicadas no esquema.

A Figura VI-4 (a e b) apresenta os histogramas das posições angulares zenitais do sensor e do Sol para todos os 85 casos estudados (nos anos de 2002, 2003 e 2004), para ambos os satélites TERRA e AQUA.

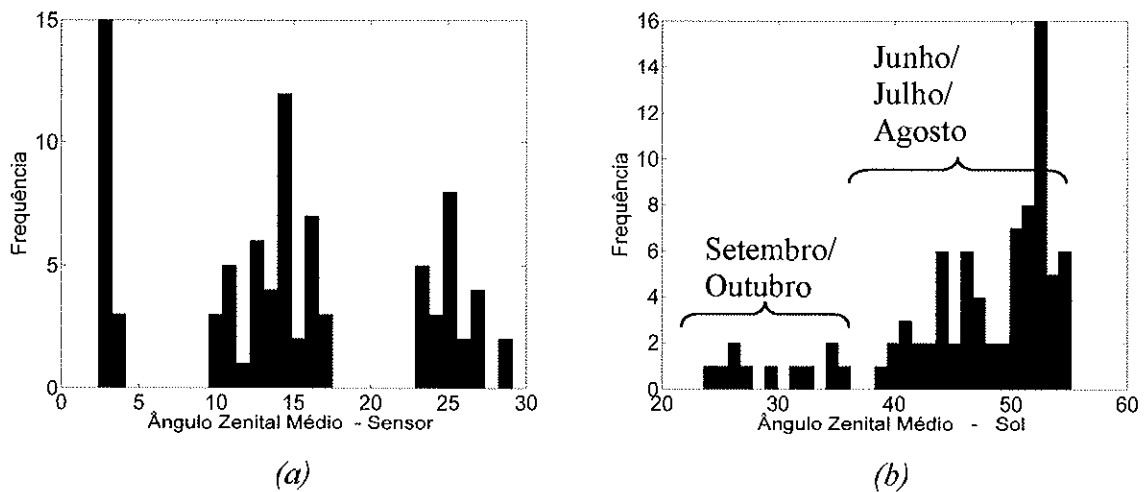
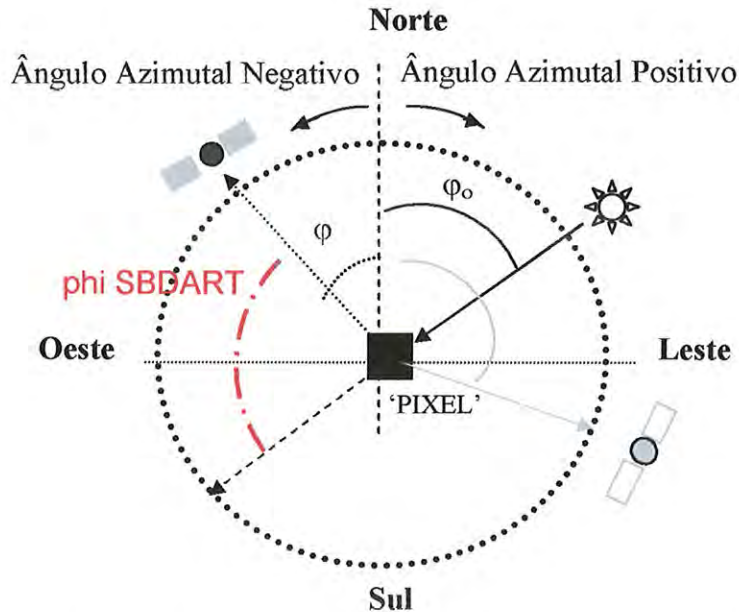


Figura VI-4: Histograma representativo dos ângulos zenitais do sensor MODIS no satélite TERRA e AQUA (a) e do ângulo zenital do Sol (b), para os casos estudados entre os anos de 2002, 2003 e 2004.

A Figura VI-5 ilustra as posições angulares azimutais do sensor (φ) e do Sol (φ_0) no horário da passagem do satélite TERRA (10h30min horário local). A configuração na passagem do AQUA é simétrica a esta, com o satélite passando no horário da tarde (13h30min horário local), com o Sol ao lado esquerdo. Com relação ao norte, no sentido horário, os valores de φ são positivos, no sentido oposto, são negativos. No código de transferência radiativa, utilizado neste trabalho (SBDART), é considerado o ângulo azimutal relativo entre o sensor e o Sol (ϕ SBDART), mostrado também na Figura VI-5.

• ÂNGULOS AZIMUTAIS



FiguraVI-5: Ilustração dos ângulos azimutais do satélite (φ) e do Sol (φ_0) na passagem do satélite TERRA (10:30 horário local). O ângulo azimutal é positivo no sentido horário em relação ao norte e negativo no sentido oposto. A configuração na passagem do AQUA é simétrica a esta, quando o satélite passa no horário da tarde (13h30min horário local), possuindo valores negativos de φ_0 . Outra posição possível do senso é ilustrada na forma sombreada.

A Figura VI-6 apresenta o histograma dos ângulos azimutais do sensor e do Sol para os casos estudados neste trabalho. As configurações do ângulo azimutal são características para a passagem do satélite TERRA e do AQUA e identificadas respectivamente na Figura VI-6.

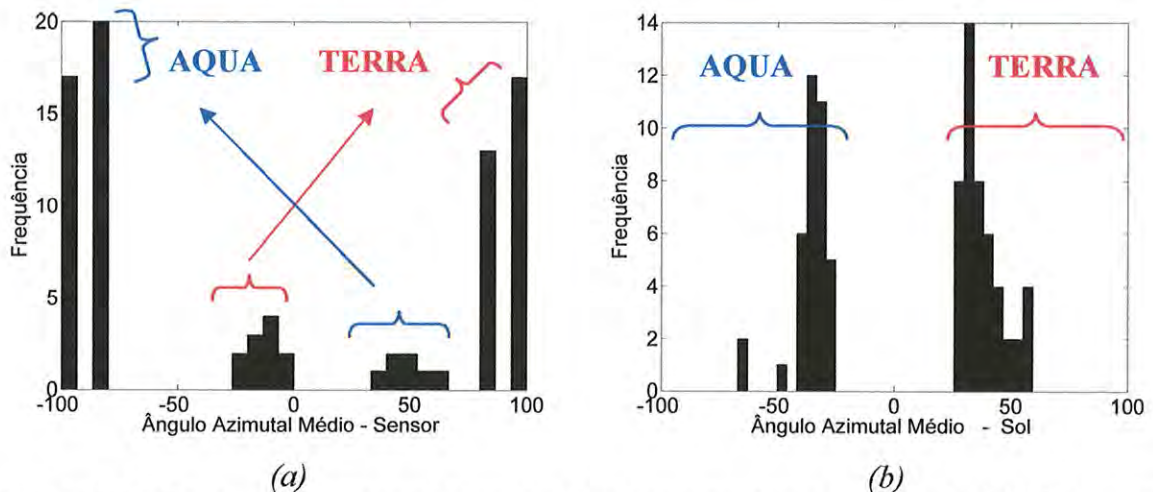
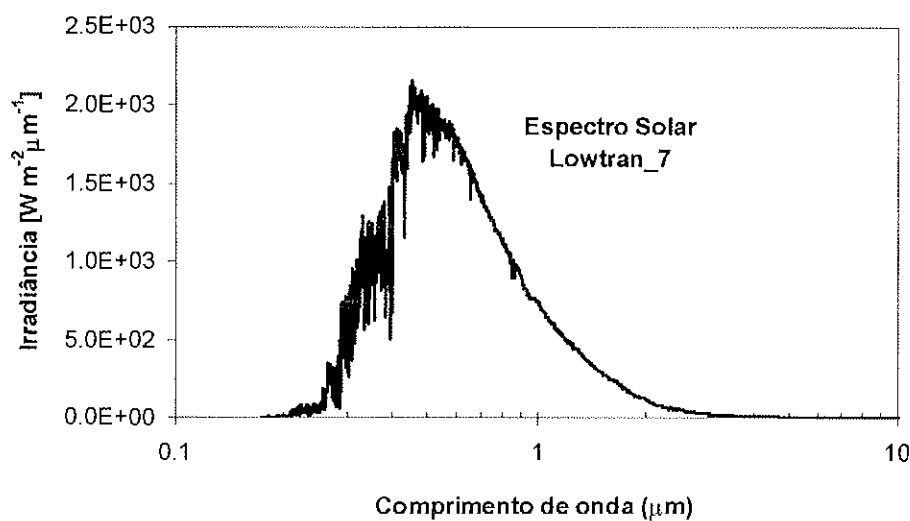


Figura VI-6: Histograma representativo dos ângulos azimutais do sensor MODIS no satélite TERRA e AQUA(a) e do Sol (b), para todos os casos estudados entre os anos de 2002, 2003 e 2004.

Neste trabalho, foram calculadas as refletâncias, para a definição das equações de inversão, especificamente para cada dia analisado, utilizando-se os valores angulares médios da região de estudo correspondente a cada dia. Mesmo para um processo de operacionalização, deve ser analisado o custo benefício, em se definir equações em configurações geométricas padrões, ou o cálculo para cada dia de forma interativa.

VI.2.3. *Modelo de fluxo de radiação solar incidente*

O espectro solar utilizado e de maior resolução espectral (Lowtran_7) disponível na biblioteca do SBDART, é ilustrado na FiguraVI-7.



FiguraVI-7: Espectro solar Lowtran_7, disponível na biblioteca do SBDART.

VI.2.4. *Filtro utilizado no Sensor MODIS*

Os filtros correspondentes aos intervalos espectrais de cada canal do sensor MODIS são apresentados neste item. As bandas espectrais do sensor MODIS, utilizadas neste trabalho, foram as de comprimento de onda médio de 650 e 2.100 nm. A Figura VI-8 apresenta os correspondentes filtros espectrais, de cada uma das bandas de 1 a 7 do sensor MODIS.

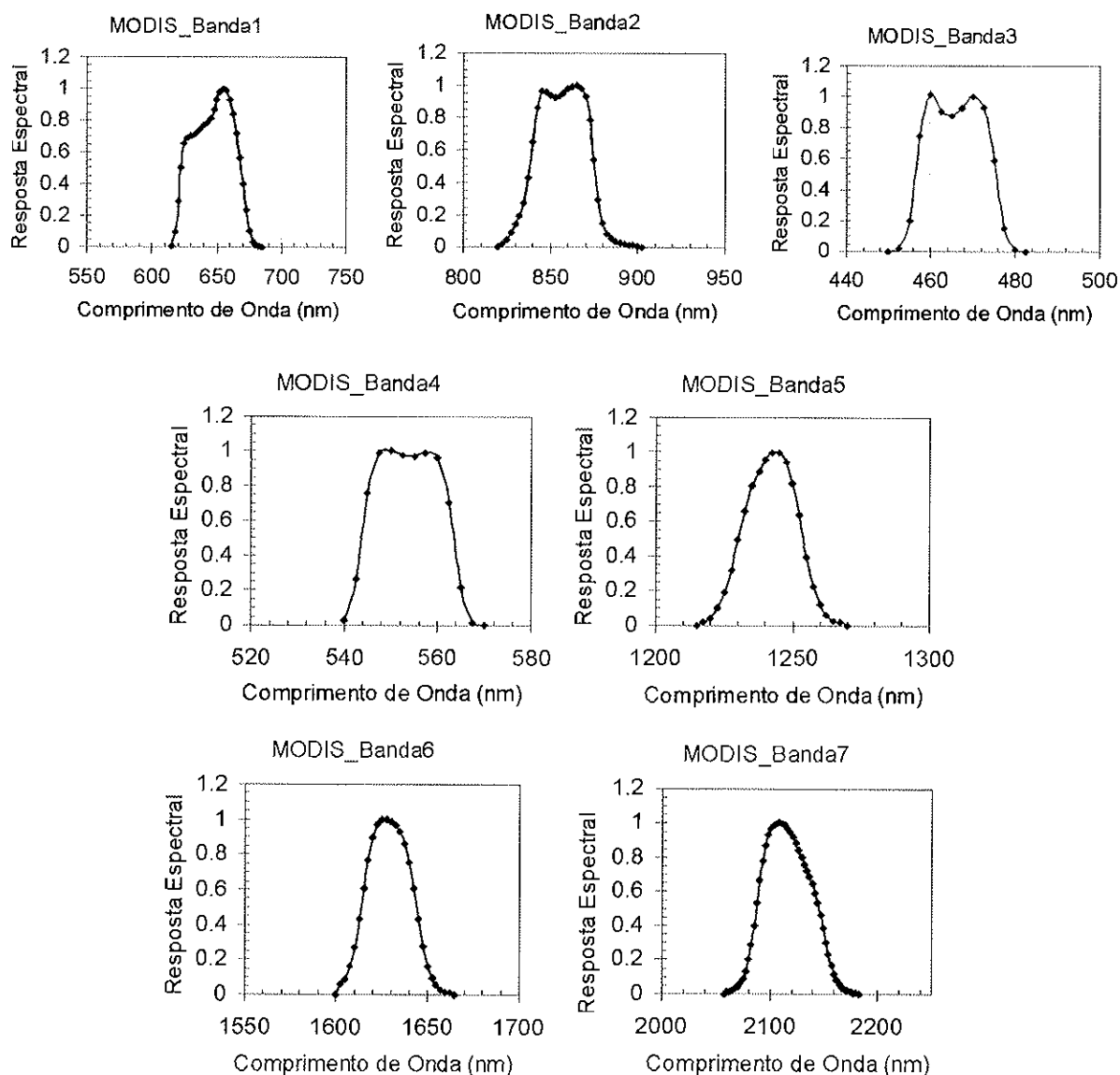


Figura VI-8: Filtros espectrais característicos de cada banda (ou canal) do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA, representados da banda 1 à banda 7.

VI.2.5. Propriedades da Atmosfera

As condições atmosféricas consideradas nos cálculos de transferência radiativa são descritas neste item. Foram considerados apenas dias totalmente sem nuvens. Nos modelos foram desprezadas quaisquer influências de aerossol estratosférico. Foram adotados como perfis atmosféricos de temperatura e gases constituintes da atmosfera o modelo de perfil tropical da biblioteca padrão do SBDART. Nesta biblioteca, o conteúdo de vapor de água atmosférico foi adequado ao valor médio local, obtido para o período de 1,5 cm (com o radiômetro, CIMEL da AERONET, apresentado no capítulo V). A pressão na superfície foi considerada com um valor médio para a região (935 mb).

O perfil de temperatura obtido por radiossondagens realizadas no aeroporto de Congonhas em São Paulo possui padrão muito semelhante ao perfil do modelo tropical do SBDART, como é mostrado na

Figura VI-9. Apesar de diferirem próximo a superfície a diferença não é suficiente para alterar a espessura óptica obtida na coluna atmosférica. Por este motivo, foi adotado o uso do perfil vertical de temperatura do modelo tropical do SBDART.

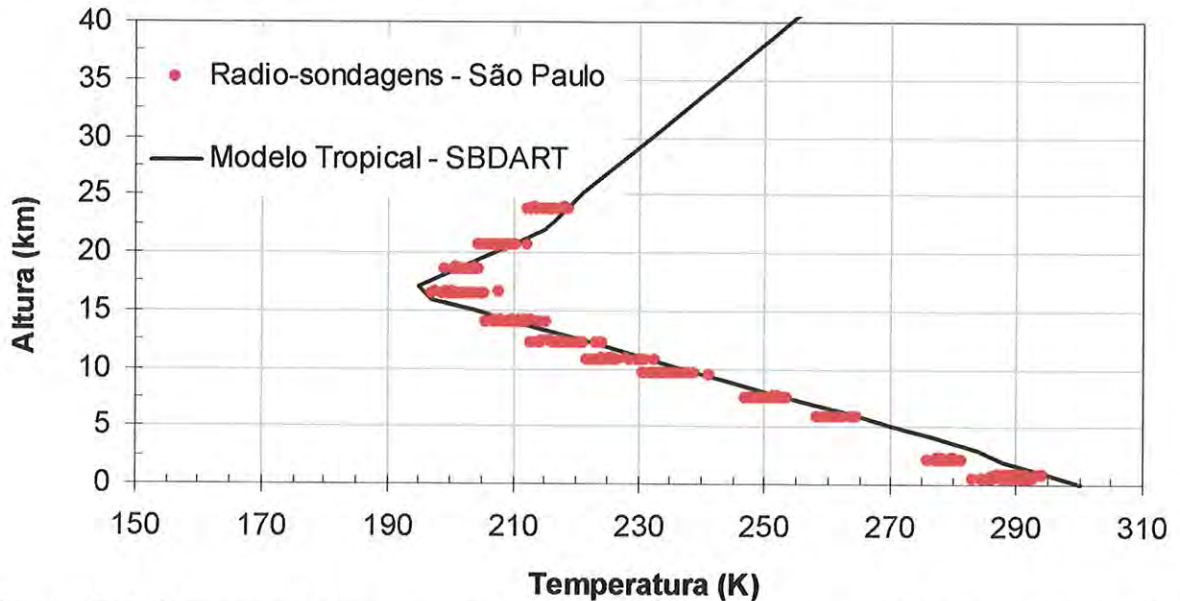


Figura VI-9: Comparação entre os perfis atmosféricos de temperatura do modelo tropical da biblioteca do SBDART e medidas de radiossondagem do mês de agosto de 2002, às 9:00 AM horário local.

O conteúdo total de ozônio na coluna atmosférica é comumente expresso em unidades Dobson (DU - unidade de medida em unidades de centésimos de mm que a coluna de ozônio poderia ocupar em valores de temperatura e pressão na superfície). Mapas climatológicos e estudos da coluna de ozônio em São Paulo mostram que a coluna de ozônio poderia variar entre 245 a 255 DU no período de inverno (Corrêa, 2003). O modelo padrão tropical do SBDART considera na coluna um valor equivalente a 253 DU, o que está de acordo com os padrões de referência. Testes de sensibilidade mostram o quanto o valor utilizado é válido para a determinação da espessura óptica. Como o cálculo envolvido neste trabalho apenas considera a integração na coluna, variações das propriedades com relação à distribuição de ozônio na coluna atmosférica não produzem alterações nos resultados finais para a estimativa dos aerossóis.

VI.2.6. Equações de inversão geradas no SBDART

As equações de inversão são resultados de simulação de radiâncias no topo da atmosfera, para diferentes espessuras ópticas sob diferentes situações (geometria solar e do

sensor, modelos de aerossol e refletâncias de superfície). Foi considerada uma atmosfera plano paralela, interação com múltiplo espalhamento e uma superfície Lambertiana.

Informações mantidas constantes em todos os cálculos foram: o fluxo solar Lowtran_7 com alta resolução; o fator de distância solar⁶ 0,9688 (UA^{-2}), não foram utilizados os filtros espectrais correspondentes aos do sensor, mas sim os comprimentos de onda fixo em 650 nm e 2.110 nm; as condições atmosféricas foram definidas pelo modelo tropical, padrão do SBDART, porém foi fixada a pressão na superfície (935 mb) e o conteúdo do vapor de água na coluna em 1,5 cm.

Dentre os parâmetros variáveis, foram utilizados: as geometrias do Sol e do sensor (ângulos zenitais (θ_o, θ_s) e azimutal (ϕ SBDART)) para cada um dos dias estudados (47 dias); 5 modelos de aerossol definidos a partir de propriedades ópticas (ω_o, g, Q_{ext}) obtidas com o radiômetro da AERONET em São Paulo; refletâncias de superfície do intervalo de 0,002 a 0,15 (de 0,002 de subintervalos total de 75 refletâncias de superfície). Desta forma, foram geradas as equações de inversão definidas pelas espessuras ópticas em função da refletância no topo da atmosfera, para cada uma das condições das variáveis descritas, como mostra o esquema da

Figura VI-10.

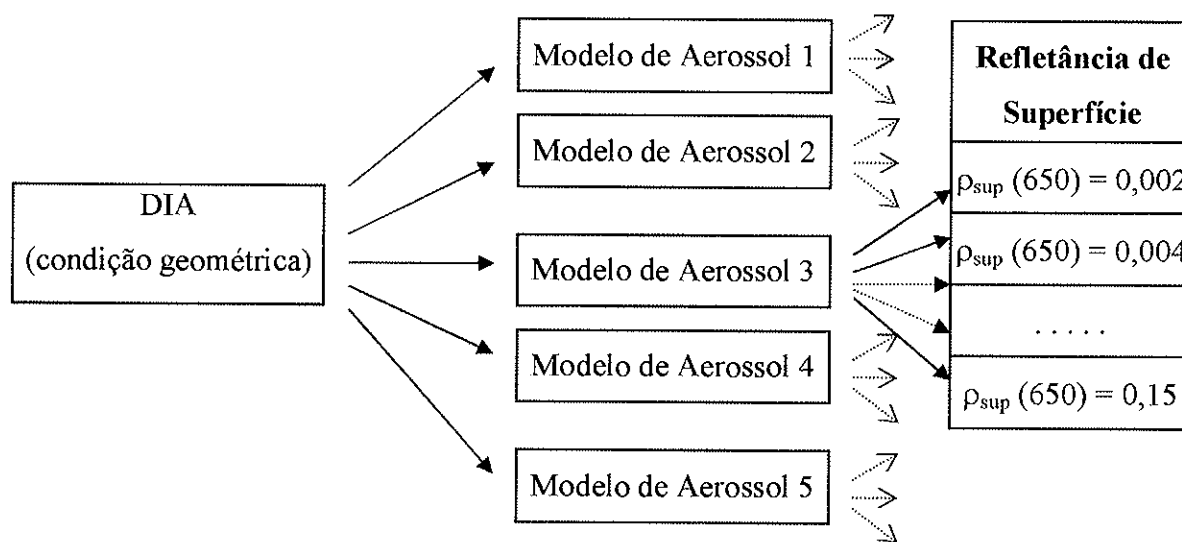


Figura VI-10: Ilustração das condições das diferentes variáveis utilizadas na definição das equações de inversão das refletâncias medidas no topo da atmosfera, para obtenção de espessura óptica.

Algumas das equações de inversão do conjunto das equações são ilustradas na Figura VI-11. A Figura VI-11 apresenta as refletâncias no topo da atmosfera ($\rho_{TOA}(650)$), simuladas para espessuras ópticas (em 550 nm), para uma geometria específica do Sol e do sensor

⁶ O fator de distância solar é definido no código SBDART como sendo $1/R^2$ onde R é a distância Terra/Sol em Unidades Astronômicas.

($\theta_0=51^\circ$, $\theta=25^\circ$, ϕ SBDART= 119°), para um modelo específico de aerossol (Modelo de Aerossol 3 $\omega_0(550)=0,85$) ilustradas para algumas refletâncias de superfície ($\rho_{sup}(650)=0,002$; 0,05; 0,1; 0,15). Com estas equações, pode-se, com o exemplo apresentado (sendo conhecida a geometria do sensor e do Sol, identificado o modelo de aerossol), para cada refletância de superfície, determinar exatamente a τ_a para uma refletância medida no topo da atmosfera pelo sensor. Um banco de equações foi gerado para todas as situações ilustradas no esquema da Figura VI.10.

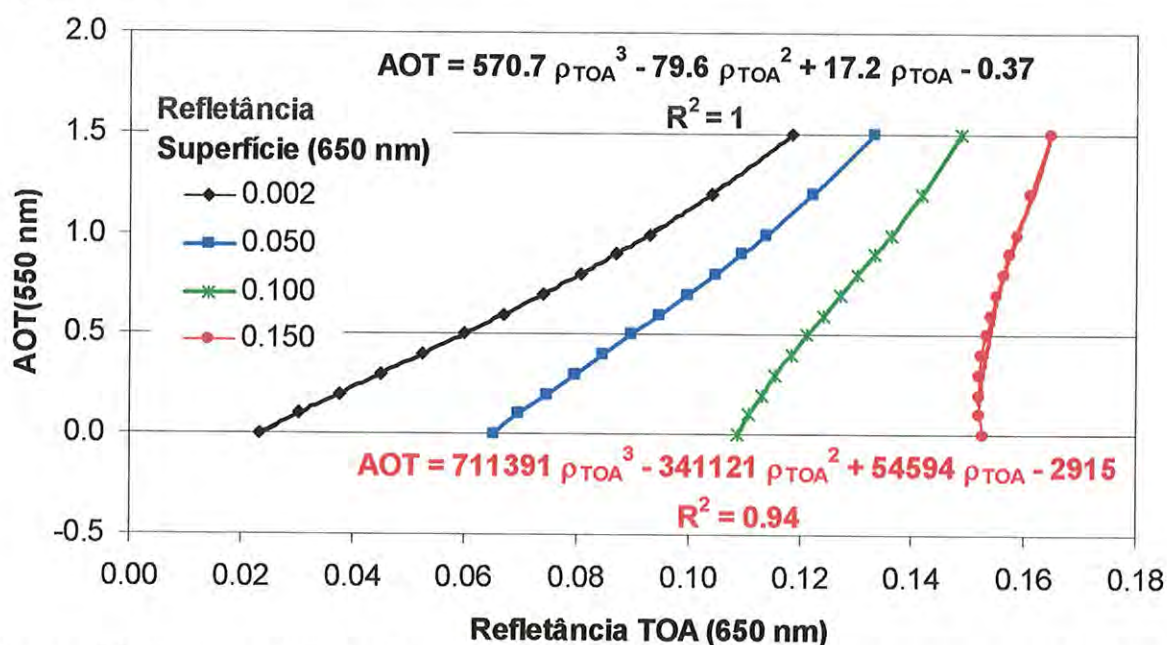


Figura VI-11: Equações de inversão da refletância no TOA em espessura óptica(AOT), definidas para uma condição específica de posições angulares do Sol e do sensor ($\theta_0=51^\circ$, $\theta=25^\circ$, ϕ SBDART= 119°), para um modelo de aerossol (Modelo de Aerossol 3 $\omega_0(550)=0,85$) e algumas refletâncias de superfície ($\rho_{sup}(650)=0,002$; 0,05; 0,1; 0,15). Os cálculos das refletâncias no topo da atmosfera (650 nm) para diferentes τ_a (550 nm) foram realizados com o código de transferência radiativa SBDART.

Com o código de transferência radiativa SBDART, foram definidas equações para a correção atmosférica no comprimento de onda de 2.110 nm em condições de espessura óptica suposta nula. A correção da refletância no topo da atmosfera é devida ao espalhamento Rayleigh e à absorção da radiação pelo conteúdo de vapor de água na coluna e por moléculas de ozônio (considerado desprezível neste comprimento de onda). Utilizando-se as variáveis descritas neste item (VI.2), para cada condição geométrica do Sol e do sensor, definiu-se uma equação que corrige o efeito da atmosfera. A Figura VI-12 apresenta a regressão linear entre a refletância na superfície, em função da refletância medida no topo da atmosfera no comprimento de onda de 2.110 nm.

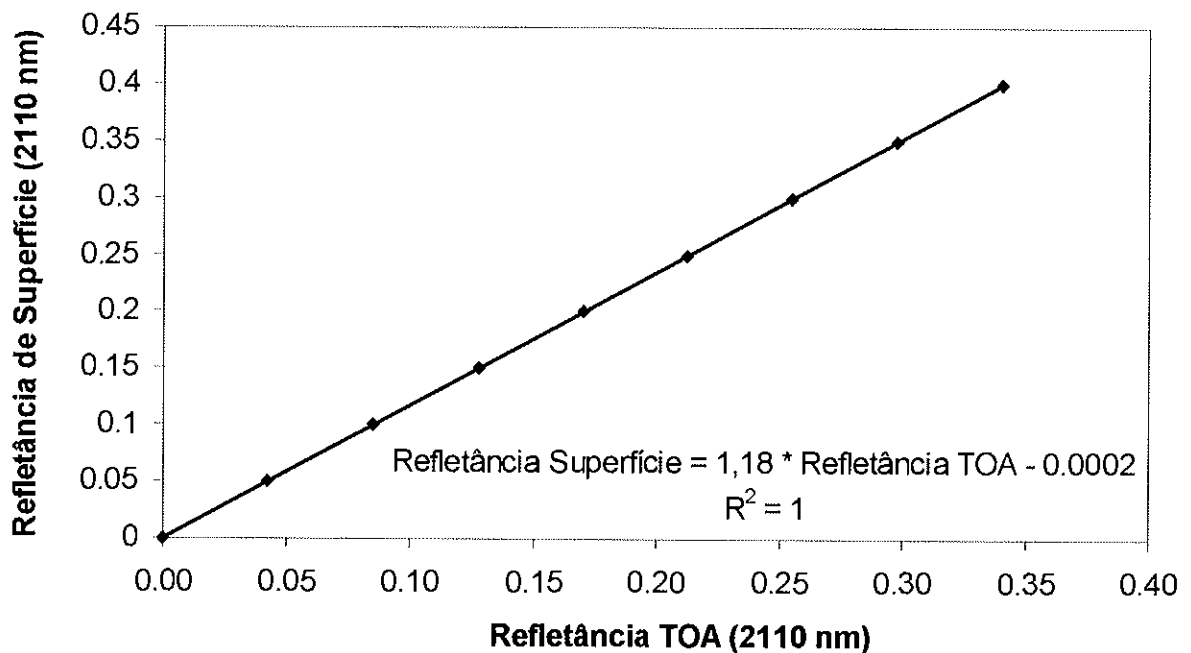


Figura VI-12: Equação de correção da atmosfera de refletância no topo para refletância na superfície em 2.110 nm, definida para uma condição específica de posições angulares do Sol e do sensor ($\theta_0=51^\circ$, $\theta=25^\circ$, ϕ SBDART=119°). Os cálculos das refletâncias no topo da atmosfera (2110 nm) para diferentes refletâncias de superfícies (2110 nm) foram realizados com o código de transferência radiativa SBDART.

Foram desta forma definidas as equações para a correção da atmosfera para cada dia analisado. Estas equações foram utilizadas no cálculo de estimativa da refletância da superfície.

VI.3. Análise e estimativa da refletância de superfície da Região Metropolitana de São Paulo

Como observado anteriormente, a determinação da espessura óptica de aerossóis utilizando-se medidas de refletância obtidas com satélite, depende da informação sobre a refletância da superfície. A refletância da superfície não é algo que possa ser facilmente medida e ou determinada, pois necessita da correção da atmosfera e do conhecimento das concentrações de gases e aerossóis dela mesma. A refletância da superfície não é homogênea em todas as direções, pois possui uma função de distribuição da refletância bidirecional (BRDF) característica da superfície e das condições ambientais. Kaufman e Remer 1994 descrevem algumas características que mostram o quão complexa é a determinação espectral da refletância da superfície.

A refletância da superfície neste trabalho será estimada da mesma maneira que o algoritmo padrão de aerossol do MODIS (Kaufman et al., 1997b; 2002a). A superfície é

considerada Lambertiana e os erros produzidos por esta aproximação são menores para superfícies de baixa refletância (Lee e Kaufman, 1986).

Kaufman, 1993, mostra que o efeito do aerossol na radiância medida no topo da atmosfera por satélite diminui com λ^{-1} e λ^{-2} , de tal forma que o efeito do aerossol no infravermelho é reduzido (a menos para aerossol grosso, como por exemplo, de origem de solo). Desta forma, utiliza-se, para a determinação da refletância de superfície, o comprimento de onda em 2.110 nm, uma vez que este é pouco sensível à camada de aerossóis, porém bastante sensível às características da superfície, para a estimativa da refletância da superfície nos comprimentos de onda no visível. A Figura VI-13 ilustra bem esta propriedade, a figura (a) representa a refletância no topo da atmosfera do MODIS ($\rho_{TOA} * \cos(\text{AngSolarZenital})$) no comprimento de onda de 650 nm, a figura (b) no 2.110 nm para o mesmo dia. Na comparação das duas imagens, pode-se notar claramente como a região metropolitana passa a ser visível mesmo através da camada de aerossóis de queimada, devido à fraca interação da pluma de aerossóis com o comprimento de onda de 2.100 nm.

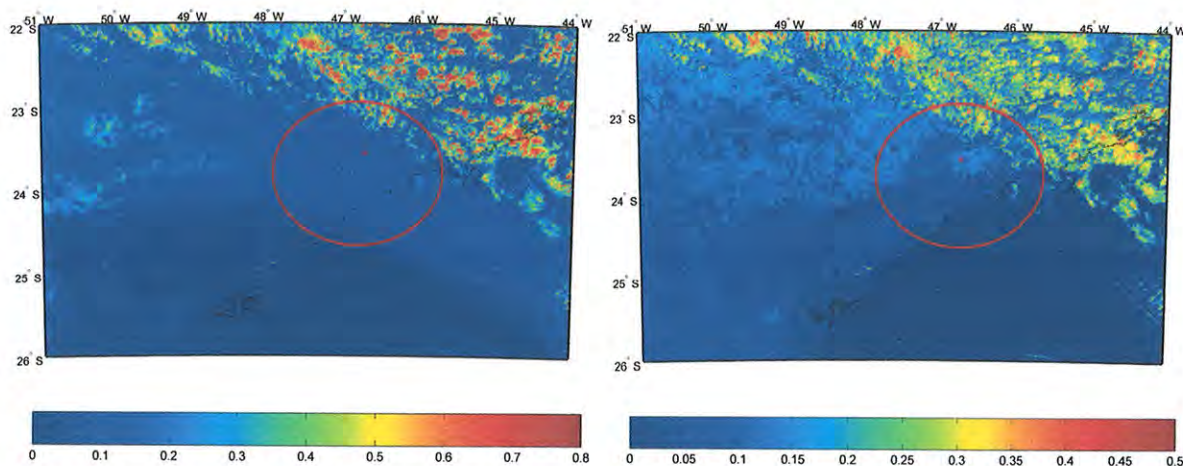


Figura VI-13: Ilustração da dependência da interação da radiação com o material particulado fino dado por λ^{-1} e λ^{-2} . (a) Imagem da refletância obtida com o MODIS no topo da atmosfera no comprimento de onda 650 nm, (b) A mesma imagem com a camada de aerossóis transparente ao comprimento de onda 2.100 nm. O dia escolhido foi 15 de setembro de 2004.

Kaufman et al., 1997b verificaram empiricamente uma razão entre as refletâncias da superfície no azul (470 nm) e no vermelho (670 nm) com relação à refletância no infravermelho próximo (2.110 nm). A Figura VI-14 apresenta a relação obtida para diferentes tipos de superfícies entre as refletâncias de superfície, nos comprimentos de onda de 650 nm e 450 nm com relação a 2.100 nm. Verificou-se que em média a relação entre as refletâncias de superfície, no vermelho, é de $\rho_{\text{sup}}(670) = \rho_{\text{sup}}(2.100) * 0,5$ e, no azul, de

$\rho_{\text{sup}}(0,47) = \rho_{\text{sup}}(2.1) * 0,25$. Esta relação foi estabelecida com base em medidas de sensoriamento remoto realizada nos Estados Unidos (Kaufman et al., 1997b) e vem sendo verificada em outros experimentos independentes (Chu et al., 2002; Kaufman et al., 2002a). O que tem sido verificado é que o método representa uma boa aproximação para superfícies com refletância em 2.100 nm, menores do que 0,15 (hoje o algoritmo operacional do MODIS já aceita $\rho_{2.100}$ menores do que 0,25, King et al., 2003) e maiores do que 0,005 ou superfícies que não representam corpos de água.

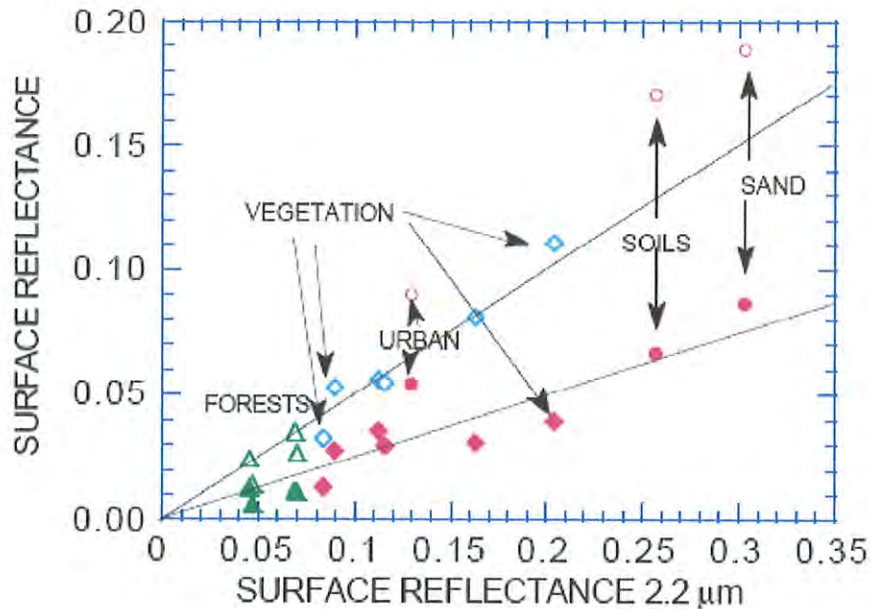


Figura VI-14: Diagrama de pontos entre refletâncias de superfícies em 0,49 mm (símbolos preenchidos) e em 0,66 mm (símbolos vazios) em relação a refletâncias em 2,2 para diferentes tipos de superfícies. A razão média entre os canais definem $\rho(0,47)/\rho(2,2)=0,25$ e $\rho(0,65)/\rho(2,2)=0,50$. *Figura extraída de Kaufman et al., 1997b.*

A Figura VI-15 ilustra as refletâncias da superfície de um dia, para a área em estudo, no comprimento de onda de 2.100 nm. A refletância de superfície foi obtida a partir da refletância medida pelo satélite no TOA ($\rho_{\text{TOA}}(2.100)$) com a equação correção atmosférica, correspondente ao dia analisado. O histograma resume as refletâncias de superfícies obtidas em todos pixels de todos os dias analisados neste trabalho. Verifica-se uma grande variabilidade espacial das refletâncias na região metropolitana, que variam de valores próximos de zero a 0,3. Na região urbanizada, em torno de 95% das refletâncias medidas encontram-se abaixo de 0,24. Nos algoritmos desenvolvidos, as espessuras ópticas somente foram estimadas para valores de $\rho_{\text{sup}}(2.100) < 0,24$ e $\rho_{\text{sup}}(2100) > 0,048$ (para evitar nuvens e refletâncias de superfície muito elevadas que prejudicam os cálculos e o valor mínimo para extrair os corpos de água).

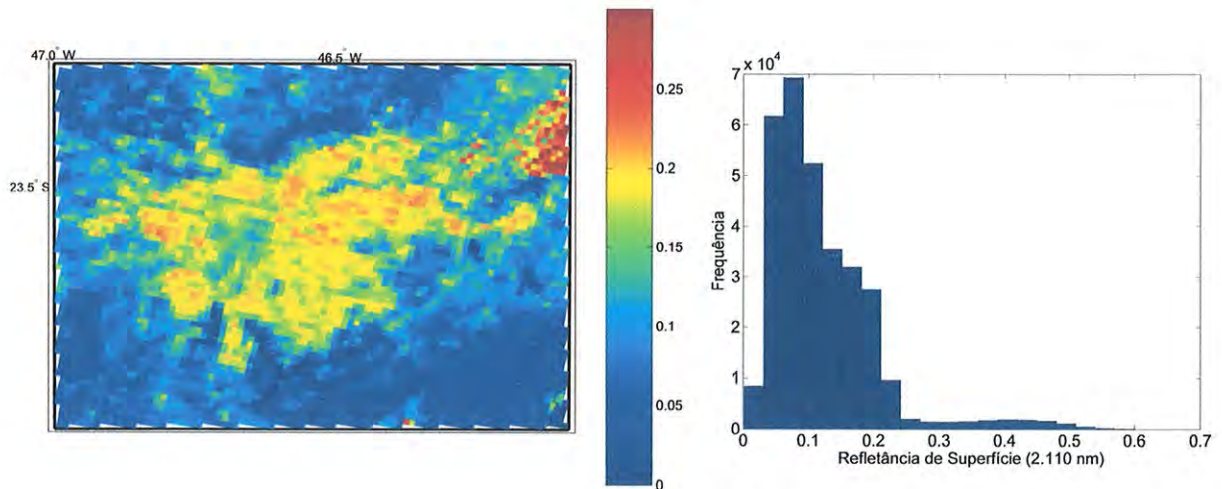


Figura VI-15: (a) Exemplo de refletância de superfície obtida para o dia Juliano 202 de 2003, com base na correção atmosférica obtida com o código de transferência radiativa SBDART; (b) histograma de refletâncias de superfície (2100 nm) obtidas sobre todos os pixels da região definida para análise, para todos os dias de estudo de 2002, 2003 e 2004, para o satélite TERRA..

- ESTUDO LOCAL DA RAZÃO ENTRE O COMPRIMENTO DE ONDA NO VERMELHO E NO INFRAVERMELHO PRÓXIMO

Foram selecionados, da base de dados, dias com τ_a (550) menores do que 0,1, medidos pelo radiômetro CIMEL, em torno do horário da passagem dos satélites. Estes dias considerados, os mais limpos possíveis, tiveram a coluna atmosférica corrigida no comprimento de onda (660 nm) para a espessura óptica medida, estimando-se, desta forma, a refletância de superfície, conhecida a espessura óptica. Foram recuperadas, também para os respectivos dias, as refletâncias da superfície no comprimento de onda de 2.100 nm. Para cada dia, foi calculada a relação entre os dois comprimentos de onda. Para isto foram selecionadas áreas de 10x10 km em torno de cada site de estudo. A Figura VI-16 apresenta a correlação entre os comprimentos de onda 650 nm e 2.110 nm, cada ponto do gráfico representa a comparação de cada pixel.

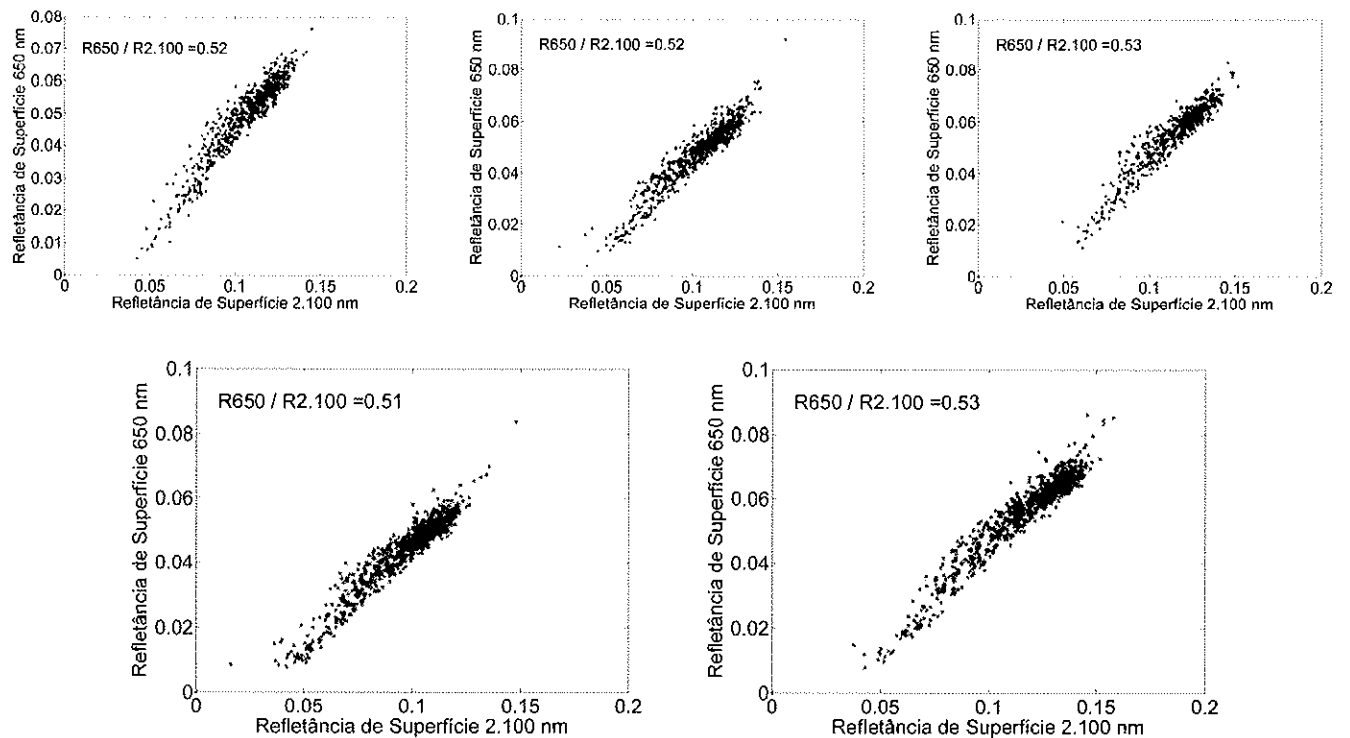


Figura VI-16: Relação entre as refletâncias de superfície nos comprimentos de onda 650 nm com relação 2.100 nm, para dias pouco poluídos, na região urbana de São Paulo. Os pontos indicam a comparação pixel a pixel, delimitados em áreas de 10x10 km em torno dos sites de validação de espessura óptica. (a) 15 de maio, (b) 9 de junho, (c) 30 de junho, (d) 25 de julho, (e) 27 de julho, do ano de 2002, obtidos com as refletâncias do satélite TERRA.

Para a região de estudo, as evidências experimentais indicam que a razão entre os comprimentos de onda no vermelho e no infravermelho próximo deva ser maior do que 0,5. O que se observa nos resultados apresentados na Figura VI-16 é que estes valores seriam em torno de 0,53. Os resultados, entretanto, dependem fortemente de uma correção precisa da atmosfera com seus constituintes. Apesar da reprodução sistemática do fator em torno de 0,53, a definição do fator para a estimativa da refletância de superfície foi determinada na fase de validação. Nesta fase, descrita no item VII.1, foi identificado o valor do fator de estimativa da superfície que produziu melhor reprodutibilidade dos produtos de espessura óptica obtidos com o satélite, que esteve em torno de 0,53.

VI.4. Determinação do modelo de aerossol com a utilização da refletância crítica

Neste tópico, é apresentada a metodologia desenvolvida nesse trabalho que utiliza o conceito de refletância crítica, previamente definido por Kaufman, 1987 e Martins, 1999, para

identificar o modelo de aerossol de forma interativa e dinâmica, com alta resolução espacial, o que melhora significativamente a incerteza nos cálculos de espessura óptica por satélite.

A refletância crítica é definida como uma propriedade intrínseca do aerossol está diretamente relacionada ao albedo simples e pode, sob determinadas condições, ser obtida com as medidas do MODIS, para o dia e a região de estudo. O albedo simples do aerossol é uma propriedade de alta relevância na interação da radiação solar com as partículas de aerossol, motivo este que levou à decisão de parametrizar os modelos de aerossol em função do albedo simples, para a região urbana de São Paulo. A grande vantagem de se definirem os modelos em função do albedo simples é que este pode ser identificado pelo próprio MODIS através da obtenção da refletância crítica, forma totalmente independente da espessura óptica. O método permite a identificação dos modelos de aerossol, com uma elevada resolução espacial (5x5 km) por toda a região de estudo (~60x90km). Os resultados mostram uma significativa redução na incerteza dos produtos de espessura óptica, como será apresentado no item de validação dos produtos desenvolvidos.

Partindo-se da equação III.34 que descreve a ρ_{TOA} e reescrevendo para uma atmosfera poluída e uma limpa, tem-se:

$$\rho_{TOA} Poluída(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_o, \varphi) = \rho_{OPol}(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_o, \varphi) + \frac{F_{dPol}(\lambda, \theta_0) T_{Pol}(\lambda, \theta)}{(1 - s\rho')} \rho_{SUP}(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_o, \varphi)$$

$$\rho_{TOA} Limpa(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_o, \varphi) = \rho_{OLim}(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_o, \varphi) + \frac{F_{dLim}(\lambda, \theta_0) T_{Lim}(\lambda, \theta)}{(1 - s\rho')} \rho_{SUP}(\lambda, \theta_0, \theta, \varphi_o, \varphi)$$

considerando $(1 - s\rho')$ desprezível

Combinando ambas as equações

$$\rho_{TOA} Poluído = (\rho_{OPOL} - \rho_{OLim} \alpha) + \rho_{TOA} Limpa \cdot \alpha$$

$$\text{onde } \alpha = \frac{F_{dPol} T_{Pol}}{F_{dLim} T_{Lim}}$$

Conforme a equação acima, temos uma relação linear entre $\rho_{TOA}(650)$ de um dia poluído e $\rho_{TOA}(650)$ para um dia limpo (Martins, 1999). Quanto maior a espessura óptica de aerossóis, menor a transmitância e, portanto,, menor a inclinação da reta (menor o valor de α). Por outro lado, quanto maior o valor da refletância devido à atmosfera (ρ_{oPol}), maior será o coeficiente linear da reta ($\rho_{oPol} - \rho_{oLim} \cdot \alpha$). As relações lineares foram calculadas para cada modelo de aerossol e serão descritas a seguir.

No programa SBDART, para cada modelo de aerossol, foram simuladas as refletâncias no topo da atmosfera ($\rho_{TOA}(650)$) para uma grande variedade de refletâncias de

superfícies para algumas espessuras ópticas (0; 0,3; 0,6; 0,9; 1,5). A Figura VI-17 ilustra os resultados da relação entre a $\rho_{\text{TOA}}(650)$, para cada uma das espessuras ópticas, em função a $\rho_{\text{TOA}}(650)$ para uma espessura óptica equivalente a zero, ou seja, ($\rho_{\text{TOA}}(650)$ dia limpo). Para cada modelo de aerossol, um conjunto de curvas é definido, e o ponto de interseção entre elas (coincidente com a reta 1:1) representa a refletância crítica, ou seja, a refletância no topo da atmosfera, que independe da espessura óptica, e depende predominantemente do valor do albedo simples do aerossol.

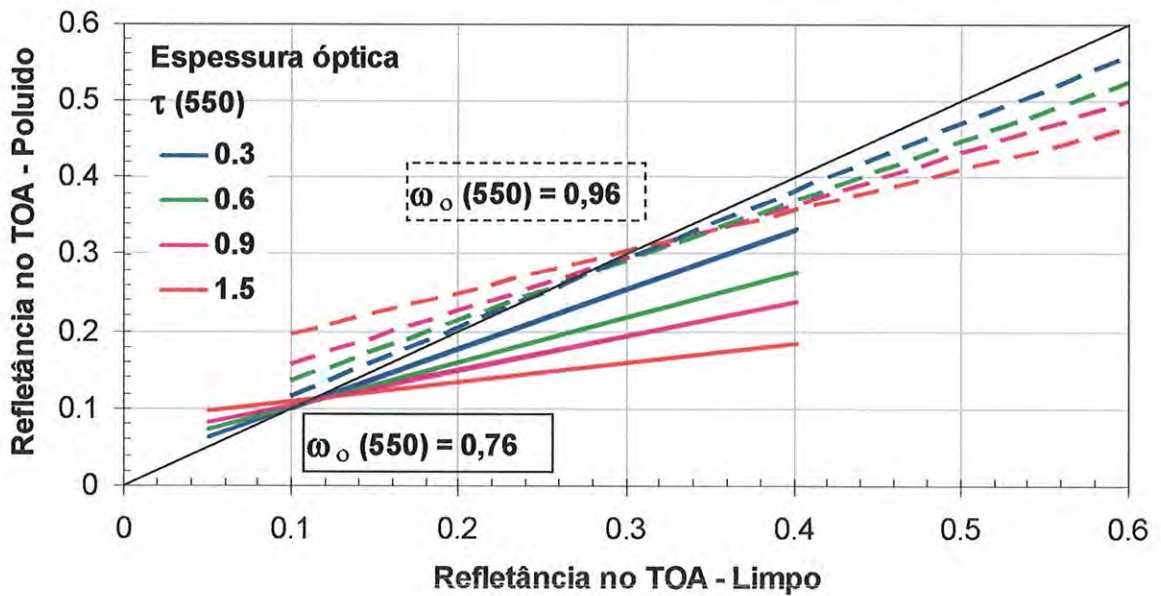


Figura VI-17: Refletância no topo da atmosfera em um dia poluído ($\tau_a(550)=0,3; 0,6; 0,9; 1,5$) com relação à refletância no topo da atmosfera em um dia limpo ($\tau_a(550)=0$). As refletâncias críticas teóricas são definidas nos pontos de intersecção entre as curvas para cada valor de $\omega_o(550)=0,76$ e $0,96$ (modelos de aerossóis 1 e 5 respectivamente).

Para cada modelo de aerossol, define-se uma refletância crítica teórica, como exemplificado na Figura VI-17. Pode-se, com isto, determinar uma função que representa a relação direta entre refletância crítica e albedo simples, Figura VI-18. Determinando-se com o sensor, a refletância crítica da região de estudo na Figura VI-18, pode-se identificar qual o modelo de aerossol que melhor representa o tipo de aerossol medido.

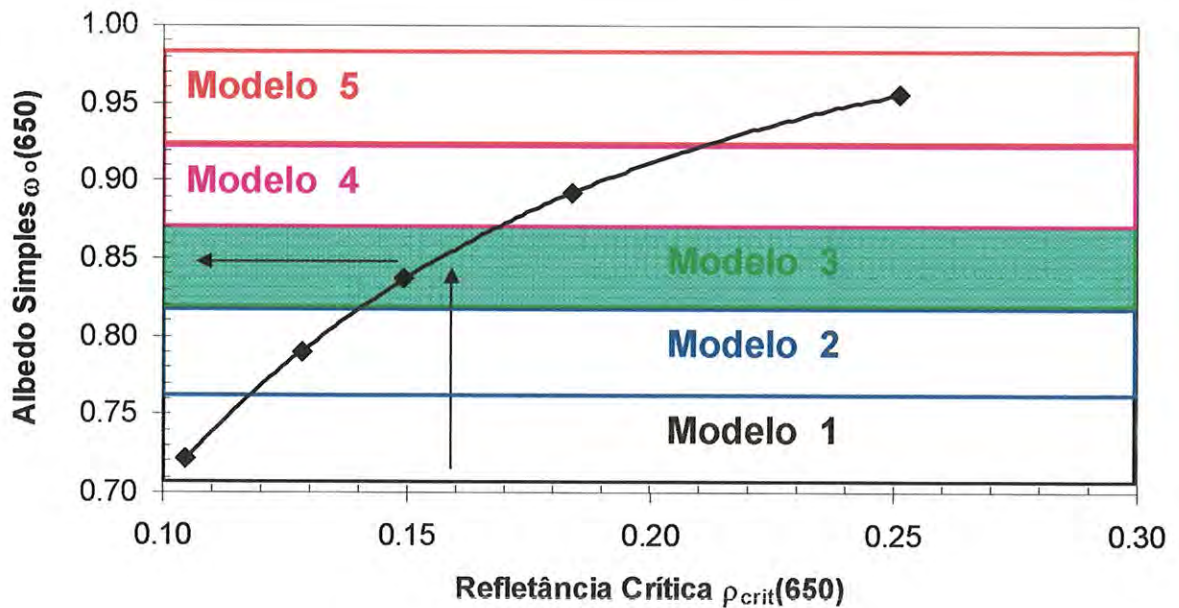


Figura VI-18: Albedo simples no comprimento de onda de 650 nm, correspondente a cada modelo de aerossol, em função da refletância crítica (650).

Da forma descrita acima, foram definidas as relações entre cada modelo de aerossol e a refletância crítica para cada dia (geometria). Apesar de a refletância crítica ser uma propriedade intrínseca do aerossol, foram obtidas variações, de um dia para o outro, da ordem de 10% nas refletâncias críticas.

VI.4.1. Descrição do algoritmo de cálculo da espessura óptica com o sensor MODIS

Para a obtenção da espessura óptica com o MODIS, a região de estudo é subdividida em pequenas áreas de 5x5 km, conforme ilustra a Figura VI.19(a). Para cada sub-área, é realizada uma regressão linear entre a refletância medida no topo da atmosfera com o sensor ($\rho_{TOA}(650)$) e a refletância estimada no topo da atmosfera, para uma espessura óptica equivalente a zero (dia limpo) da mesma região (estimativa feita com uma equação de recuperação do efeito da atmosfera dada a $\rho_{sup}(650)$). É obtida uma regressão linear semelhante a da Figura VI.19(b) é obtida. A refletância crítica, no entanto, somente pode ser obtida em regiões onde há uma grande variabilidade de refletâncias de superfície e uma camada homogênea de aerossóis, para que se tenha a melhor correlação possível no ajuste. Caso contrário, o ajuste linear entre a refletância no topo da atmosfera de um dia poluído e de um dia limpo teria uma baixa correlação, prejudicando a estimativa da refletância crítica. Neste trabalho, para garantir a qualidade da informação, foram apenas considerados para a obtenção da refletância crítica os ajustes com correlação $R^2 > 0,8$.

Cada refletância crítica é por sua vez associada a um modelo de aerossol definida pelos intervalos de albedo simples, conforme ilustra a Figura VI-18. No caso de R^2 ser menor do que 0,8, é assumido o modelo de aerossol médio (Modelo 3) determinado neste trabalho. O ajuste pode ser baixo em situações onde a área delimitada possui refletância de superfície homogênea ou ainda no caso onde há grande variação de τ_a , impossibilitando uma determinação precisa da refletância crítica.

$$\rho_{crit} = \frac{coef\ linear}{1 - coef\ ang}$$

onde os coeficientes linear e angular correspondem ao ajuste da função linear

$\rho_{TOA\ Limpo} \times \rho_{TOA\ Poluído}$, Figura VI.19(a).

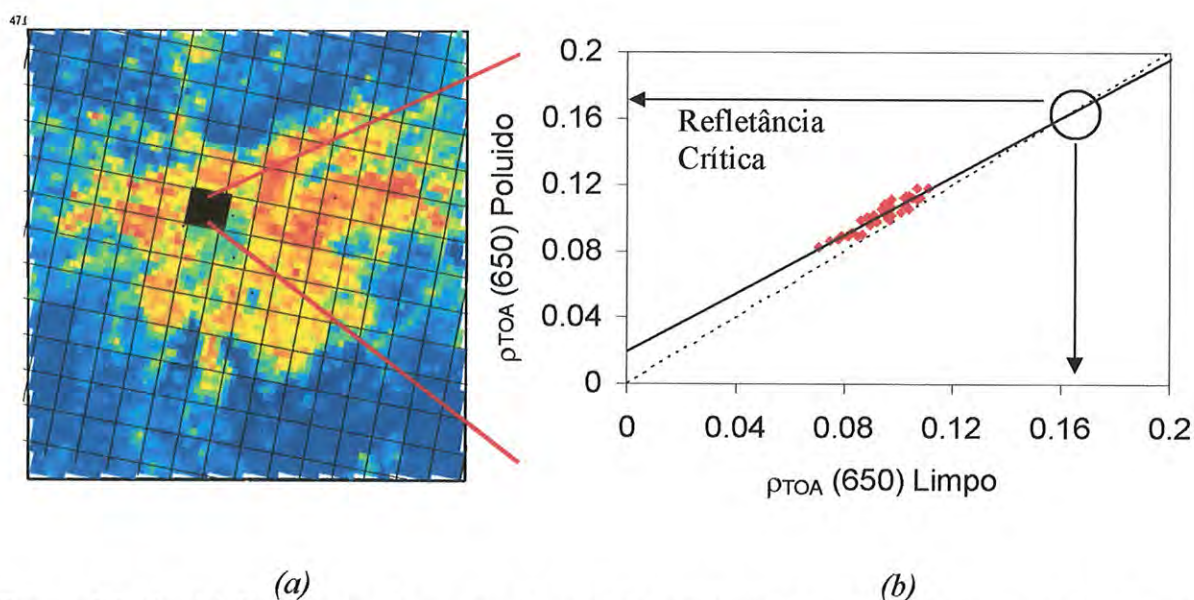


Figura VI-19: (a) Ilustração da região de estudo subdividida em sub-áreas de 5 x 5 km. A região em preto indica uma das áreas em análise. (b) Relação entre a $\rho_{TOA}(650)$ em um dia poluído (medida com MODIS) em função da $\rho_{TOA}(650)$ dia limpo (simulação da refletância no topo com $\tau_a = 0$ a partir da refletância de superfície).

Realizando-se o mesmo procedimento para cada sub-área, identifica-se um modelo de aerossol de forma dinâmica e interativa, para cada sub-área. Um resultado de modelos de aerossol, identificados para cada sub-área (5x5 km), é exemplificado na Figura VI-20. Nota-se que os modelos identificados mudam significativamente de região para região e de dia para dia, por isso dizemos que o método é interativo e dinâmico. Os índices de correlação são apresentados na Figura VI-21 respectivamente para cada um dos dias estudados. As áreas em branco indicam as regiões onde a correlação foi menor do que 0,8. Nesta situação, o modelo de aerossol considerado foi o modelo médio 3.

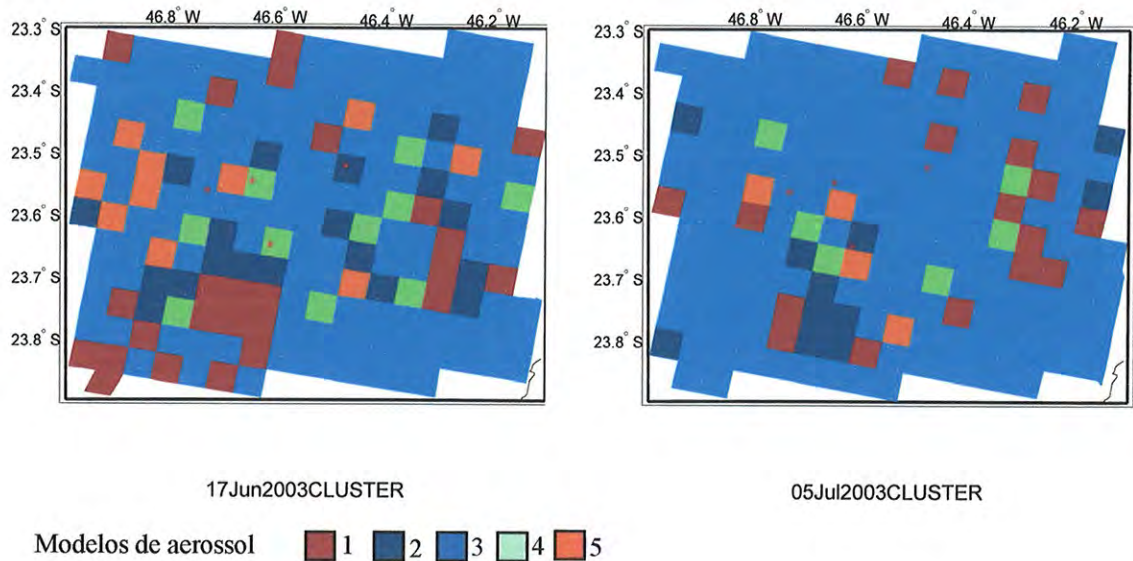


Figura VI-20: Exemplos de resultados de obtenção de modelos de aerossol dinâmico na região estudada para dois dias em particular (17 junho de 2003 e 05 de agosto de 2003). Os pontos em vermelho indicam as localizações dos sites.

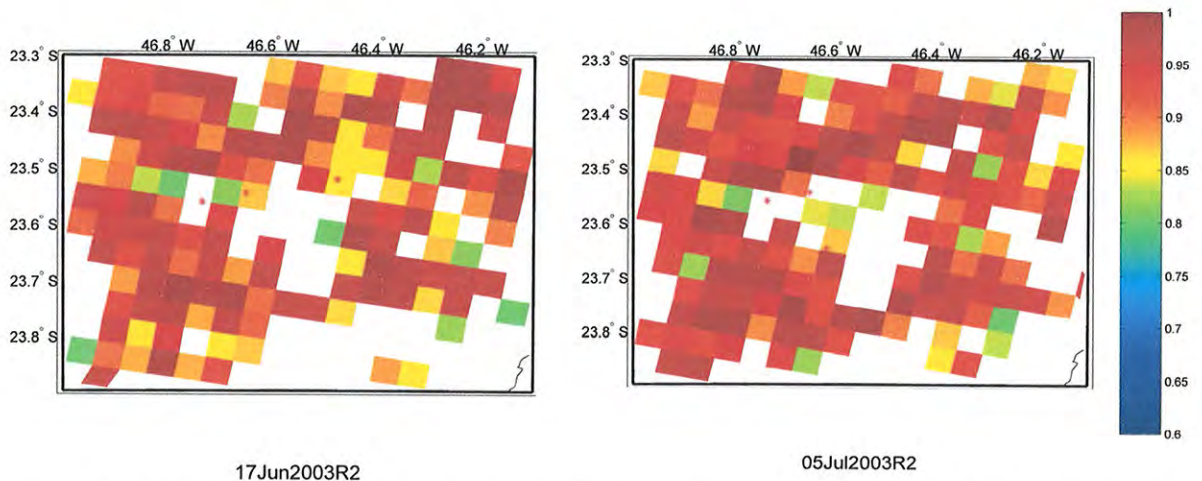


Figura VI-21: Índice de correlação obtido para o ajuste de reta entre $\rho_{TOA}(650)$ poluído \times $\rho_{TOA}(650)$ limpo para as respectivas sub-áreas. Regiões em branco indicam ajustes com correlação menor do que 0,8. São apresentados dois dias em particular, (a) 17 junho de 2003 e (b) 05 de agosto de 2003. Os pontos em vermelho indicam as localizações dos sites.

A metodologia desenvolvida permite a identificação automática do tipo de modelo a ser utilizado de uma forma muito mais precisa, ao invés de se assumir um modelo médio e fixo do tipo urbano para toda a região. Como será visto no capítulo seguinte (testes de sensibilidade), uma má estimativa do modelo de aerossol gera grandes incertezas na determinação da espessura óptica por satélite. O desempenho da metodologia apresentada será apresentado no capítulo de validação dos resultados.

VI.5. Testes de sensibilidade da espessura óptica

Neste item, são analisadas as sensibilidades na obtenção da espessura óptica utilizando o sensor MODIS, para cada variável considerada no algoritmo de cálculo. As refletâncias no topo da atmosfera foram simuladas no SBDART, sob diferentes valores de refletâncias de superfície, no comprimento de onda 2.100 nm (de 0 a 0,2) para espessuras ópticas conhecidas. Nos testes de sensibilidade, as espessuras ópticas são recuperadas utilizando-se variações dos parâmetros iniciais e verificando-se os desvios correspondentes nos valores de espessuras ópticas originais.

VI.5.1. A significância dos modelos de aerossol e da refletância de superfície no cálculo da espessura óptica

Os testes de sensibilidade apresentados neste item mostram o quanto informações precisas sobre o modelo de aerossol e refletância de superfície são fundamentais para o cálculo da espessura óptica por satélite. As Figura VI-22 e VI-24 apresentam os desvios percentuais obtidos na determinação da espessura óptica em função da refletância de superfície no comprimento de onda 2.100 nm, para os diferentes valores dos parâmetros a serem testados. Ao lado direito, são apresentados os desvios percentuais para uma espessura óptica estimada de 0,1 e, ao lado esquerdo, para uma espessura óptica de 0,5.

- TESTE DE SENSIBILIDADE DOS MODELOS DE AEROSSOL

Foram simuladas refletâncias no topo da atmosfera, para 5 casos, cada um com um modelo de aerossol e com espessura óptica conhecida, para as diferentes refletâncias de superfície. A Figura VI-22 apresenta os desvios na τ_a calculada para cada um dos casos gerados, considerando-se o modelo médio de aerossóis (Modelo3, $\omega_o=0,85$). A Figura VI-22 mostra que as τ_a estimadas, considerando-se um modelo médio, apresentaram desvios que variaram em relação ao valor real de 25 a 60% para mais ou menos, na refletância de superfície de 0,15. Desta forma, mesmo sendo um modelo médio específico da região, a utilização de um modelo mais preciso é fundamental para uma redução na incerteza da determinação da τ_a por satélite. A sensibilidade no cálculo da τ_a com relação ao modelo de aerossol utilizado, independe da espessura óptica como pode ser observada na Figura VI-22 onde se compara a situação (a) com (b), (τ_a (550) de 0,1 e 0,5) respectivamente. Verifica-se que quanto maior a refletância na superfície, maior é a incerteza na determinação da τ_a . A

região metropolitana possui áreas que apresentam refletâncias que variam de 0,14 a 0,18 no comprimento de onda 2.100 nm, ou seja, valores suficientemente altos para gerar desvios significativamente elevados na espessura óptica.

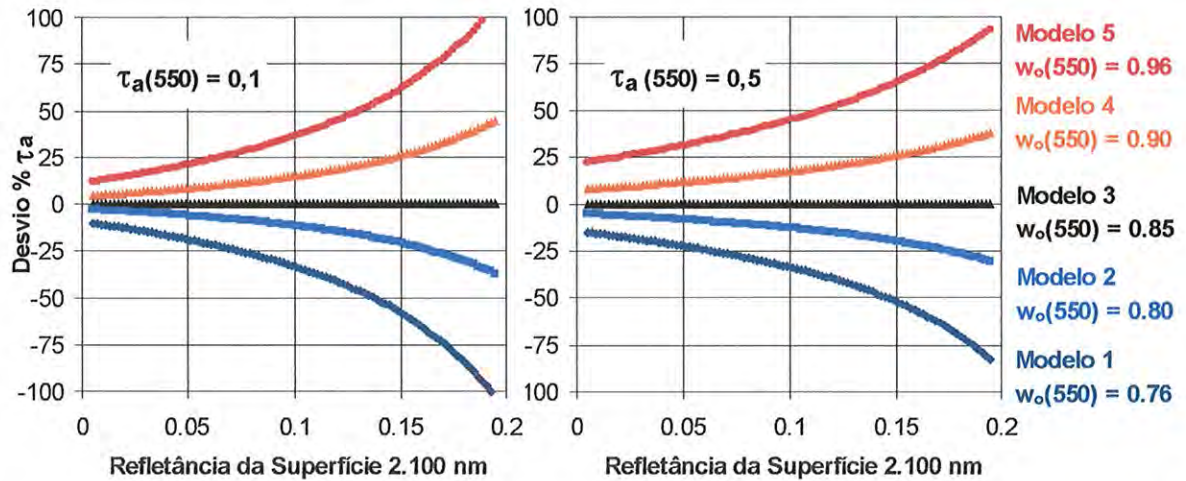


Figura VI-22: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um modelo médio de aerossol, no lugar de cada um dos casos simulados com os diferentes modelos de aerossol. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 no comprimento de onda 550 nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm.

• TESTE DE SENSIBILIDADE COM RELAÇÃO AO PARÂMETRO DE ASSIMETRIA (g)

Este teste de sensibilidade foi gerado para que seja possível a identificação da sensibilidade na determinação da τ_a em função da variabilidade do parâmetro de assimetria da região. Foram simuladas as refletâncias no topo da atmosfera para modelos de aerossóis com diferentes valores do parâmetro de assimetria. Os valores de g , utilizados nesta simulação, foram obtidos dividindo-se a base de dados em 5 grupos de partes iguais, ordenados em valores crescentes de g no comprimento de onda 650 nm. Obteve-se, desta forma, 5 valores médios, que variam de $g(650)=0,53$ a $g(650)=0,65$. A Figura VI-23 apresenta os desvios causados na τ_a ao utilizar um valor médio de parâmetro de assimetria ao invés do valor simulado ('real'). O máximo desvio percentual observado entre um valor médio e os valores limites de g é de 20% (para um valor de refletância de superfície de 0,15 em $\lambda=2.100$ nm). Em relação a toda a base de dados, a variabilidade do parâmetro de assimetria dentro de cada modelo de aerossol, definido em função do albedo simples, não chega a 10%.

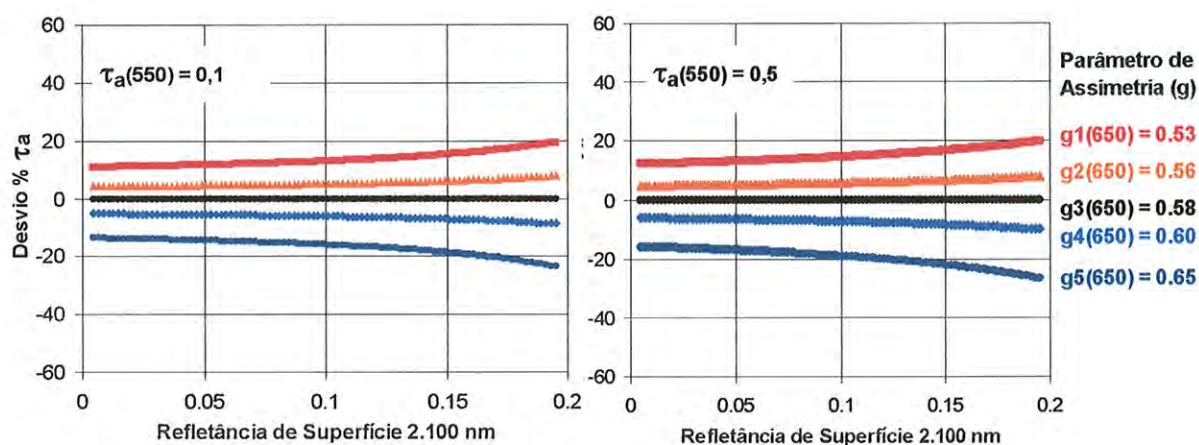


Figura VI-23: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um modelo de aerossol com parâmetro de assimetria médio em relação a cada um dos casos simulados com os diferentes parâmetros de assimetria. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm.

Observa-se, com esta análise, que a amplitude de parâmetros de assimetria observada na região não apresenta influência tão acentuada na obtenção da τ_a quanto apresenta o albedo simples dos aerossóis. Esta análise é mais um fator de incentivo para a definição dos modelos de aerossol, para a região, em função do albedo simples.

- TESTE DE SENSIBILIDADE COM RELAÇÃO À REFLETÂNCIA DE SUPERFÍCIE

Nesta simulação, deixou-se fixo o modelo de aerossol e variaram-se as refletâncias de superfície em relação a um valor pré-estabelecido. Os resultados são apresentados na Figura VI-24, onde se verifica que uma variação de 5% na refletância da superfície em relação à original pode gerar um desvio na obtenção da τ_a de 80%, para mais ou para menos, em torno da refletância de 0,15 ($\lambda= 2.100$ nm). Nota-se ainda que a sensibilidade na determinação da τ_a , devido a incertezas nas refletância de superfície se torna menor quanto maior for a espessura óptica medida. Destaca-se ainda que, na região de estudo, a média das espessuras ópticas do período giram em torno de 0,2, ou seja, são valores suficientemente baixos, que causam variações significativas na τ_a calculada para pequenas variações na refletância de superfície.

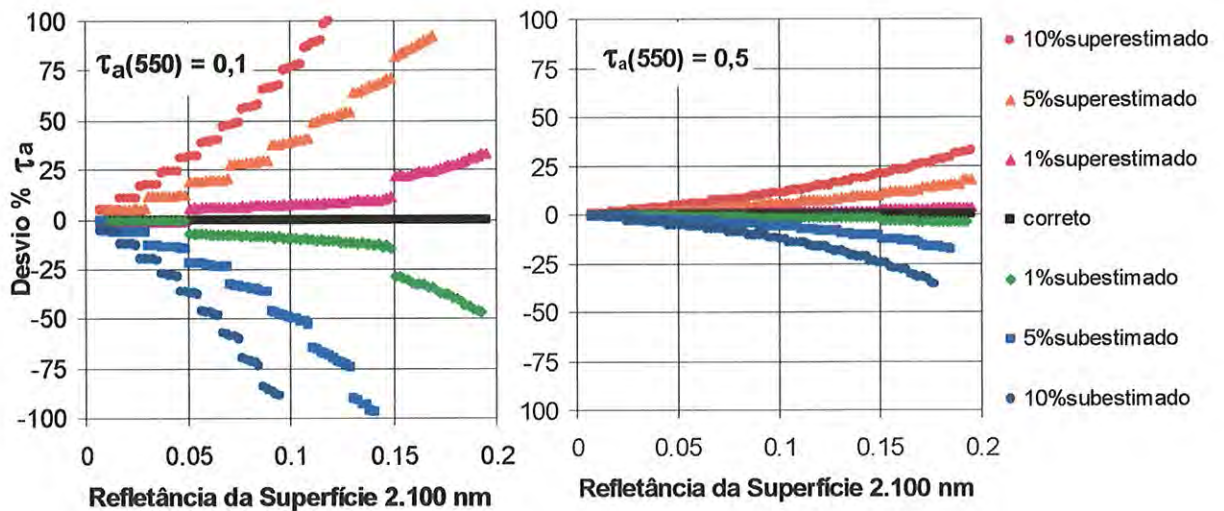


Figura VI-24: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando são considerados diferentes erros sistemáticos na determinação da refletância de superfície. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 no $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 no $\lambda=550$ nm

Uma incerteza na estimativa de qualquer uma destas variáveis estudadas (modelo de aerossol, refletância de superfície) gera desvios significativos na determinação da espessura óptica calculada pelo MODIS. A grande dificuldade é que estas variáveis não são, a priori, conhecidas e sim, estimadas. O que este trabalho propõe é uma melhoria na estimativa destas variáveis para minimizar a incerteza da espessura óptica obtida para a região em estudo.

VI.5.2. Outras variáveis de interesse

Neste item, é apresentada a sensibilidade da obtenção da τ_a com relação a diversas propriedades pré-estabelecidas para a determinação destas com o uso do MODIS. Com relação às propriedades da atmosfera, são verificadas, a seguir, as sensibilidades na determinação da τ_a , quanto ao conteúdo de vapor de água (QAP) e às concentrações de ozônio na coluna atmosférica.

- CONTEÚDO DE VAPOR DE ÁGUA (QAP)

Foram simuladas situações com diferentes conteúdos de vapor de água (QAP), mantendo-se as demais variáveis constantes. A Figura VI-25 apresenta os desvios obtidos para cada caso simulado, quando considerado um valor fixo de 1,5 cm de conteúdo de vapor de água. Na região de estudo, os valores típicos de conteúdo de vapor de água na coluna atmosférica variam de 1 a 2 cm, e os desvios percentuais na τ_a , por assumir 1,5 cm, podem

chegar a 30% positivos ou negativos. Verifica-se ainda que a sensibilidade na determinação da τ_a com relação a uma inadequada estimativa do QAP diminui, quanto maior for a espessura óptica em questão.

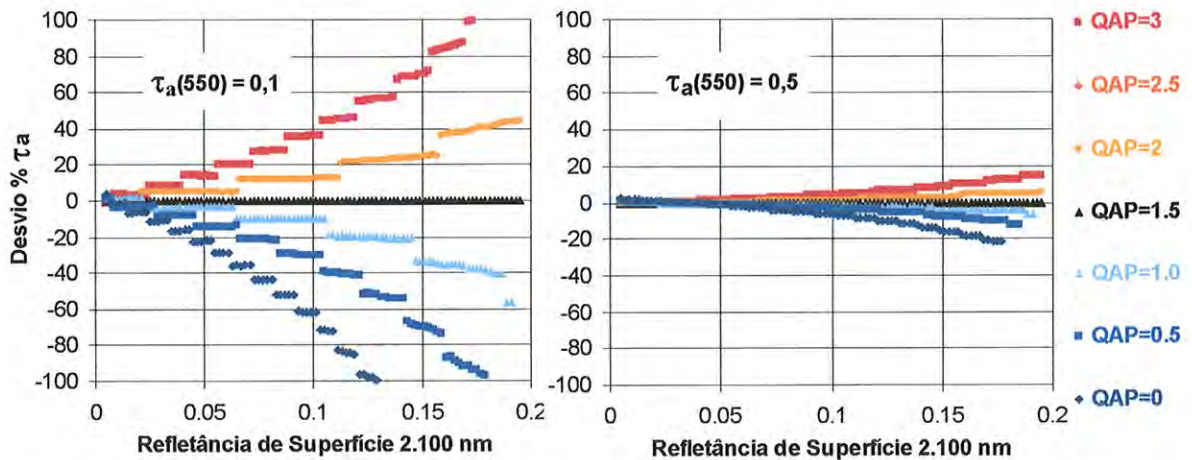


Figura VI-25: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um valor de conteúdo de vapor de água médio de 1,5 cm, ao invés dos diferentes valores de 0 a 3 cm simulados. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm.

O teste de sensibilidade mostra que considerar um valor médio de QAP para a região, que possui espessura óptica não muito elevada ($\tau_a(550) \sim 0,2$), pode gerar desvios na τ_a que variam em até 30%. Nota-se que subestimar o valor do QAP faz com que a espessura óptica seja superestimada. Considerar QAP=1,5 cm é uma boa aproximação inicial realizada neste trabalho, porém verifica-se que, para trabalhos futuros, a utilização de um valor mais exato desta variável, para o dia e a região de estudo, deve ser levada em conta. O sensor MODIS possui medidas de radiância (por exemplo em $\lambda=946$ nm) que podem ser utilizados para a determinação do conteúdo de vapor de água, para o dia e a região de estudo iterativamente, reduzindo-se desta forma as incertezas na determinação da τ_a por satélite.

- CONTEÚDO DA COLUNA DE OZÔNIO (O_3)

Na região de estudo, os valores típicos de ozônio na coluna atmosférica, no período, podem variar de 245 a 255 DU⁷, conforme base de dados climatológica. Medidas obtidas com o satélite TOMS (Corrêa, 2003), na região de São Paulo, mostram que a base de dados

⁷ A Unidade Dobson (DU) é utilizada para quantificar o conteúdo total de ozônio integrado na coluna atmosférica. Corresponde à altura que uma coluna de ozônio poderia ocupar, em unidades de centésimos de milímetro, a uma pressão e temperatura normal. ($1DU=10^{-3} \text{ atm cm}$) (www.iag.usp.br/master/didatico)

climatológica reproduz os valores medidos dentro de variações de 3%, ou seja, o conteúdo de ozônio apresenta elevada estabilidade e o valor utilizado é representativo da região. Foram simuladas situações com diferentes conteúdos de ozônio (O_3), mantendo-se as demais variáveis constantes. A Figura VI-26 apresenta os desvios obtidos para cada caso simulado (245, 250, 255 DU) em relação ao valor considerado de 253 DU, padrão do modelo tropical do SBDART de conteúdo de ozônio. Os desvios percentuais na τ_a , por assumir 253 DU em relação aos simulados, não chegam a mais do que 3% positivos ou negativos. Verifica-se ainda que a sensibilidade na determinação da τ_a , com relação a uma má estimativa do O_3 diminui quanto maior for a espessura óptica em questão.

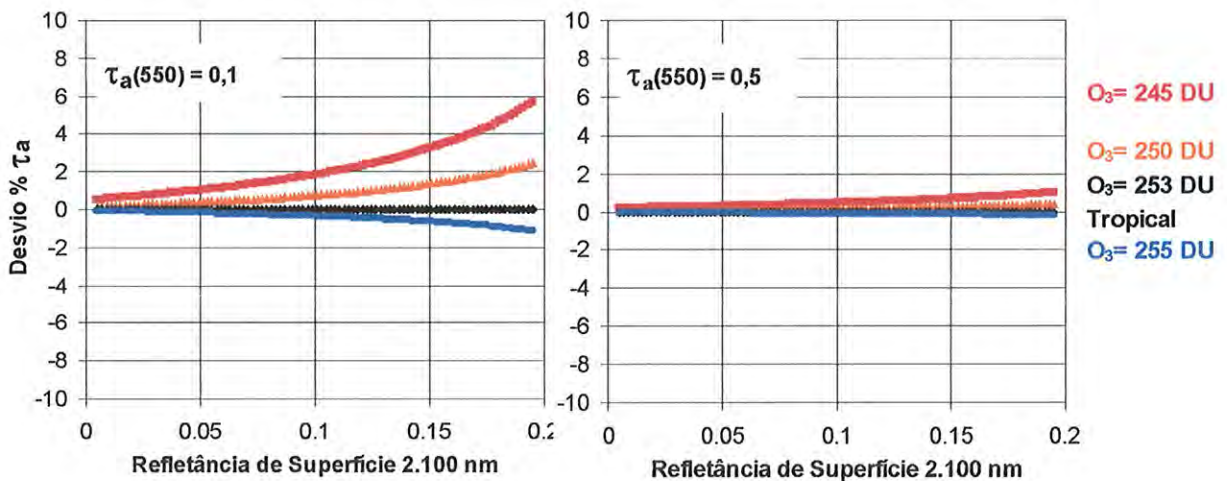


Figura VI-26: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um valor de conteúdo de ozônio na coluna atmosférica de 253 DU, ao invés dos diferentes valores de 245 a 255 DU simulados. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm.

Conclui-se, desta forma, que a correção atmosférica realizada com o valor padrão de ozônio do SBDART é bastante satisfatória, e os desvios percentuais que podem gerar na espessura óptica são suficientemente pequenos para que a aproximação seja bem aceita.

• FILTROS DOS CANAIS DO SENSOR MODIS

O teste de sensibilidade foi utilizado para se verificar o desvio na τ_a por se considerar um único comprimento de onda, fixado no valor médio do intervalo da banda espectral, ao invés do intervalo completo da banda espectral correspondente ao filtro do sensor MODIS. Os respectivos filtros utilizados para as bandas espectrais do sensor MODIS foram apresentados no item VI.2.4. Foi utilizado, para Banda1, o comprimento de onda médio de 650 nm e, para a

Banda7, o comprimento de onda médio de 2.110 nm. O teste de sensibilidade mostra na Figura VI-27, que assumir os cálculos da τ_a considerando-se um canal estreito em torno do valor médio, não gera desvios na τ_a maiores do que 5%, para τ_a da ordem de 0,1. Para τ_a maiores, este desvio diminui para menos de 1%.

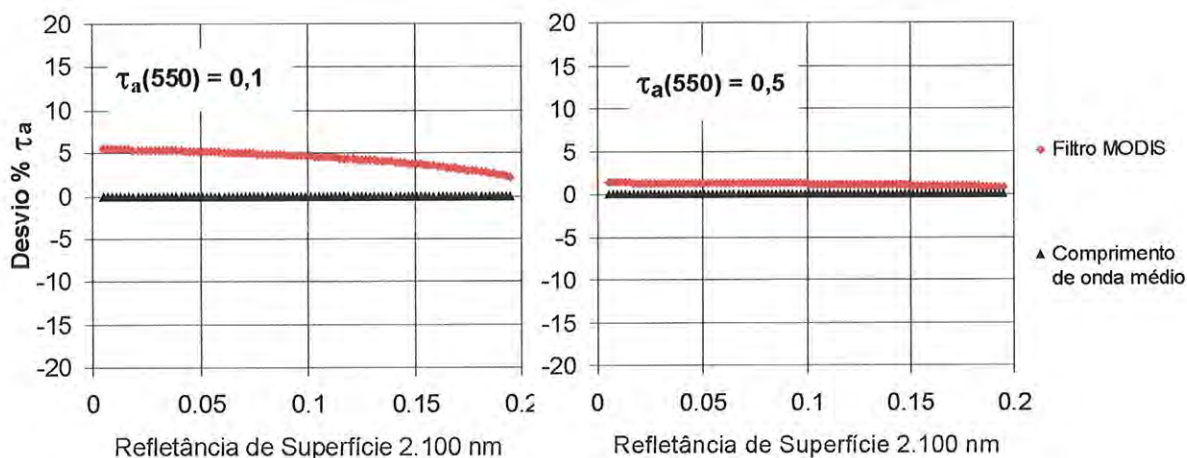


Figura VI-27: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um único valor de λ , ao invés do intervalo da banda espectral do filtro do MODIS. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm.

A opção, por esta simplificação, além de não interferir nos resultados finais, propicia uma redução no tempo de processamento dos cálculos das equações de base para a obtenção da τ_a com o MODIS. Nenhum outro filtro padrão (gaussiano ou triangular) foi capaz de reproduzir de forma satisfatória os resultados de τ_a .

- GEOMETRIA SOLAR E DO SENSOR

O teste de sensibilidade a seguir mostra o desvio associado à determinação da τ_a , devido à aproximação realizada com relação à geometria solar e do sensor para cada dia de estudo. Devido à área definida para o cálculo da τ_a ser pequena, optou-se por utilizar um modelo baseado na geometria média do sensor e do Sol, ao invés de um modelo para cada pixel da imagem.

O ângulo solar zenital em uma imagem pode variar, no máximo, de um grau na região delimitada para estudo. A Figura VI-28 apresenta o desvio que a τ_a pode sofrer quando se utiliza uma aproximação de um ângulo solar médio para toda a área de estudo, onde foi

considerado o ângulo zenital do sensor fixo (14°) e ângulo azimutal relativo ($\phi = 70^\circ$). Verifica-se que o desvio na τ_a , por se considerar um ângulo solar médio em toda a região de estudo, é suficientemente pequeno para que a aproximação seja realizada sem comprometimento na obtenção da τ_a e ganho em tempo de processamento.

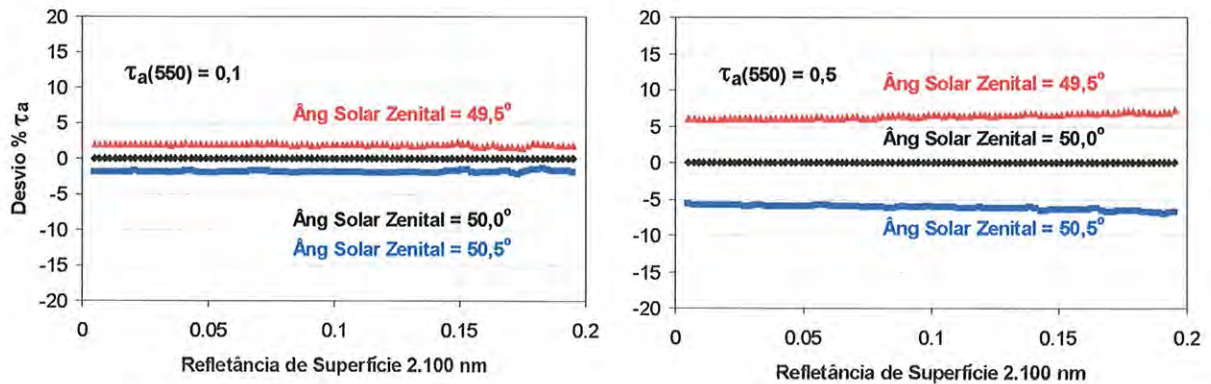


Figura VI-28: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um ângulo solar médio igual a 50° e uma variação de $49,5^\circ$ a $50,5^\circ$ em toda a área de estudo. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda = 550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda = 550$ nm.

Foi verificada a sensibilidade da τ_a em utilizar um ângulo zenital médio do sensor para toda a área de estudo. Dentre os dias analisados, o ângulo zenital do sensor foi de $2,5^\circ \pm 2,5^\circ$, $14^\circ \pm 3,5^\circ$ e $25^\circ \pm 3,5^\circ$ (valor médio da região \pm máxima variação entre os pixels da região de estudo). A Figura VI-29 apresenta o desvio percentual na τ_a por utilizar um ângulo zenital médio ($2,5^\circ$) para toda a região de estudo, mantendo-se fixo um ângulo solar zenital de 50° e azimutal relativo de 70° . Verifica-se que os desvios percentuais na τ_a não chegam a mais do que 3%, nem para os valores mínimos e máximos do ângulo zenital do sensor na região de estudo. Para espessuras ópticas maiores, a sensibilidade à aproximação estipulada é menor ainda. Resultados semelhantes foram obtidos, realizando-se o mesmo procedimento, para os demais valores do ângulo zenital do sensor ($14^\circ \pm 3,5^\circ$ e $25^\circ \pm 3,5^\circ$).

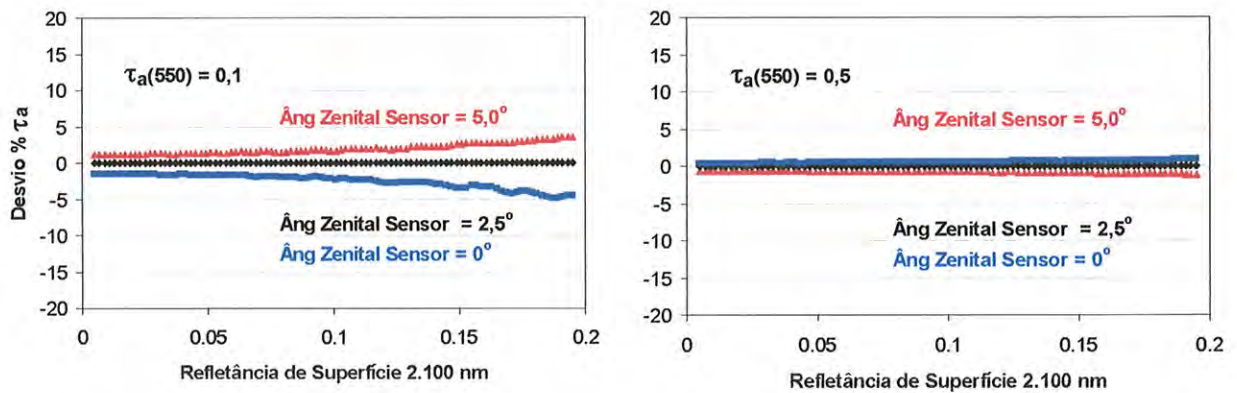


Figura VI-29: Teste de sensibilidade na determinação da τ_a em função da refletância de superfície em 2.100 nm. Apresenta o desvio percentual na τ_a quando considerado um ângulo zenital do sensor médio igual a 2,5° e uma variação de 0° a 5°, em toda a área de estudo. (a) Simulação realizada com espessura óptica de 0,1 em $\lambda=550$ nm; (b) Simulação realizada com espessura óptica de 0,5 em $\lambda=550$ nm.

Um teste semelhante foi realizado para o ângulo azimutal em torno de 70° e 120° e desvios menores do que 3% foram observados. Desta forma, os prejuízos em se assumir uma geometria média, para a área em estudo, mostraram-se suficientemente pequenos frente à simplificação no cálculo de espessura óptica via satélite, desenvolvido neste trabalho.

VII. RESULTADOS – PRODUTO DE ESPESSURA ÓPTICA OBTIDO COM O MODIS COM RESOLUÇÃO DE 1X1 KM

VII.1. Validação do produto de espessura óptica obtido com o MODIS com resolução 1x1 km

Neste item, são discutidos os resultados da validação dos produtos de espessura óptica, obtidos com as refletâncias do MODIS com resolução de 1x1 km (MOD21km e MYD21km, para as plataformas TERRA e AQUA respectivamente), que foram comparados com as medidas de espessura óptica, obtidas com radiômetros solares de superfície (CIMEL, MicrotopsII).

A validação dos produtos operacionais de aerossóis do MODIS, pela NASA, é realizada de duas maneiras. Uma delas é a realização de campanhas de validação intensivas em regiões de interesse por todo o globo terrestre. Estas campanhas envolvem medidas de caracterização dos aerossóis (química e física (morfologia, tamanho e propriedades ópticas)), com medidas *in situ* e por sensoriamento remoto, na superfície e no perfil vertical atmosférico com aviões. Algumas das grandes campanhas já realizadas são: CLAMS – *Cheasapeake Lighthouse and Aircraft Measurements* (Costa leste dos Estados Unidos de julho a agosto de 2001) (Smith et al., 2001, Castanho et al., 2005); SAFARI – *Southern African Regional Science Initiative* (África do Sul de agosto a setembro de 2000) (Swap et al., 2002, Ichoku et al., 2003); PRIDE - *Puerto Rico Dust Experiment* (experimento sobre o transporte de poeira do deserto do Sahara para a América Central, Porto Rico de junho a julho de 2000) (Reide et al., 2002, 2003, Levy et al., 2003, Colarco et al., 2003) e outras. Resultados destas validações podem ser encontrados nas respectivas publicações citadas. Uma segunda maneira amplamente utilizada é a validação por comparação direta entre os produtos obtidos com o satélite e os obtidos com radiômetros solares de superfície, distribuídos globalmente (rede de radiômetros automáticos, AEORNET). Ichoku et al., 2002a; b descrevem em detalhes a metodologia utilizada para a validação dos produtos do satélite por comparação com os fotômetros solares de superfície. Nesta mesma edição, Chu et al., 2002, e Remer et al., 2002, descrevem os resultados da validação de espessura óptica, sobre terra e sobre oceano respectivamente. Com relação à validação sobre a superfície terrestre (Chu, et al., 2002 e Ichoku et al., 2002a), na média de todas as estações em todo o globo, em períodos diferentes, o coeficiente de correlação (R^2) varia de 0,5 a 0,7, a inclinação do ajuste fica em média abaixo de 1 (0,7 , 0,8) com coeficiente linear em torno de 0,05, para o comprimento de onda

(650 nm). Entretanto, a análise individual de algumas regiões ou épocas do ano mostram comportamentos diferentes, indicando a particularidade da obtenção da espessura óptica nas diferentes regiões. Os autores apontam que os maiores erros na determinação da espessura óptica estão centrados nas incertezas das determinações das refletâncias de superfície, como coberturas de neve /gelo e superfícies de água, nos modelos de aerossol, e nas contaminações por pixels com nuvens.

Para a validação dos produtos de espessura óptica, foram utilizadas informações de uma campanha de medidas intensivas realizadas por 3 meses em 2003, desenhada especificamente com este objetivo. Foram também utilizadas, na validação, medidas de espessura óptica obtidas com o CIMEL nos anos de 2002 a 2004, sempre no período de maio a agosto. Na campanha de validação em 2003 foi organizada uma rede de radiômetros em 6 locais da cidade, com medidas durante todos os dias das 8 às 17 horas, com intervalos de medidas com alta resolução temporal (intervalos de 5 minutos), em torno dos horários das passagens dos satélites. Foram utilizados 5 radiômetros solares manuais (MICROTOPS II) e um radiômetro automático CIMEL, da rede de radiômetros AERONET.

A seleção dos dias próprios para a validação foi realizada conforme descrito neste parágrafo. Foram classificadas todas as posições angulares do Sol e do sensor para todos os dias. Para evitar a baixa resolução nas bordas de uma imagem do MODIS, foram analisados, apenas os dias em que o sensor passou com menos de 30 graus (ângulo zenital) sobre o centro da região de estudo. No conjunto de dias mais favoráveis foram selecionados casos totalmente livres de nuvens sobre toda a região metropolitana de São Paulo. Os dias sem nuvens foram identificados com base na máscara de nuvens do próprio MODIS e nas imagens do visível sobre a região, excluindo qualquer possibilidade de nuvens. Para todo o período considerando os dados do satélite TERRA e do AQUA, obteve-se um total de 75 casos para validação.

Para validação do produto de espessuras ópticas com resolução de 1x1 km, foram tomadas médias espaciais dentro de uma área de 10x10 km em torno de cada local de validação. Estas espessuras ópticas médias foram comparadas com médias de 30 minutos das medidas obtidas com os radiômetros solares de superfície, em torno do horário da passagem dos satélites. A diferença existente entre a medida com o MODIS, que obtém uma resolução espacial de 1x1 km, e a medida com o radiômetro, que obtém uma resolução temporal de 5 minutos, não permite a comparação direta entre medidas individuais. Os principais motivos são discutidos por Ichoku et al., 2002a, que discute o fato de que a medida do MODIS representa uma média de τ_a em uma área e não pode, a princípio, ser totalmente representada

por uma única medida pontual. Mesmo sendo a área observada a menor possível, os ângulos de visada são diferentes e, portanto, representam colunas atmosféricas diferentes. Este procedimento é realizado na validação de τ_a para se ter uma melhor estatística espacial para os resultados do satélite, comparado com uma melhor estatística temporal dos resultados dos radiômetros. Um outro aspecto também abordado é que, uma vez que a atmosfera está em constante movimento, uma massa de ar, medida pelo MODIS em uma determinada área, será quantificada pelo radiômetro durante certo intervalo de tempo (Ichoku et al., 2002a).

Utilizando a metodologia de obtenção de espessura óptica com o MODIS descrita neste trabalho, foram geradas as espessuras ópticas com resolução de 1x1 km para cada um dos dias selecionados, tanto nos horários da passagem do satélite TERRA, quanto do AQUA. Todos os resultados de espessura óptica apresentados daqui em diante correspondem ao comprimento de onda de 550 nm.

Primeiramente será apresentada a validação das espessuras ópticas, obtidas operacionalmente pela NASA com o MODIS, que possui resolução espacial de 10x10 km. Para a validação, é utilizada a média de espessura óptica em uma área de 50x50 km, centrada espacialmente na localização do radiômetro de São Paulo. Este produto, com médias de 50 km foi obtido do site (http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD04_L2/validation.html) de validação da NASA para os correspondentes dias estudados neste trabalho. A comparação é realizada com as médias de 60 minutos dos dados do radiômetro em torno do horário da passagem do MODIS, apresentada na Figura VII-1(a). Observa-se, nesta figura, que a validação da τ_a operacional do MODIS, para São Paulo, subestima os valores de espessura óptica, quando estes são $> 0,1$, e superestima, quando menores do que 0,1. Ou seja, o ajuste linear da comparação entre os dois instrumentos resulta em uma inclinação da regressão linear de 0,38 e coeficiente linear de 0,05.

A Figura VII-1(b) apresenta o resultado da comparação entre τ_a calculada com resolução de 1km com o algoritmo descrito neste trabalho (em médias de 10x10 km em torno dos sites de validação), com medidas obtidas com os radiômetros CIMEL e MICROTOPSII (médias de 30 minutos). Este cálculo de τ_a foi realizado utilizando-se o mesmo modelo de aerossol (modelo urbano) do algoritmo da NASA e a mesma definição da determinação da refletância de superfície $\rho_{SUP}(650)=\rho_{SUP}(2100) * 0,50$.

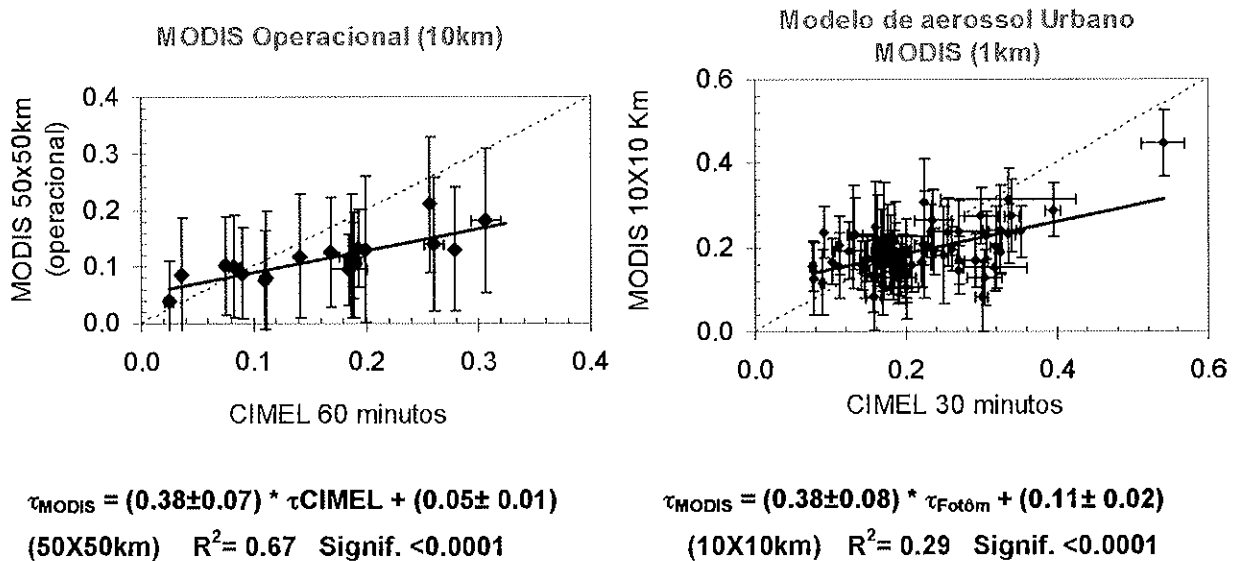


Figura VII-1 (a) Espessura óptica (τ_a (550nm), resolução 10x10 km), obtida operacionalmente pela NASA, com o sensor MODIS, em médias de 50x50 km, comparada com medidas obtidas com o radiômetro CIMEL da AERONET (média de 60 minutos), (b) Espessura óptica (τ_a (550nm), resolução 1x1 km) obtida com o algoritmo deste trabalho, com médias de 10x10 km, utilizando o mesmo modelo urbano de aerossol utilizado pela NASA, comparada com medidas obtidas com o radiômetro CIMEL e MICROTOPSII (média de 30 minutos). Os valores correspondem médias tomadas em torno do radiômetro (CIMEL), localizado em São Paulo, e nos sites de validação, com MICROTOPSII. São indicadas as regressões lineares (linha cheia) e as correspondentes equações na base do gráfico, com o coeficiente de correlação quadrado e a significância do ajuste.

Como resultado da comparação da Figura VII-1(b), é observada uma mesma inclinação da curva ajustada (0,38) e um coeficiente linear mais elevado (0,11), quando comparado com o resultado de validação do produto operacional do MODIS. Isto indica que o algoritmo desenvolvido neste trabalho (com todas as aproximações e código de transferência radiativa utilizado) recupera, de forma bastante consistente, o que o algoritmo operacional obtém, porém nota-se desde já um deslocamento constante (0,11) dos resultados de espessura óptica com 1x1 km de resolução, do novo algoritmo.

A Figura VII-2 apresenta os resultados da comparação entre as espessuras ópticas médias (10km) obtidas com o MODIS, com o novo algoritmo, considerando um modelo de aerossol local médio (Modelo3), em relação as espessuras ópticas obtidas com os fotômetros em superfície. Na Figura VII-2(a), a refletância de superfície foi estimada conforme a relação utilizada operacionalmente pelo MODIS ($\rho_{\text{SUP}}(650) = \rho_{\text{SUP}}(2.110) * 0,5$), e na Figura VII-2(b), a refletância de superfície foi estimada com um fator ($\rho_{\text{SUP}}(650) = \rho_{\text{SUP}}(2.110) * 0,55$), definido neste trabalho. Apesar do modelo de aerossol representar o valor médio local, a correlação

entre τ_a calculada e a obtida pelos radiômetros, piorou. Na análise das propriedades da refletância da superfície da região, observou-se, entretanto, que os fatores para a razão entre a refletância da superfície entre o vermelho e o infravermelho eram maiores do que 0,5. Com um fator 0,55, entre as refletâncias de superfície, obtém-se um melhor resultado na validação, como mostrado na Figura VII-2(b). A inclinação da reta passou a ser (0,7), o coeficiente linear passou a ser 0,18 e a correlação de 0,3, praticamente a mesma sob as condições do algoritmo do MODIS.

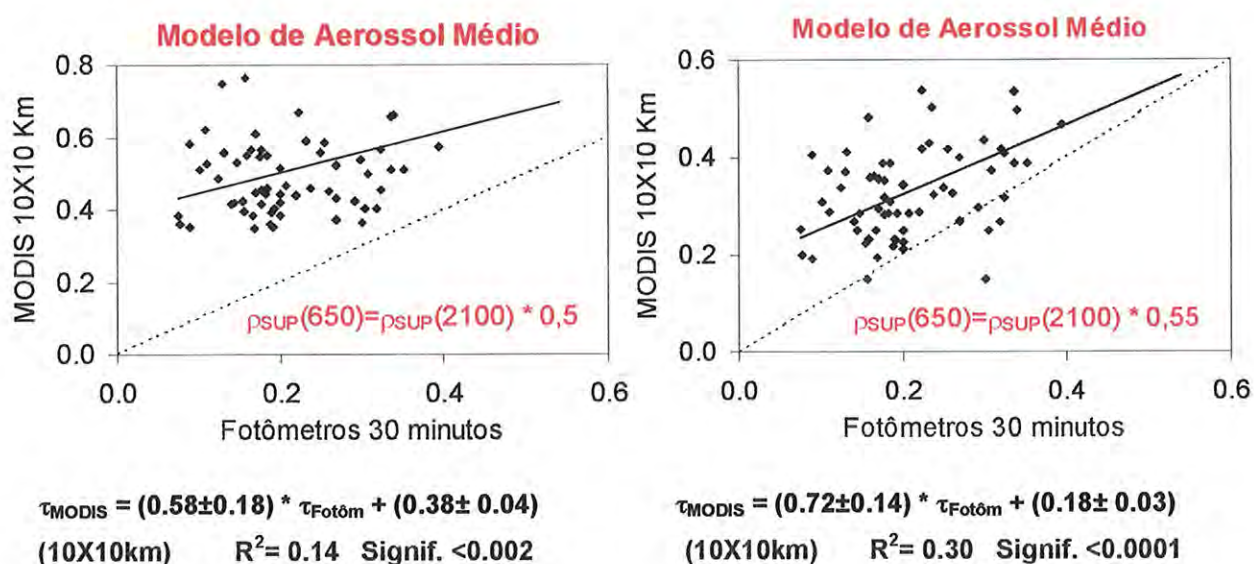


Figura VII-2: Espessura óptica ($\tau_a(550nm)$ com resolução de 1x1 km) obtida com o algoritmo deste trabalho e comparado com medidas obtidas com o radiômetro CIMEL e MICROTOPSII (média de 30 minutos). Os valores correspondem às médias de 10x10 km tomadas em torno do radiômetro (CIMEL) localizado em São Paulo, e nos sites de validação com MICROTOPSII. Utilizando o modelo médio de aerossol identificado para a região (Modelo3). Utilizando-se a refletância de superfície (a) $\rho_{SUP}(650)=\rho_{SUP}(2100) * 0,50$; (b) $\rho_{SUP}(650)=\rho_{SUP}(2100) * 0,55$. São indicadas as regressões lineares (linha cheia) e as correspondentes equações na base do gráfico, com o coeficiente de correlação quadrado e a significância do ajuste.

Mesmo utilizando um modelo médio medido definido localmente, os resultados da validação não apresentaram uma melhora significativa com relação ao modelo padrão utilizado operacionalmente no MODIS. Na análise de sensibilidade, foi verificado que uma má estimativa do modelo de aerossol, mesmo com relação aos valores médios obtidos na região de São Paulo, poderia causar desvios na obtenção da τ_a da ordem de 60%. Este desvio é suficientemente elevado para contribuir para qualidade insatisfatória do ajuste da Figura VII-2(b). Buscando uma melhoria na estimativa do modelo de aerossol, foi desenvolvida uma metodologia neste trabalho que aprimorasse o produto de τ_a , utilizando-se a refletância

crítica. Aplicando-se os modelos dinâmicos de aerossol foi obtido, um melhor ajuste na validação do produto de τ_a . A Figura VII-3, apresenta o resultado da comparação de espessuras ópticas calculadas, com resolução de 1km com o MODIS com o algoritmo desenvolvido neste trabalho, em relação às espessuras ópticas obtidas com os radiômetros solares de superfície, utilizando o modelo dinâmico de aerossóis, e obtenção da refletância de superfície conforme a relação $\rho_{SUP}(650) = \rho_{SUP}(2100) * 0,55$.

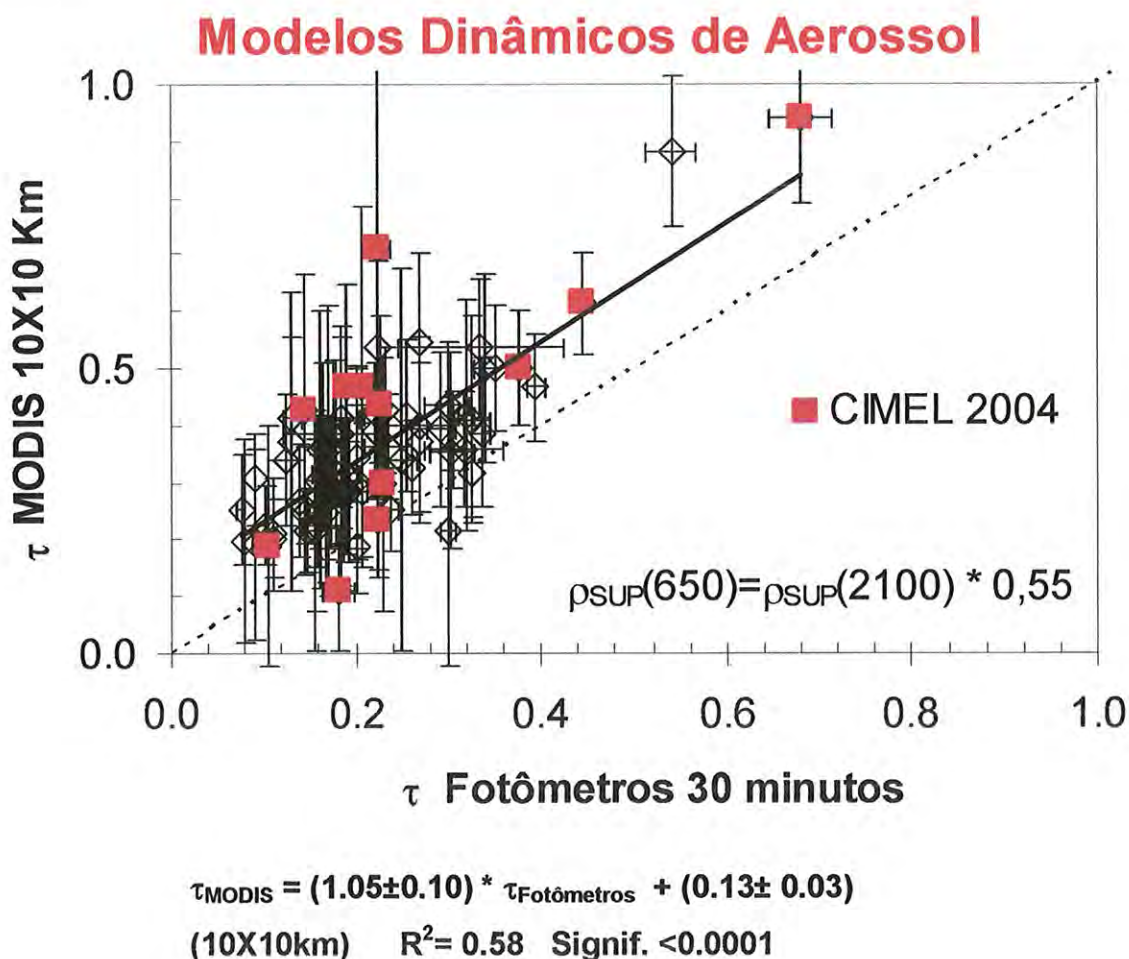


Figura VII-3: Espessura óptica (τ_a (550nm) com resolução 1x1 km) obtida com o algoritmo deste trabalho, comparado com medidas obtidas com o radiômetro CIMEL e MICROTOSPII (média de 30 minutos). Os valores correspondem às médias de 10x10 km, tomadas em torno do radiômetro (CIMEL), e nos sites de validação com MICROTOSPII, localizados em São Paulo. Foi utilizada a identificação automática dos modelos dinâmicos de aerossol para a região (Modelo 1 ao 5), com o método da refletância crítica. A refletância de superfície foi obtida através da relação $\rho_{SUP}(650) = \rho_{SUP}(2100) * 0,55$. A regressão linear (linha cheia) é indicada no gráfico e a correspondente equação, na base do gráfico, com o coeficiente de correlação quadrado e a significância do ajuste. Foram incluídas espessuras ópticas obtidas para alguns dias de 2004 com o satélite TERRA.

O coeficiente de correlação obtido foi de 0,58, o que representa uma melhora significativa com relação ao valor de 0,29 que havia sido obtido com o modelo de aerossol e superfície originais do algoritmo do MODIS (Figura VII-1(b)), ou mesmo com o uso do modelo médio de aerossol para a região, Figura VII-2(b). Além do aumento na correlação, observa-se uma significativa melhora na inclinação do ajuste, em torno de 1. Já, com relação ao coeficiente linear, observa-se um valor significativamente diferente de zero (0,13), fazendo com que as espessuras ópticas calculadas a partir do satélite sejam sistematicamente maiores do que as obtidas com os radiômetros de superfície.

Como um deslocamento no ajuste vem sendo observado desde a comparação da Figura VII-1(b), isto indica que o algoritmo utilizado, neste trabalho, independentemente do modelo de aerossol ou refletância de superfície, vem sistematicamente superestimando a espessura óptica obtida com um termo constante. Um fator possível, que justifique isto, pode ser a correção da atmosfera utilizada. A não inclusão de efeitos do aerossol da moda grossa na correção da atmosfera no comprimento de 2.110 nm pode também ser uma fonte de erro nos cálculos da τ_a obtidos (comunicação pessoal, Martins 2004).

Com relação ao conteúdo de vapor de água, pode ser utilizado o próprio produto do MODIS para realimentar o algoritmo de τ_a (King et al., 2003; Kaufman e Gao, 1992), outra alternativa seria calcular QAP utilizando-se os comprimentos de onda de absorção do vapor de água (0,936; 0,940 e 0,905), que o MODIS também possui. O cálculo do conteúdo de vapor de água por satélite é muito bem explicado no artigo de Gao, 2003. Fica, desta forma, para trabalhos posteriores, a inclusão de um algoritmo para o cálculo iterativo do conteúdo de vapor de água, com melhor resolução temporal e espacial.

A seguir são apresentadas as comparações entre as espessuras ópticas calculadas a partir do MODIS com resolução de 1x1 km e as obtidas com os fotômetros à superfície, em cada um dos sites de validação, isoladamente. Os sites que apresentaram significância na comparação acima de 0,001, principalmente devido à maior quantidade de medidas, foram os do radiômetro automático CIMEL localizado na USP e do fotômetro manual Microtops II localizado no IAG, no Parque do Estado. A Figura VII-4 apresenta a comparação obtida em cada um destes sites, utilizando-se um modelo médio de aerossol e depois utilizando-se o modelo dinâmico de aerossol. Nota-se uma grande melhoria na correlação dos dados, quando utilizado o novo algoritmo, com melhor adequação do modelo de aerossol, para ambos os locais de validação (USP com um modelo médio $R^2=0,29$ para $R^2=0,57$ utilizando-se o modelo dinâmico e respectivamente para o site do IAG de $R^2=0,39$ para $R^2=0,62$). O

coeficiente angular do ajuste permanece em torno de 1 e o coeficiente linear de 0,1, o que mostra a consistência da metodologia independentemente da região de estudo.

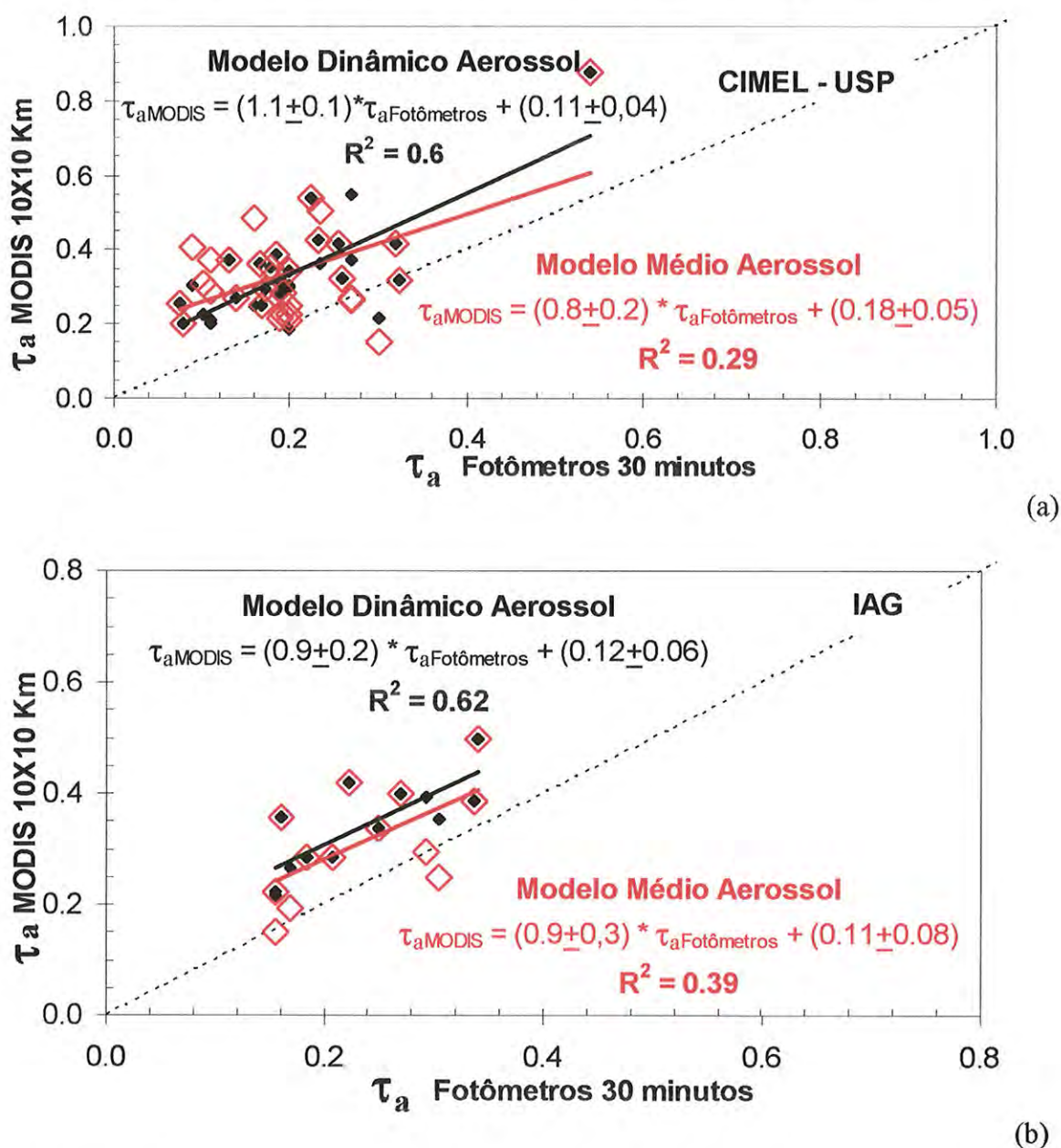


Figura VII-4: Espessura óptica (τ_a (550nm) com resolução 1x1 km) obtida com o algoritmo desenvolvido neste trabalho, comparado com medidas obtidas com o fotômetro de superfície (média de 30 minutos) (a) CIMEL, localizado na USP, e (b) MICROTOPSISII, localizado no IAG. Os valores correspondem às médias de 10x10 km tomadas em torno de cada um dos sites analisados. Os pontos vazios em vermelho representam os resultados, utilizando o modelo médio de aerossol (Modelo3). Os pontos cheios em preto representam os resultados, utilizando a metodologia desenvolvida de identificação dos modelos dinâmicos de aerossol para a região (Modelo 1 ao 5). A refletância de superfície foi obtida através da relação $\rho_{SUP}(650) = \rho_{SUP}(2100) * 0,55$. As equações das correspondentes regressões lineares são apresentadas e possuem significâncias menores do que 0,001.

Incluindo-se a metodologia da refletância crítica para a identificação interativa do modelo de aerossol mais apropriado, obteve-se uma melhora significativa na correlação entre as espessuras ópticas obtidas pelo satélite e pelo radiômetro de superfície. Com a metodologia de obtenção de espessura óptica desenvolvida neste trabalho, a validação do produto de 1x1 km apresentou resultados bastante promissores, que motivam estudos futuros de melhorias do produto. A melhora na determinação do modelo de aerossol, desenvolvido neste trabalho, mostrou-se determinante para os bons resultados obtidos na validação das espessuras ópticas com o satélite.

VII.2. Estudo de casos com os produtos de espessura óptica com resolução espacial de 1x1 km

Neste item, são apresentados os produtos de espessura óptica com resolução de 1x1 km obtidos. Dois estudos de casos são apresentados e verificam a versatilidade da metodologia desenvolvida para a obtenção de espessura óptica com resolução de 1x1 km com o sensor MODIS. As figuras do APÊNDICE – A apresentam uma amostra, de alguns dias, de mapas com a distribuição espacial de espessura óptica no comprimento de onda de 550 nm, com resolução de 1x1 km, obtido neste trabalho sobre a região metropolitana de São Paulo, utilizando-se os modelos dinâmicos de aerossol. Os dias 25 de maio de 2003 e 06 de agosto de 2004, são alguns exemplos de dias que apresentaram baixos valores de espessuras ópticas. Observa-se nas imagens (no sentido da cor azul, menor são os valores de $\tau_a(550)$) que, na grande parte da região metropolitana, os máximos destes dias chegam a 0,2. No fotômetro de superfície, foram obtidos baixos valores em torno de 0,02, 0,09 no Instituto de Física, em cada um dos dias respectivamente. O dia 25 de maio de 2003 apresenta alguns pixels saturados que podem estar representando contaminações por nuvens. A inclusão de um algoritmo rigoroso de mascara de nuvens, com alta resolução, seria importante para o refinamento final destes produtos. Como um exemplo, no dia 30 de julho de 2003, a faixa em branco (no mapa de $\tau_a(550)$) representa pixels extraídos, devido à presença de nuvens, o que mostra que as condições de contorno deste algoritmo são suficientes para descartar regiões com nuvens de alta densidade, ou mais refletoras. As regiões em branco, na parte central inferior da imagem, representam a mascara das represas (onde foram limitadas as refletâncias $< 0,048$ no comprimento de onda de 2.100 nm, evitando-se os corpos de água).

Os dias 01, 10, 17, 19, 28 de junho, 03, 05 de julho de 2003 e 01 de agosto de 2004 apresentam alguns exemplos de espessura óptica mais elevadas que os anteriores com distribuição espacial particular a cada um deles. No dia 28 de junho, por exemplo, observa-se

além da pluma central, uma intensificação da pluma sobre o grande ABC; no dia 03 de julho de 2003, observa-se uma intensificação maior da pluma sobre a região de Osasco; no dia 01 de agosto de 2004 elevados valores são também observados na região de Guarulhos. Verificações de correlação dos valores de espessura óptica com concentrações de superfícies são propostas para trabalhos futuros. Este tipo de comparação deve oferecer resultados promissores, em dias onde não ocorre o transporte de longa distância, uma vez que estes ocorrem em altitude elevada e não influenciam nas concentrações medidas em superfície. Os dias 21 e 23 de setembro são alguns exemplos de influência do transporte de longa distância de aerossóis provenientes de queima de biomassa na Amazônia. Nestes casos, logo se nota a influência da pluma sobre toda a região e não apenas somente sobre a região urbanizada.

VII.2.1. ‘Estudo de caso de um sistema de bloqueio e sua influência sobre a poluição do ar na RMSP’ (APÊNDICE - G) e a aplicação do produto de espessura óptica com resolução de 1x1 km - Discussão do trabalho publicado nos anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia

Neste item, é apresentada a distribuição espacial de espessura óptica com resolução de 1x1 km sobre São Paulo. O dia, em particular escolhido para a representação da τ_a , é o de um estudo de caso onde a região metropolitana esteve sob uma condição sinótica de bloqueio. As características desse dia são detalhadas e apresentadas no APÊNDICE-G.

No período de 22 a 26 de agosto de 2000, a região metropolitana de São Paulo esteve sob a influência de um sistema de bloqueio formado no Oceano Pacífico Sul. O sistema se caracteriza pela alteração do padrão de escoamento atmosférico, que é predominantemente zonal, para um deslocamento meridional. Esta alteração age como obstrução (bloqueio) ao deslocamento dos transientes atmosféricos que tenderiam a fluir zonalmente. O sistema, para se caracterizar como bloqueio, deve permanecer estacionário por no mínimo seis dias. A presença do bloqueio em uma região e sua característica persistente se reflete em alterações nos padrões de circulação, mesmo em regiões remotas à posição do bloqueio. Podem causar anomalias positivas de precipitação, em algumas regiões, e secas em outras, durante o período em que o bloqueio atua.

A presença do bloqueio, neste período, esteve relacionada ao posicionamento e intensidade da Alta Pressão Subtropical do Atlântico Sul, que exerceu forte influência sobre a região SE do Brasil, e com a estagnação da frente fria sobre a região sul. A ação do sistema de alta pressão sobre a região SE favoreceu a ocorrência de dias sem nuvens com grande amplitude térmica e baixa umidade relativa e noites com intensas inversões térmicas

associadas a movimentos de subsidência. Estas condições foram desfavoráveis à dispersão de poluentes na região, o que se refletiu nas elevadas concentrações de poluentes no período.

A Figura VII-5 apresenta a série temporal de concentrações de material particulado inalável no mês de agosto de 2000⁸. O período de 22 a 26 de agosto de 2000 se destaca pelas elevadas concentrações máximas ($250 \mu\text{g m}^{-3}$) e mínimas ($25 \mu\text{g m}^{-3}$) e seu caráter persistente por todo o período. Apresenta ainda um perfil de concentrações durante o ciclo diurno bastante característico, com máximos durante a madrugada (até 11 horas da manhã no horário local), devido às intensas inversões térmicas freqüentes no período de inverno na região e mínimos de concentração durante o dia (em torno das 3 horas da tarde) (CETESB, 2003, Castanho e Artaxo, 2001).

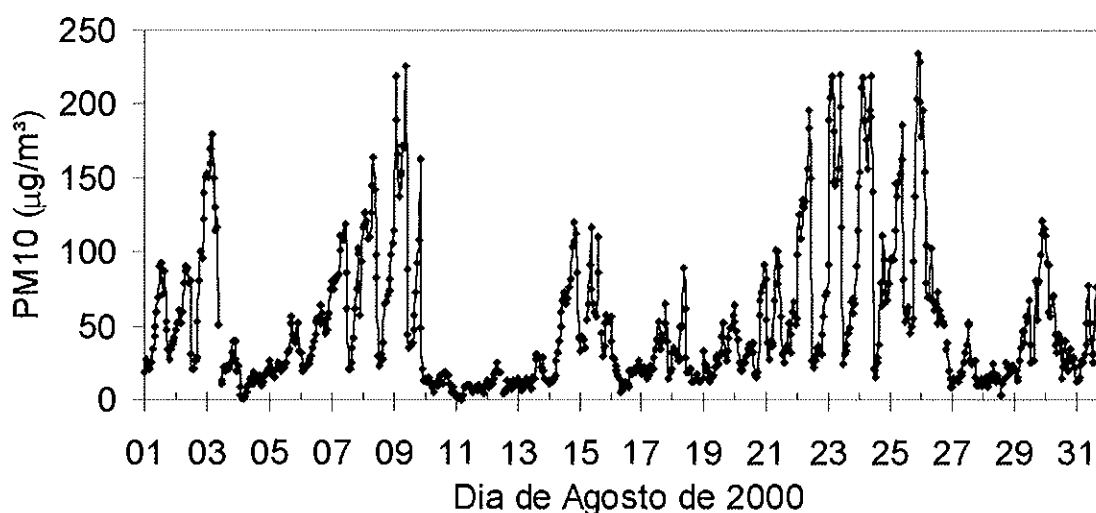


Figura VII-5: Série Temporal das concentrações de Material Particulado Inalável (PM10), do período de agosto de 2000, obtida pelo monitor TEOM, no Instituto de Física da USP, Cidade Universitária.

A imagem de τ_a (550) com resolução de 1×1 km, sobre a região metropolitana de São Paulo, é apresentada na Figura VII-6. Representa a distribuição espacial de espessura óptica em torno das 10 horas e 30 minutos da manhã. As estações de monitoramento da CETESB apresentam, para o mesmo dia, elevadas concentrações de poluentes que variaram em médias de 1 hora de 80 a $180 \mu\text{g m}^{-3}$.

⁸ Os resultados das medidas de concentração de material particulado inalável (PM₁₀) foram obtidos com monitor TEOM série 1400^a da Rupprecht & Patashnick Inc. (Tapered Oscillating Monitor) com resolução temporal de 10 minutos. O local de amostragem foi o Instituto de Física da Universidade de São Paulo localizado na Cidade Universitária, a oeste do centro de São Paulo.

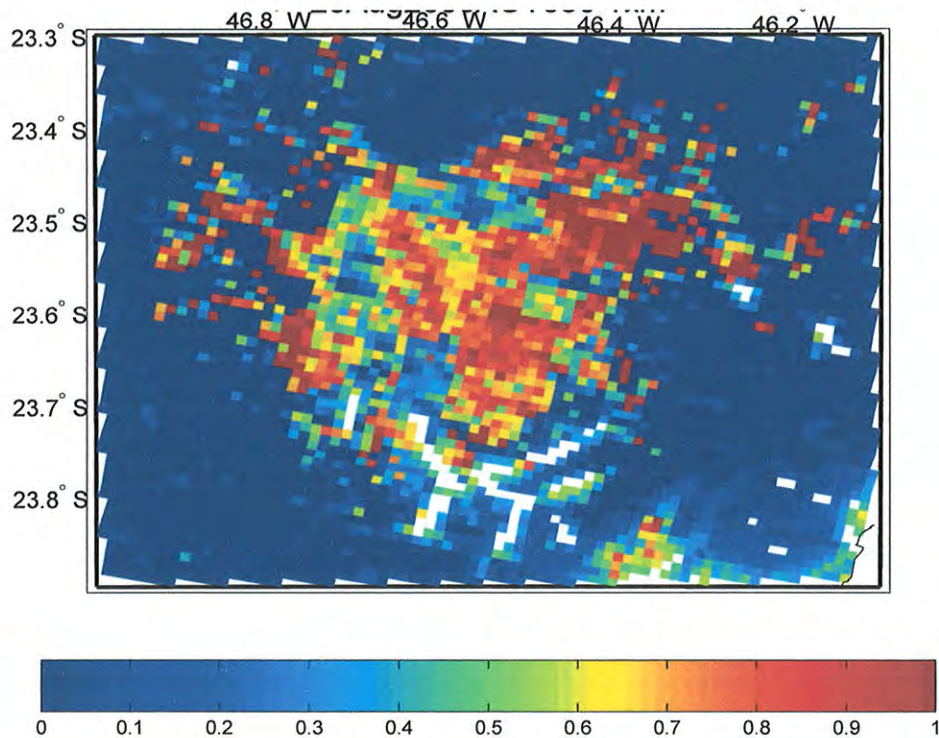


Figura VII-6: Imagem de espessura óptica sobre a região metropolitana de São Paulo para o dia 22 de agosto de 2000, às 10h30min, com resolução de 1x1 km, obtidos neste trabalho. A barra de cores indica τ_a (550 nm) de zero (azul) a 1 (vermelho).

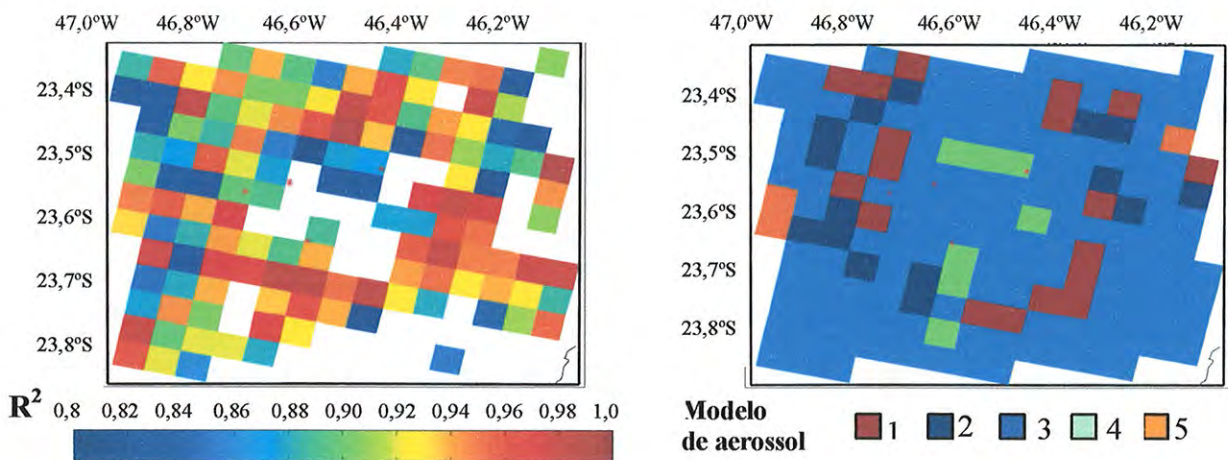
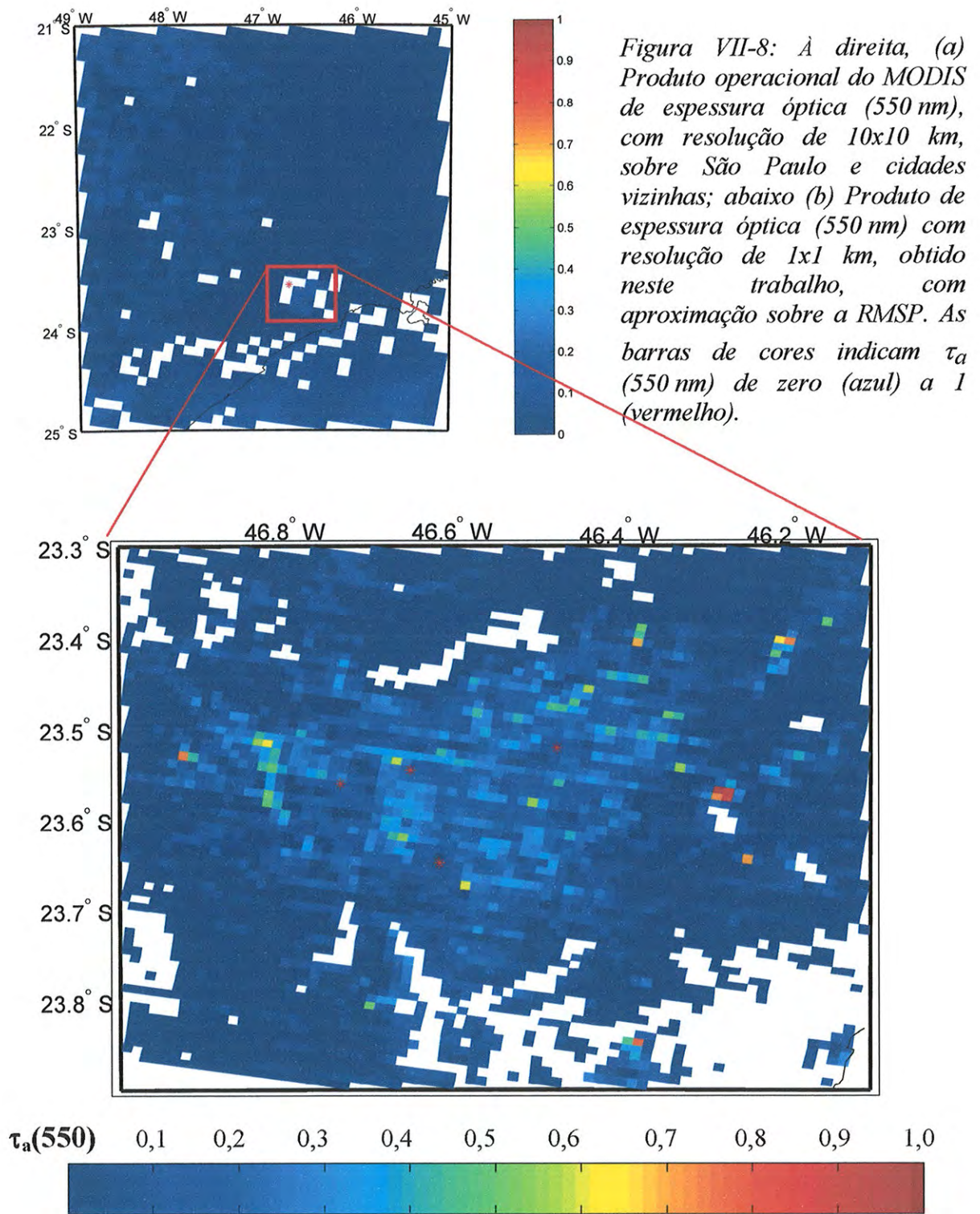


Figura VII-7: Subprodutos do algoritmo do modelo dinâmico de aerossol desenvolvido neste trabalho, para o dia 22 de agosto de 2000. (a) Índice de correlação quadrada do ajuste para a determinação da refletância crítica, obtida para cada sub-área (5x5km), com escala de cores variando de 0,8(azul) a 1(vermelho). (b) Modelo de aerossol identificado na análise de refletância crítica (a escala de cores indica os correspondentes modelos de aerossol). As regiões onde os valores de correlação quadrada são menores do que 0,8 aparecem em branco. Nessas regiões é considerado automaticamente o Modelo 3.

Verifica-se uma grande concentração de material particulado sobre uma grande extensão da região, predominantemente no eixo centro e leste da região metropolitana, estando a pluma, entretanto, delimitada na região metropolitana. A Figura VII-7 apresenta a

distribuição de modelos de aerossol identificados para cada sub-área de 5x5 km, e os correspondentes valores de correlação quadrada obtidos na análise da refletância crítica, para este dia em específico. Os modelos predominantes identificados foram os modelos que representam os menores albedos simples (mais absorvedor), como o modelo médio (Modelo 3 ($\omega_o = 0,85$)), e variando de região para região do 1 ao 5.

O estudo de caso representou um evento de elevadas concentrações de aerossóis de poluição urbana local. A seguir é apresentada a distribuição de espessura óptica para um dia onde as concentrações não foram tão elevadas. Foi utilizado, como exemplo, o dia 5 de junho de 2002. Neste dia, as concentrações, nas estações de monitoramento da CETESB (8 estações na região metropolitana), apontavam em torno das 10 horas da manhã, horário da passagem do satélite, concentrações de particulado inalável que variaram entre 30 e 50 $\mu\text{g m}^{-3}$. A Figura VII-8 apresenta a distribuição espacial de espessura óptica $\tau_a(550)$ obtida com o produto operacional do MODIS com resolução de 10km, sobre a região de São Paulo e cidades vizinhas (a) e uma aproximação sobre a Região Metropolitana de São Paulo na figura (b) apresentando a distribuição de $\tau_a(550)$ com resolução 1km como produto deste trabalho. O produto do MODIS (a) apresenta espessuras ópticas médias na região em torno de 0,2, enquanto, com a melhor resolução obtida neste trabalho, pode-se identificar com detalhes de 1km a distribuição do material particulado, como por exemplo identifica espessuras ópticas que podem chegar a 0,4 em determinadas regiões. A Figura VII-9 apresenta os subprodutos do algoritmo de determinação do modelo de aerossol para o dia em estudo. Neste caso o modelo de aerossol identificado predominantemente foi o Modelo 3, que possui o valor de albedo simples médio de 0,85, nas demais regiões foram identificados os modelos 2, 4 e 5.



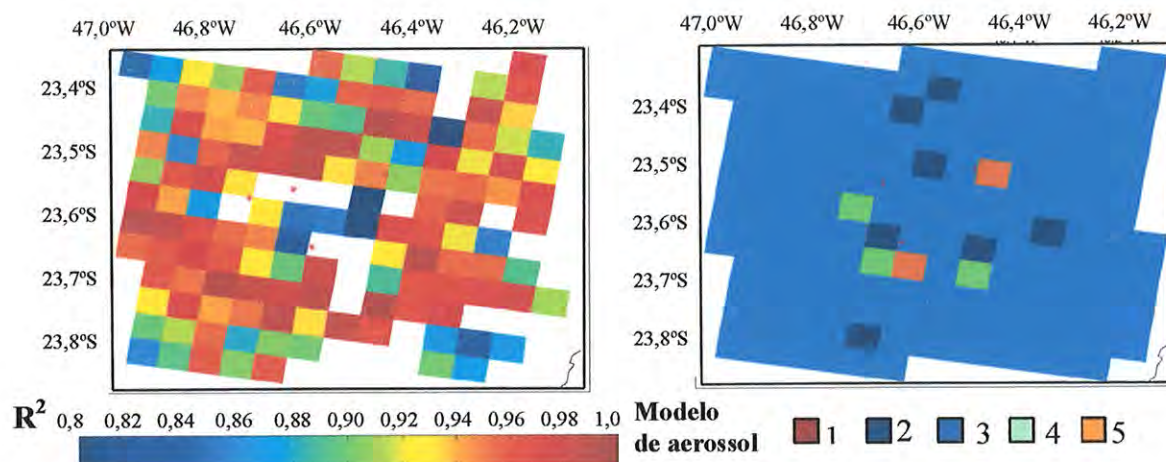


Figura VII-9: Subprodutos do algoritmo do modelo dinâmico de aerossol desenvolvido neste trabalho, para o dia 5 de junho de 2002. (a) Índice de correlação quadrada do ajuste para a determinação da refletância crítica, obtida para cada sub-área (5x5km), com escala de cores variando de 0,8(azul) a 1(vermelho). (b) Modelo de aerossol identificado na análise de refletância crítica (a escala de cores indica os correspondentes modelos de aerossol). As regiões onde os valores de correlação quadrada são menores do que 0,8 aparecem em branco, nelas é considerado automaticamente o Modelo 3.

O estudo de caso teve como principal objetivo apresentar alguns exemplos do produto de espessura óptica obtida com resolução de 1x1 km neste trabalho. Foram apresentados dois exemplos, um caso de bloqueio onde as concentrações de poluentes na região permaneceram elevadas e as imagens de $\tau_a(550)$ mostram a distribuição espacial com elevada resolução, e um dia mais 'limpo', que apresenta uma distribuição de $\tau_a(550)$ diferenciada sobre a região. A utilização da identificação do modelo dinâmico também é apresentada, e verifica-se a interatividade do algoritmo em identificar um modelo para cada sub-região e para cada um dos dias apresentados.

VII.2.2. Estudo de caso do transporte de queima de biomassa sobre a RMSP e a aplicação do produto de espessura óptica com resolução de 1x1 km

Nos dias 15 e 16 de setembro de 2004, houve um evento de transporte de aerossóis de queimadas na Amazônia para a região sudeste do país. Os sistemas sinóticos atmosféricos definiram uma configuração bastante particular para o transporte dos poluentes gerados pelas queimadas. Um corredor de passagem estreita favoreceu as elevadas concentrações de aerossóis, que vieram a passar sobre São Paulo, elevando a espessura óptica para valores que chegaram a até 10 vezes o valor médio local (0,2 para 2). A Figura VII-10 apresenta, à esquerda, as imagens de composição de comprimentos de onda no visível, e à direita, os produtos de espessura óptica ($\tau_a(550)$) com resolução de 10x10 km, ambos os produtos

operacionais do MODIS, para os dias 15 e 16 de setembro de 2004 (superior e inferior) respectivamente. As regiões em branco na imagem representam a máscara de nuvens do produto. Em determinadas regiões, verifica-se que as espessuras ópticas obtidas com o sensor chegam a valores extremamente altos, de até 3 em $\lambda=550$ nm.

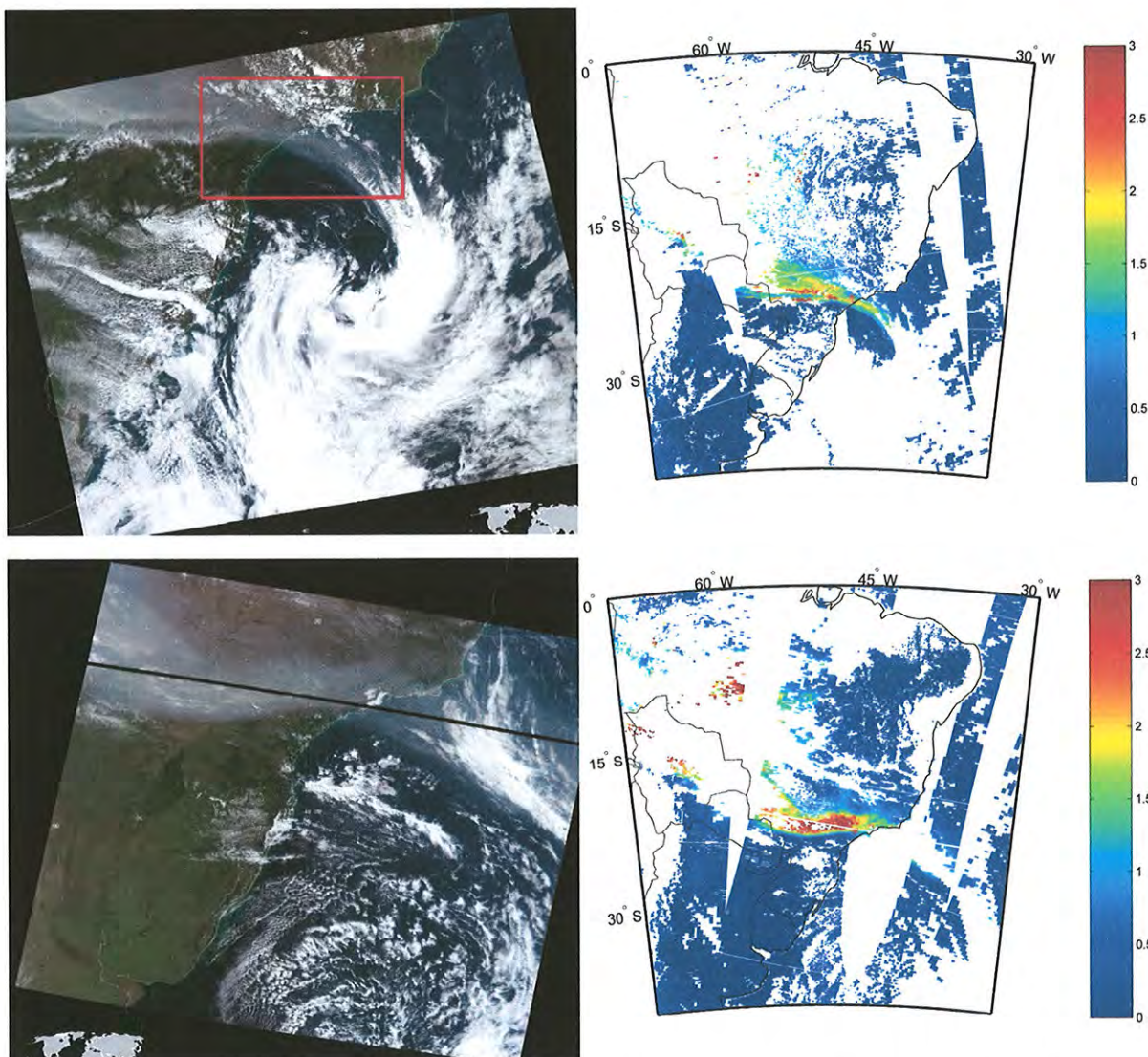


Figura VII-10: À esquerda, imagem ilustrando o transporte da pluma de aerossóis provenientes de queima de biomassa na Amazônia. A imagem foi produzida como uma composição das radiâncias (450, 650 850 nm) medidas pelo sensor MODIS nos satélites TERRA (abaixo, dia 16 setembro de 2004) e AQUA (acima, dia 15 de setembro de 2004) (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/IMAGES/index.html>). À direita, produto de espessura óptica operacional da NASA com resolução de 10x10 km, para os respectivos dias. As escalas de cores reproduzem a τ_a (550 nm) de zero (azul) a 3 (vermelho).

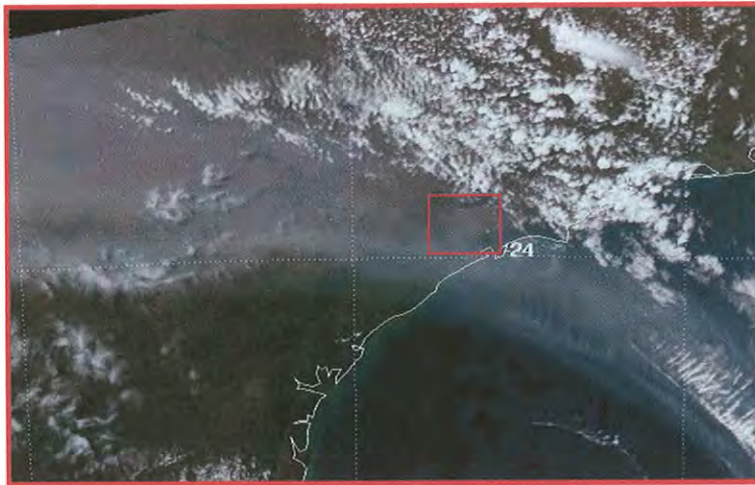
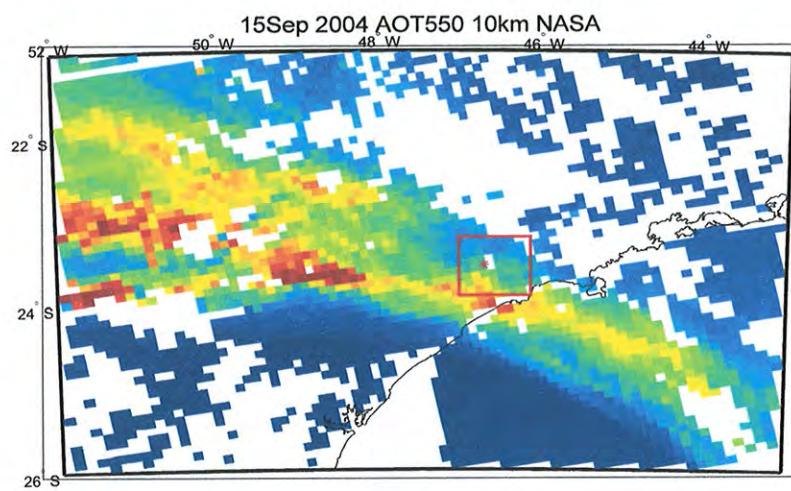
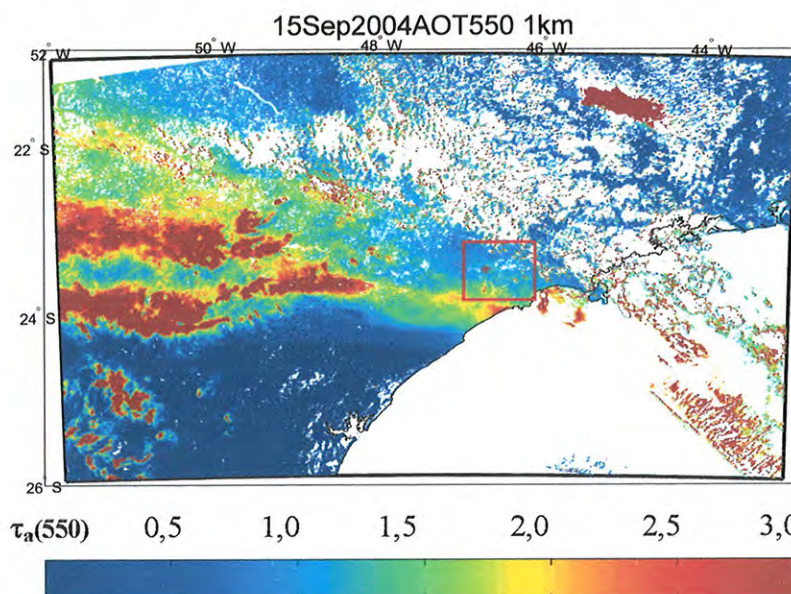


Figura VII-11:

(a) Aproximação (caixa vermelha Figura VII-10) na imagem de composição do visível para o dia 15 de setembro de 2004, obtida com o MODIS no satélite AQUA;



(b) Produto operacional da NASA de espessura óptica (550 nm) com resolução de 10x10 km;



(c) Produto de espessura óptica (550 nm) com resolução de 1x1 km, obtido neste trabalho. A barra de cores indica τ_a (550 nm) de zero (azul) a 3 (vermelho).

A Figura VII-11(a) apresenta uma ampliação da imagem na região que engloba a pluma e sua passagem sobre a região metropolitana de São Paulo. As Figura VII-11(b)(c) mostram os produtos de espessura óptica (550 nm). A primeira mostra o resultado obtido pelo algoritmo operacional da NASA, com resolução de 10x10 km, e a segunda, o produto obtido com o algoritmo desenvolvido neste trabalho com resolução de 1x1 km.

Uma das vantagens do produto de 1x1 km é que permite a análise da distribuição de poluentes com mais detalhes sobre a região metropolitana. Um exemplo é apresentado na Figura VII-12 com mais uma ampliação sobre a região metropolitana para ambos os produtos.

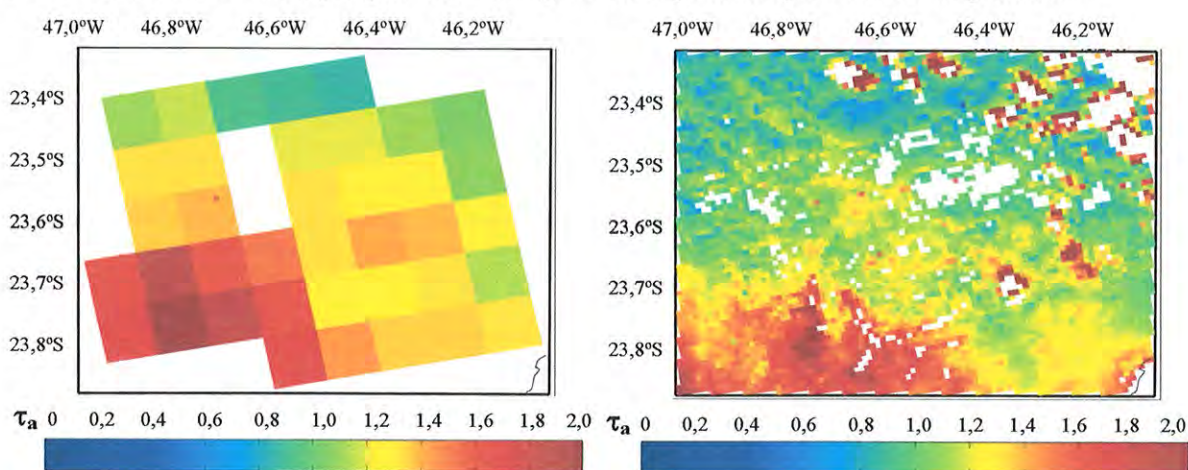


Figura VII-12: Ampliação da imagem de espessura óptica (caixa vermelha Figura VII-11) para o dia 15 de setembro de 2004, (a) Produto operacional da NASA de espessura óptica (550 nm) com resolução de 10x10 km, (b) Produto de espessura óptica (550 nm) com resolução de 1x1 km obtido neste trabalho. A barra de cores indica τ_a (550 nm) de zero (azul) a 2 (vermelho).

Nota-se, na Figura VII-12, a extensão totalmente regional da pluma. Nota-se ainda, neste dia (15 de setembro às 14h horário local), o posicionamento do centro da pluma ao sul da região urbana. No dia seguinte (16 de setembro às 10h20min horário local), o eixo central da pluma já havia passado sobre a região e esteve posicionado a norte da região urbanizada no horário da passagem do satélite TERRA, Figura VII-13.

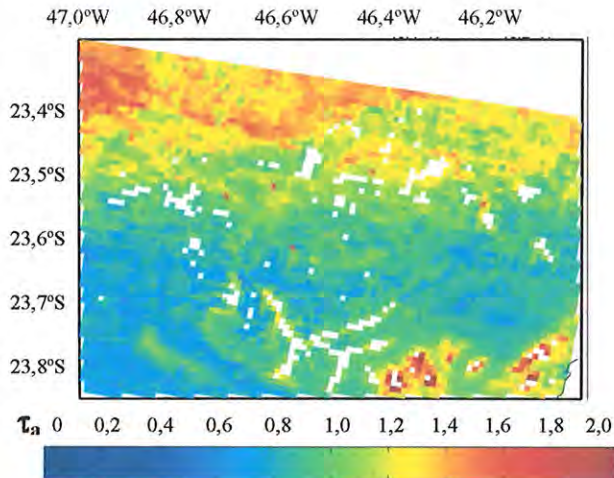


Figura VII-13: Ampliação da imagem de espessura óptica sobre a região metropolitana de São Paulo para o dia 16 de setembro de 2004, às 10h20min horas, com resolução de 1x1 km, obtida neste trabalho. A barra de cores indica τ_a (550 nm) de zero (azul) a 2 (vermelho).

Salienta-se que a metodologia de modelo dinâmico de aerossol desenvolvida neste trabalho identificou o diferenciado tipo de aerossol nos eventos descritos, de transporte de aerossóis de queimadas da Amazônia. A Figura VII-14(a) a seguir apresenta o índice de correlação quadrado do ajuste realizado para a obtenção da refletância crítica. Para cada sub-área da imagem (áreas de 5x5 km), o algoritmo identificou o tipo de aerossol presente na região, representado pelo respectivo modelo de aerossol na Figura VII-14(b). Nota-se, com satisfatório desempenho, a identificação automática do modelo de aerossol de queimada para grande parte da região, variando entre albedos simples de 0,90 a 0,96 (Modelos 4 e 5 respectivamente). Como foram identificados predominantemente os modelos 4 e 5 em toda a região, neste estudo de caso em particular, nas regiões da Figura VII-14(a) que não apresentaram correlação acima de 0,8 (regiões em branco), foi considerado o modelo de aerossol de maior albedo simples, representado pelo de cor laranja (Modelo 5 $\omega_o=0,96$). Pensando em uma operacionalização, nos casos onde não há a identificação da refletância crítica, ao invés de se assumir o modelo médio (Modelo 3) como feito neste trabalho, poder-se-ia utilizar uma condição onde fosse definido um modelo médio dentre os identificados localmente e no dia em estudo.

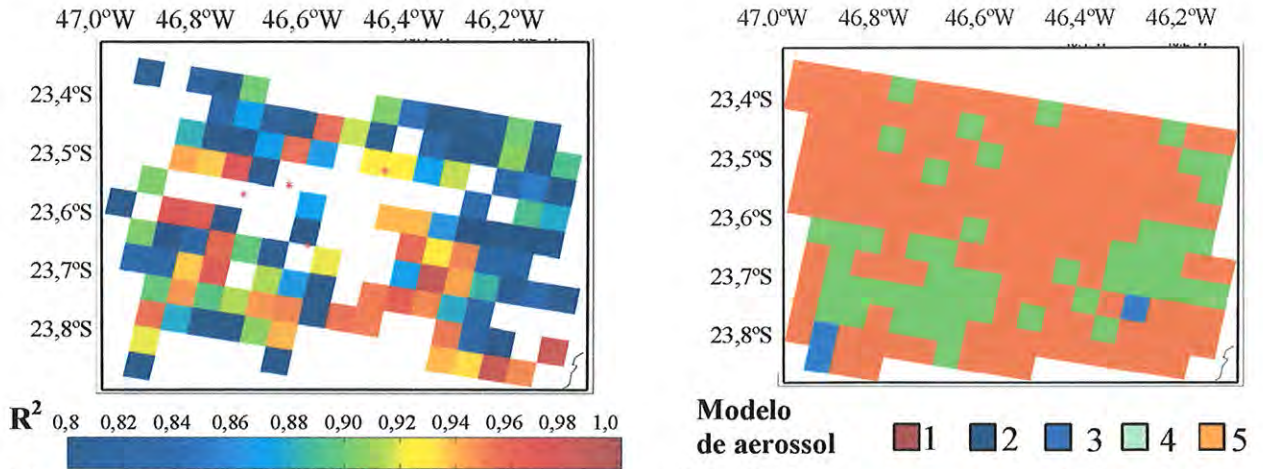


Figura VII-14: Subprodutos do algoritmo do modelo dinâmico de aerossol desenvolvido neste trabalho, para o dia 15 de setembro de 2004. (a) Índice de correlação quadrada do ajuste para a determinação da refletância crítica, obtida para cada sub-área (5x5km), com escala de cores variando de 0,8(azul) a 1(vermelho). (b) Modelo de aerossol identificado na análise de refletância crítica, a escala de cores indica o correspondente modelo de aerossol. As regiões onde os valores de correlação quadrada são menores do que 0,8 aparecem em branco, nessas regiões foi considerado automaticamente o Modelo 5

Realizando-se uma análise de todos os dias em que ocorreram os eventos de transporte de queima de biomassa para a região urbana de São Paulo, observou-se que, para todos eles os modelos 4 e 5 foram identificados no algoritmo de forma automática. A Figura VII-15 apresenta uma comparação direta entre as propriedades de albedo simples e do parâmetro de assimetria, medidas *in loco* pelo radiômetro CIMEL nos dias em questão, e os modelos de aerossol predeterminados. Os dias observados com forte indício de passagem de pluma de aerossóis proveniente de queimadas na Amazônia, foram incluídos na figura (selecionados por Pires, comunicação pessoal: 9-Set-02, 18-Set-02, 9-Out-02, 11-Out-02, 13-Out-02, 15-Out-02, 16-Out-02, 19-Out-02, 9-Set-03, 15-Set-04, 16-Set-04, 21-Set-04, 23-Set-04, 27-Set-04). As medidas das propriedades obtidas com o radiômetro confirmam as determinações do algoritmo e estiveram em torno dos modelos 4 e 5, que representam os maiores valores de albedo simples. Estas propriedades se aproximam das definidas para o aerossol de queimadas na Amazônia (Procópio et al., 2003, Remer et al., 1998).

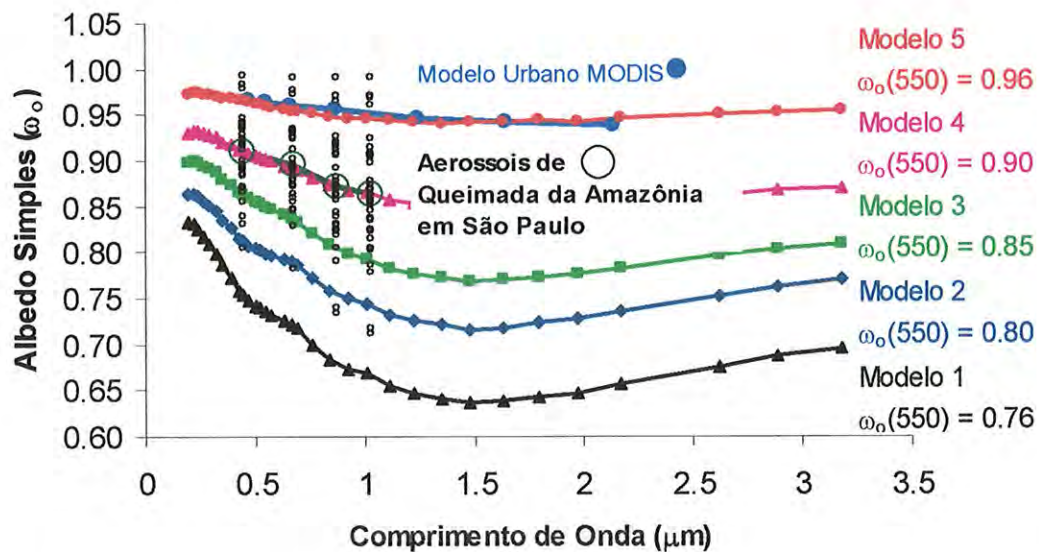


Figura VII-15: As circunferências pretas representam a distribuição espectral do albedo simples obtido com o radiômetro CIMEL da AERONET em São Paulo, para os dias em que houve o transporte de aerossóis de queimadas na Amazônia para São Paulo (As grandes representam a média espectral e as pequenas representam medidas individuais a cada dia em torno do horário da passagem dos satélites). Os modelos de aerossol definidos para a região (Modelo1 ao 5), também são apresentados para fins de comparação.

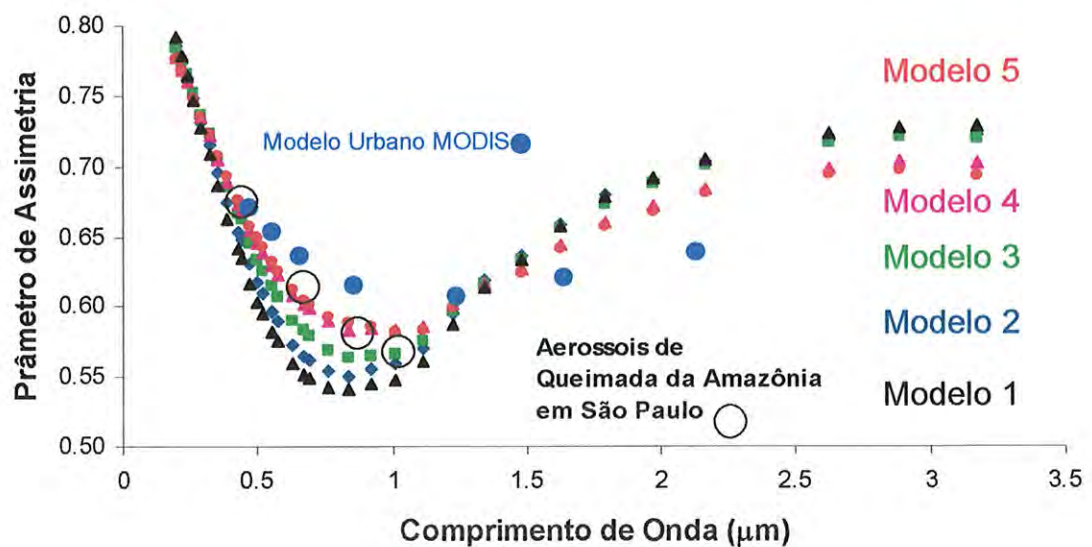


Figura VII-16: As circunferências pretas representam a distribuição média espectral do parâmetro de assimetria, obtido com o radiômetro CIMEL da AERONET em São Paulo, para os dias em que houve o transporte de aerossóis de queimadas na Amazônia para São Paulo. Os modelos de aerossol, definidos para a região (Modelo1 ao 5), também são apresentados para fins de comparação.

Os resultados apresentados neste estudo de caso, com a confirmação estatística dos dias que apresentaram eventos de transporte a longa distância, mostram a consistência e a potencialidade do método na identificação automática do modelo de aerossol para a

determinação de espessura óptica por satélite desenvolvido neste trabalho. Convém lembrar que o modelo de aerossol foi identificado como o parâmetro mais importante (seguido da refletância de superfície), cuja acurácia se reflete diretamente na redução das incertezas nas espessuras ópticas obtidas com o satélite.

VIII. CONCLUSÕES

Este capítulo de conclusões se divide em duas partes: na primeira, são apresentadas as principais conclusões das análises das propriedades ópticas das partículas de aerossol de São Paulo e sobre os modelos de aerossol definidos para a região; na segunda, são apresentadas as conclusões sobre os resultados obtidos com a aplicação da metodologia desenvolvida neste trabalho.

• PROPRIEDADES ÓPTICAS DAS PARTÍCULAS DE AEROSSÓIS DE SÃO PAULO

Neste trabalho, foram definidos modelos ópticos de aerossóis que reproduzem a ampla gama de variações dos diferentes tipos de partículas identificados em São Paulo. Os modelos de aerossóis representam um conjunto de propriedades ópticas que caracterizam o conjunto de partículas em suspensão na atmosfera. Estas propriedades foram adquiridas com o radiômetro solar CIMEL em operação em São Paulo, como parte da rede AERONET. Os modelos de aerossóis foram parametrizados em função do albedo simples (ω_o). Foram definidos 5 modelos de aerossóis que, em ordem crescente de albedo simples, foram classificados da forma seguinte: Modelo 1 $\omega_o(550) = 0,76$; Modelo 2 $\omega_o(550) = 0,80$; Modelo 3 $\omega_o(550) = 0,85$; Modelo 4 $\omega_o(550) = 0,90$; Modelo 5 $\omega_o(550) = 0,96$. Os modelos foram validados no comprimento de onda de 650 nm para ângulo de espalhamento de 120°. A validação mostrou bons resultados na capacidade dos modelos de recuperarem as radiâncias retroespalhadas, propriedade utilizada na determinação da espessura óptica por sensoriamento remoto via satélite, no ângulo de retroespalhamento estudado.

Foi realizada uma análise das propriedades ópticas das partículas de aerossol em São Paulo. A baixa umidade relativa e baixa frequência de cobertura de nuvens no período de inverno são favoráveis ao monitoramento de aerossóis por sensoriamento remoto, tanto com fotômetros de superfície como por sensores em satélites. As espessuras ópticas em 550 nm medidas na região apresentaram valores médios de $0,2 \pm 0,1$ no Inverno, podendo chegar a 0,5 em dias com elevadas concentrações de poluentes locais; nos meses de setembro e outubro os valores de espessura óptica chegaram a até 3 em dias sob forte influência de transporte a longa distância de plumas de queimadas da Amazônia. Apesar de ocorrerem apenas alguns eventos de transporte de queima de biomassa (da ordem de 5 eventos), entre os meses de setembro e outubro, eles são suficientes para influenciar significativamente as médias mensais das propriedades medidas pelo fotômetro na região. A espessura óptica da região é

significativamente menor do que em grandes centros urbanos no mundo, como, por exemplo, cidade do México, que apresenta valor médio de 0,5, com freqüentes eventos que chegam a 1.

O albedo simples dos aerossóis medidos em São Paulo apresentou valores médios em torno de $0,83 \pm 0,07$ no período de inverno. Comparado com medidas em outras regiões tais como a cidade do México e de regiões dos Estados Unidos, as partículas de aerossol de São Paulo apresentaram o menor valor do albedo simples caracterizando a sua elevada capacidade absorvedora de radiação solar. Comparando-se as composições químicas, o aerossol de São Paulo é o que apresenta a maior fração de BC em relação ao material particulado fino (21%) podendo ser um dos principais fatores para os baixos valores de albedo simples observados para a região. O albedo simples é uma propriedade extremamente relevante nos processos de interação da radiação solar com as partículas, e é utilizado, neste trabalho, como parâmetro chave na definição dos modelos de aerossol. O parâmetro de assimetria apresentou valores médios que variaram de 0,62 no inverno a 0,64 nos demais períodos. O coeficiente de Ångström variou em médias mensais de 1,45 a 1,65, e os maiores valores ocorreram no período de setembro e outubro devido ao aumento da fração do material particulado fino em relação ao grosso com as influências das plumas de queimadas da Amazônia sobre a região.

A espessura óptica do material particulado fino medido em São Paulo não é função apenas da concentração de partículas na atmosfera, mas também é dependente das propriedades ópticas das partículas. Foi identificado que, para índices de refração maiores do que 1,4, quanto maior o raio médio da moda fina, maior será o efeito de extinção da radiação solar sobre as partículas em $\lambda=550$ nm. O raio médio da moda fina e o parâmetro de assimetria apresentaram correlação com o albedo simples, o que torna o albedo simples uma propriedade realmente robusta para a parametrização dos modelos de aerossol. O albedo simples, o raio efetivo e a espessura óptica analisados no período de inverno não apresentaram nenhuma dependência direta com relação ao conteúdo de vapor de água na atmosfera. Estas propriedades devem estar mais bem relacionadas com a mistura interna ou externa das partículas de aerossol (Martins, 1998).

- METODOLOGIA DE OBTENÇÃO DE ESPESSURA ÓPTICA.

Este trabalho desenvolveu uma nova metodologia para a obtenção de espessura óptica por sensoriamento remoto por satélite. O estudo de sensibilidade mostrou que as incertezas nas espessuras ópticas obtidas por sensores em satélites dependem fortemente da qualidade da informação sobre as propriedades ópticas das partículas de aerossóis (definidas pelos modelos de aerossóis) e da qualidade da informação com relação à refletância da

superfície. Desta forma, foi desenvolvida uma metodologia que usa a refletância crítica para a identificação do modelo de aerossol mais representativo das propriedades das partículas no tempo e no espaço. A análise da validação do produto de espessura óptica obtida com o MODIS mostrou significativa melhora após a utilização da metodologia desenvolvida neste trabalho, o que motiva a continuidade do aprimoramento do método e da aplicação do produto em outras regiões.

Os resultados dos estudos de sensibilidade mostram que a utilização de um modelo médio para a região pode causar desvios na obtenção da espessura óptica de 25 a 60% para refletâncias de superfície média da região ($\rho_{\text{sup}}(2.100)=0,15$), dependendo do modelo real. Este trabalho contribui no fato de melhor definir o modelo de aerossol a ser utilizado.

Quando os modelos de aerossol foram definidos como função do albedo simples, as demais propriedades foram tomadas com médias correspondentes a cada conjunto de medidas que definiram um modelo de aerossol. Foram realizados testes de sensibilidade para se verificar o quanto esta aproximação poderia influenciar na qualidade da determinação da espessura óptica. Em relação à variabilidade do parâmetro de assimetria, o desvio percentual na espessura óptica não chegaria a 20% para os valores extremos. Desta forma, a definição do modelo de aerossol em função do ω_0 mostrou-se ainda conveniente, tendo-se em vista a baixa variabilidade e a influência deste parâmetro sobre a espessura óptica.

A vantagem em se utilizar o albedo simples como parâmetro na determinação dos modelos de aerossóis, é que o ω_0 está diretamente relacionado com a refletância crítica (já definida por Kaufman, 1997b e Martins, 1999). A refletância crítica, por sua vez, pode ser obtida com as próprias medidas de radiância realizadas pelo sensor, utilizando um procedimento inovador. Desenvolveu-se, desta forma, uma metodologia que aplica o conceito de refletância crítica de forma interativa na determinação do modelo de aerossol. Este procedimento torna mais precisa a determinação da espessura óptica via satélite, independentemente de qualquer premissa a respeito do tipo de aerossol em análise.

A determinação precisa da refletância da superfície também se mostrou muito importante na determinação da espessura óptica por satélite. Pequenas variações na refletância da superfície são muito sensíveis nas situações de baixas espessuras ópticas. Quando τ_a é da ordem de 0,1, variações de 5% na refletância da superfície podem causar desvios em τ_a de mais de 80%. Este desvio cai para 10 % em espessuras ópticas maiores, da ordem de 0,5. Este trabalho propôs empiricamente um valor para a razão entre as refletâncias de superfície de $\rho_{\text{sup}}(650)/\rho_{\text{sup}}(2.100) = 0,55$.

A eficiência da metodologia desenvolvida foi salientada nos resultados de validação. Para a validação, foi realizada uma comparação entre as espessuras ópticas obtidas da superfície com os radiômetros CIMEL e Microtops II, com relação às derivadas das medidas com o satélite. Os resultados de validação apresentaram uma melhora significativa no coeficiente de correlação quando aplicada a metodologia do modelo dinâmico do aerossol ($R^2=0,6$), comparada com um modelo estático e médio para a região ($R^2=0,3$). Uma diferença sistemática foi verificada entre as espessuras ópticas obtidas com o sensor e com as medidas de referência, trabalhos futuros devem verificar o termo que pode estar causando este efeito.

Os mapas de espessura óptica gerados mostram a potencialidade do método em determinar a distribuição espacial de τ_a com alta resolução espacial, e a capacidade de identificar uma propriedade tão importante do aerossol como o albedo simples. Os estudos de caso serviram como exemplo para mostrar, como o algoritmo desenvolvido neste trabalho funciona na identificação do tipo de aerossol presente na região, e a utilização desta informação na obtenção da espessura óptica de forma interativa, sem a necessidade de partir de premissas com relação ao tipo de aerossol da região.

VIII.1. Sugestões para trabalhos futuros

Pode-se propor, como sugestão para trabalhos futuros, a continuidade e o aprimoramento do trabalho aqui desenvolvido, nos seguintes aspectos:

- Estudos detalhados das causas dos valores mais elevados de espessuras ópticas obtidas com o sensor MODIS, em relação aos valores medidos com os radiômetros em superfície;
- Verificação da comparabilidade entre os produtos de espessura óptica com alta resolução e as medidas de concentrações de material particulado obtidas pela rede de monitoramento de poluentes da CETESB. O sensoriamento remoto, via satélite, pode ser e vem se mostrando uma ferramenta potencial para a complementação do monitoramento de poluentes nas megacidades;
- A operacionalização em rotina do produto de espessura óptica com resolução de 1x1 km sobre a Região Metropolitana de São Paulo é um passo importante na aplicação desta nova metodologia, por órgãos responsáveis pelo monitoramento de poluentes nas megacidades;
- Extrapolação do método interativo entre refletância crítica e o algoritmo de obtenção de espessura óptica globalmente, fazendo com que o tipo de

modelo de aerossol seja determinado com uma informação mais precisa em tempo real, como a desenvolvida neste trabalho, ao invés da premissa hoje utilizada de modelos padrões por regiões do globo;

- Podem-se propor ainda mais campanhas de validação das espessuras ópticas obtidas com o sensor MODIS via satélite, com fotômetros do tipo Microtops ou instrumentos similares, com comprovada estabilidade e confiabilidade, com uma rede de instrumentos de validação mais densa;
- Existe uma série de aplicações dos produtos de espessura óptica com resolução espacial de 1x1 km que podem ser sugeridas para trabalhos futuros. Uma melhor resolução da distribuição de aerossóis e das suas propriedades em uma região urbana pode auxiliar nos estudos da interação dos aerossóis com as nuvens; no efeito dos aerossóis no balanço radiativo atmosférico, e conseqüentemente seu impacto climático;
- Integração com modelos regionais de qualidade do ar, com assimilação de dados em tempo real.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKERMAN, S.A., K.I. STRABALA, W.P. MENZEL, R.A. FREY, C.C. MOELLER, E L.E. GUMLEY. *Discriminating clear sky from clouds with MODIS*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 103, p. 32 141-32 157, 1998.
- AKIMOTO, H. *Global Air Quality and Pollution*. **Science**, vol. 302, p. 1716-1719.
- ALONSO, C.D., M.H.R.B. MARTINS, J. ROMANO, R. GODINHO. *São Paulo aerosol characterization study*. **Journal of the Atmospheric and Waste Management Association**, vol. 47(12), p. 1297-1300, 1997.
- ANDRADE, M.F. *Identificação de Fontes de Matéria particulada do aerossol atmosférico de São Paulo*. São Paulo. **Tese de Doutorado**, Instituto de Física, USP, 1993.
- ANDRADE, M.F., C. ORSINI, W. MAENHAUT. *Relation between aerosol sources and meteorological parameters for inhalable atmospheric particles in São Paulo city, Brazil*. **Atmospheric Environment**, vol. 28, p. 2307-2315, 1994
- ANDREAE, M.O. *Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels ch10*. In World Survey of Climatology, vol. 16, Future Climates of the World, edited by A. Henderson-Sellers, p. 341-392, **Elsevier**, New York, 1995.
- ANDREAE, M.O., P. ARTAXO, H. FISHER, S.R. FREITAS, ET AL. *Transport of biomass burning smoke to the upper troposphere by deep convection in the equatorial region*. **Geophysical Research Letters**, vol. 28(6), p. 951-954, 2001.
- ANDREAE, M.O., D. ROSENFELD, P. ARTAXO, A.A. COSTA, G. FRANK, K.M. LONGO, M.A.F. SILVA DIAS. *Smoking Rain Clouds over the Amazon*. **Science**, vol. 303, p. 1337-1342, 2004.
- ARTAXO, P., W.E. CASTRO, M. FREITAS, K.M. LONGO. *Receptor Modeling of Atmospheric aerosols in the urban area of São Paulo*. In: Applied Research on air pollution using nuclear-related analytical techniques, **IAEA (International Atomic Energy Agency)**. Publication NAHRES, vol. 26, p. 5-11, 1995.

- ARTAXO, P., A.D.A. CASTANHO. *Aerosol Concentrations and Source apportionment in the urban area of São Paulo, Brazil*. **IAEA (International Atomic Energy Agency) TEC DOC series**. 02/ 1998.
- ARTAXO, P., A. D. CASTANHO, M. A. YAMASOE, J. V. MARTINS, K. M. LONGO. *Analysis of atmospheric aerosols by PIXE: the importance of real time and complementary measurements*. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B**, vol. 150, p. 312-321, 1999a.
- ARTAXO, P., P. OYOLA, R. MARTINEZ. *Aerosol Composition and Source Apportionment in Santiago de Chile*. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research**, B150, p. 409-416, 1999b.
- ARTAXO, P., J.V. MARTINS, M.A. YAMASOE, A.S. PROCÓPIO, T.M. PAULIQUEVIS, M.O. ANDREAË, P. GUYON, L.V. GATTI, A.M.C. LEAL. *Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 107(D20), p. 8081 - 8095, doi:10.1029/2001JD000666, 2002a.
- ARTAXO, P. *Aerosol sampling and analysis*. IN: *Environmental Monitoring Handbook*, Edited by Alex Guenther, McGraw-Hill Professional, New York, USA, ISBN: 0-07-135176-0, 2002b.
- BARNES, W.L., T. S. PAGANO, E V.V. SALOMONSON. *Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1*. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing**, vol. 36, p. 1088–1100, July 1998.
- BODHAINE, B.A., N. B. WOOD, E.G. DUTTON, E J.R.SLUSSER. *On Rayleigh optical depth calculations*. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, vol. 16, 1854-1861, 1999.
- BOGOA, H., M. OTEROA, P. CASTROB, M.J. OZAFRANC, A. KREINERC, E.J. CALVOA, R. M. NEGRIA. *Study of atmospheric particulate matter in Buenos Aires city*. **Atmospheric Environment**, vol. 37, p. 1135–1147, 2003.
- BOHREN, C.F. E D.R. HUFFMAN. *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*. John Wiley & Sons, EUA, 1983.

- BRAGA, A.L.F.; P.H.N. SALDIVA, L.A.A. PEREIRA, J.J.C. MENEZES, G.M.S. CONCEIÇÃO, C.A. LIN, A. ZANOBETT, J. SCHWARTZ, D.W. DOCKERY. *Health effects of air pollution exposure on children and adolescents in São Paulo, Brazil. Pediatric Pulmonology*, vol. 31, p. 106-113, 2003.
- BRUEGGE, C. T., J. E. CONEL, R. O. GREEN, J. S. MARGOLIS, R. G. HOLM, E G. TOON. *Water vapor column abundance retrievals during FIFE. Journal of Geophysical Research*, vol. 97, p. 18,759 –18,768, 1992.
- BUCHOLTZ, A. *Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. Applied Optics*, vol. 34, p. 2765-2773, 1995.
- CARVALHO, L. R. F., P.C. VASCONCELOS, C.S. POOL, et al. *Measurements of polycyclic aromatic hydrocarbons in airborne particles from the metropolitan area of São Paulo City, Brazil. Atmospheric Environment*, vol. 37, p. 3009-3018, 2003.
- CASTANHO, A.D.A. *A determinação quantitativa de fontes de material particulado na atmosfera de São Paulo. São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Física, USP, 1999.*
- CASTANHO, A.D.A., P. ARTAXO. *São Paulo Aerosol Source Apportionment for Wintertime and Summertime. Atmospheric Environment*, vol. 35, p. 4889-4902, 2001. (APÊNDICE-E).
- CASTANHO, A.D.A, M.A.F.S DIAS, R. CAMARGO, P. S. DIAS, P. ARTAXO. *Estudo de caso de um sistema de bloqueio e sua influência sobre a poluição do ar na região Metropolitana de São Paulo. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, vol. 1, p. 1558-1568, 2002. (APÊNDICE-G).*
- CASTANHO, A.D.A., J.V. MARTINS, P.V. HOBBS, P. ARTAXO, L. REMER, M.A. YAMASOE. *Chemical characterization of aerosols on the East Coast of the United States using aircraft and ground based stations during the CLAMS Experiment. Journal of the Atmospheric Sciences*, vol 62(4), p.934-946, 2005(APÊNDICE-F).
- CASTILLEJOS, M., V.H. BORJA-ABURTO, D.W. DOCKERY, D.R. GOLD, D. LOOMIS. *Airborne coarse particles and mortality in Mexico City. Inhal. Toxicol.*, 12(Suppl 1), p. 61-72, 2000.

- CETESB. *Relatório de qualidade do ar no Estado de São Paulo*. Publicação CETESB. Série de Relatórios/ CETESB, São Paulo (<http://www.cetesb.sp.gov.br/>), 2003.
- CHOW, J. C., J.G. WATSON, Z. LU. *Descriptive Analysis of PM_{2,5} and PM₁₀ at regionally representative locations during SJVAQS/AUSPEX*. **Atmospheric Environment**, vol. 30(12), p. 2079-2112, 1996.
- CHU, D.A., Y.J. KAUFMAN, C. ICHOKU, L.A. REMER, D. TANRE', E B.N. HOLBEN. *Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land*. **Geophys Geophysical Research Letters**, vol. 29(12), p. 1617 MOD2-1-4, 2002.
- CHU, D.A., Y.J. KAUFMAN, G. ZIBORDI, J.D. CHERN, J. MAO, C. LI, E B.N. HOLBEN. *Global monitoring of air pollution over land from the Earth Observing System-Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 108(D21), p. 4661, 2003.
- COLARCO, P., O. B. TOON, J. S. REID, J. M. LIVINGSTON, P. B. RUSSELL, J. REDEMANN, B. SCHMID, H. B. MARING, D. SAVOIE, E. J. WELTON, J. R. CAMPBELL, B. N. HOLBEN, E R. LEVY. *Saharan dust transport to the Caribbean during PRIDE: 2. Transport, vertical profiles, and deposition in simulations of in situ and remote sensing observations*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 108(D19), p. 8590, doi:10.1029/2002JD002659, 2003.
- CONAMA, *Comision Nacional del Medio Ambiente*. <http://www.conama.cl/>, 2004.
- CORRÊA, M.P. *Índice ultravioleta: avaliações e aplicações*. **Dissertação de Doutorado**. Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2003.
- CRUTZEN, P. J. *New Directions: The growing urban heat and pollution "island" effect—impact on chemistry and climate*. **Atmospheric Environment**, vol. 38, p. 3539-3540, 2004.
- D'ALMEIDA, G. A. *On the variability of desert aerosol radiative characteristics*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 93, p. 3017-3026, 1987.
- DAVE, J.V., E J. GAZDAG. *A modified Fourier transform method for multiple scattering calculations in a plane parallel Mie atmosphere*. **Applied Optics**, vol. 9, p. 1457-1466, 1970.

- DEUZÉ, J.L., ET AL. *Estimate of the aerosol properties over the ocean with POLDER*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 105, p. 15329-15346, 2000.
- DINER, D.J., J.C. BECKERT, T.H. REILLY, C.J. BRUEGGE, J.E. CONEL, R. KAHN, J.V. MARTONCHIK, T.P. ACKERMAN, ET AL. *Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR) description and experiment overview*. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.**, vol. 36, p. 1072-1087, 1998.
- DUBOVIK, O., E M. D. KING. *A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 105, p. 20,673-20,696, 2000.
- DUBOVIK, O., et al., *Accuracy assessments of aerosol optical properties derived from Aerosol Robotic Network (AERONET): Sun and sky radiance measurements*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 105, p. 9791-9806, 2000.
- DUBOVIK, O., et al., *Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide locations*. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 59, p. 590- 608, 2002a.
- DUBOVIK, O., B. N. HOLBEN, T. LAPYONOK, A. SINYUK, M. I. MISHCHENKO, P. YANG E I. SLUTSKER. *Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 29(10), p. 1415, 2002b.
- EARTHWATCH. *Urban air pollution in megacities of the world, Global Environment Monitoring System*. UNEP, WHO, 1992.
- ENGEL-COX A., J.A., C.H.HOLLOMANB, B.W. COUTANTB, R.M. HOFF. *Qualitative and quantitative evaluation of MODIS satellite sensor data for regional and urban scale air quality*. **Atmospheric Environment**, vol. 38, p. 2495-2509, 2004.
- EPA, *U.S Environmental ProtectionAgency*. <http://www.epa.gov/>, 2004.
- ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO IAG. *Observações de Superfície efetuadas na estação Meteorológica*. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG, USP. ISSN 1415-4374, vol. 7, 2003.
- FERRARE, R.A., MELFI, S.H., WHITEMAN, D.N., EVANS, K.D., POELLOT, M. E KAUFMAN, Y.J. *Raman lidar measurements of aerosol extinction and backscattering 2. Derivation of aerosol refractive index, single-scattering albedo, and humidification factor using Raman lidar and aircraft size distribution*

- measurements. Journal of Geophysical Research*, vol. 103 D16, p. 19673-19689, 1998.
- FRASER, R.S. *Satellite measurement of mass of Saharan dust in the atmosphere. Appl. Opt.*, vol. 15, p. 2471-2479, 1976.
- FRASER, R., Y.J. KAUFMAN. *The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing. Transactions on geoscience and remote sensing*, vol. GE-23(5), p. 625-633, 1985.
- FREITAS, E. D. *Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. Tese de Doutorado*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP, São Paulo, 2003.
- FREITAS, S.R., K.M. LONGO, M.A. F. SILVA DIAS, P.L. SILVA DIAS, R. CHATFIELD, E. PRINS, P. ARTAXO, F.S. RECUERO. *Monitoring the Transport of Biomass Burning Emissions in South América*. Aceito para publicação em **Environmental Fluid Mechanics**, 2004.
- GAO, BO-CAI; Y.J. KAUFMAN. *Water vapor retrievals using Moderate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. Journal of Geophysical Research*, vol. 108(13), 4389, doi:10.1029/2002JD003023, 2003.
- GONÇALVES, F.L.T., A.R. MALHEIROS, R.S. FREITAS, M.A.F. ASSUNÇÃO, O. MASSAMBANI. *In-cloud and below-cloud numerical simulation of scavenging processes at Serra do Mar region, SE Brazil. Atmospheric Environment*, vol. 36, p. 5245-5255, 2002.
- GOODY, R.M. E Y.L. YUNG. *Atmospheric Radiation – Theoretical Basis (segunda edição)*. **Oxford University Press**, New York, 1989.
- GRIGGS, M. *Measurements of atmospheric aerosol optical thickness over water using ERTS-1 data. J. Air Pollut. Control Assoc.*, vol. 25, p. 622-626, 1975.
- HAYWOOD, J., O. BOUCHER. *Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. Reviews of Geophysics*, vol. 38, p. 513-543, nov 2000.
- HEGG, D.A., LIVINGSTON, J., HOBBS, P.V., NOVAKOV, T. E RUSSELL, P. *Chemical apportionment of aerosol column optical depth off the mid-Atlantic coast of the*

- United States. Journal of Geophysical Research*, vol. 102 D21, p. 25293-25303, 1997.
- HERMAN, M., ET AL. *Remote sensing of aerosol over land surfaces including polarization measurements and application to POLDER measurements. Journal of Geophysical Research*, vol. 102, p. 17039-17049, 1997.
- HOLBEN, B.N., T.F. ECK, I. SEUTSKER, D. TANRE, J.P. BUIS, A. SETZER, E. VERMONTE, J.A. REAGAN, Y.J. KAUFMAN, T. NAKAJIMA, et al. *AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. Remote Sens. Environ.*, vol. 66, p. 1-16, 1998.
- HOLBEN, B.N., D. TANRE', A. SMIRNOV, T. F. ECK, I. SLUTSKER, N. ABUHASSAN, W.W. NEWCOMB, J.S. SCHAFER, et al. *An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical depth from AERONET. Journal of Geophysical Research*, vol. 106(D11), p. 12,067-12,097, 2001.
- HUSAR, R.B., J. PROSPERO, L.L. STOWE. *Characterisation of tropospheric aerosols over oceans with the NOAA AVHRR optical thickness operational product. Journal of Geophysical Research*. vol. 102, p. 16889-16909, 1997.
- ICHOKU, C., D. A. CHU, S. MATTOO, Y. J. KAUFMAN, L. A. REMER, D. TANRE', I. SLUTSKER, E. B. N. HOLBEN. *A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products. Geophysical Research Letters*, vol. 29(12), p. 8006, 2002a.
- ICHOKU, C., R. LEVY, Y.J. KAUFMAN, L.A. REMER, R.R. LI, J.V. MARTINS, B.N. HOLBEN, N. ABUHASSAN, I. SLUTSKER, T.F. ECK, E C. PIETRAS. *Analysis of the performance characteristics of the five-channel Microtops II Sun photometer for measuring aerosol optical thickness and precipitable water vapor. Journal of Geophysical Research*, vol. 107(D13), AAC 5-1, p. 5-16, 2002b.
- ICHOKU, C., L.A. REMER, Y.J.KAUFMAN, R.LEVY, D. A. CHU, D. TANRE', B.N.HOLBEN. *MODIS observation of aerosols and estimation of aerosol radiative forcing over southern Africa during SAFARI 2000. Journal of Geophysical Research*, vol. 108(D13), p. 8499, doi:10.1029/2002JD002366, 2003.
- INM - Instituto Nacional de Ecología- México. <http://www.ine.gob.mx/>, 2005.

- IPCC2001 – Intergovernmental Panel on Climate Change. *A plan for a Research Program on Aerosol Radiative forcing and climate change*. **Natl. Acad. Press.**, Washington, D.C., 2001.
- KAUFMAN, Y.J. *Satellite sensing of aerosol absorption*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 92, p. 4307-4317, 1987.
- KAUFMAN Y.J., E B. C. GAO. *Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS*. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing**, vol. 30, p. 871-884, set 1992.
- KAUFMAN, Y.J. *Measurements of the aerosol optical thickness and the path radiance – Implications on aerosol remote sensing and atmospheric corrections*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 98, p. 2677-2692, 1993.
- KAUFMAN, Y.J., L.A. REMER. *Remote sensing of vegetation in the mid-IR: the 3,7 μ m channels*. **IEEE J. Geosci Remote Sens.**, vol. 32, p. 672-683, 1994.
- KAUFMAN, Y.J., R.S. FRASER. *The effect of Smoke Particles on Clouds and Climate*. **Science**, vol. 277, p. 1636-1939, 1997.
- KAUFMAN, Y.J., D. TANRÉ, H.R. GORDON, NAKAJIMA, J. LENOBLE, R. FROUIN, H. BRASSL, B.M. HERMAN, M.D. KING, P.M. TEILLET. *Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 102(D14), p. 16,815-16,830, 1997a.
- KAUFMAN, Y.J., D. TANRÉ, L. A. REMER, E. F. VERMOTE, A. CHU, E B. N. HOLBEN. *Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 102, p. 17 051–17 067, 1997b.
- KAUFMAN, Y.J., N. GOBRON, B. PINTY, J. WIDLÓWSKI, M.M. VERSTRAETE. *Relationship between surface reflectance in the visible and mid-IR used in MODIS aerosol algorithm – theor.* **Journal of Geophysical Research**, vol. 29(23), p. 2116, 2002a.
- KAUFMAN, Y.J., D. TANRÉ, O. BOUCHER. *A satellite view of aerosols in climate system*. Insight review articles. **Nature**, vol. 419, p. 215-223, 2002b.
- KING, M.D., Y.J. KAUFMAN, W.P. MENZEL, D. TANRÉ. *Remote sensing of clouds, aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS)*. **IEEE Trans Geosci. Remote Sens.**, vol. 30(1), p. 2-27, 1992.

- KING, M.D., W.P. MENZEL, Y.J. KAUFMAN, D. TANRÉ, B.C. GAO, S. PLATNICK, S.A. ACKERMAN, L.A. REMER, R. PINCUS, E P.A. HUBANKS. *Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS*. **IEEE Trans Geosci. Remote Sens.**, vol. 41(2), p. 442-458, 2003.
- KOREN, I., Y.J. KAUFMAN, L.A. REMER, J.V. MARTINS. *Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation*. *Science*, vol. 303, p. 1342-1345, 2004.
- KREKOV, G.M. Models of atmospheric aerosols. *Em: Aerosol Effects on Climate*. Editor: S.G. Jennings. The University of Arizona Press, Tucson, p. 9-72, 1993.
- LANDULFO, E., A. PAPAYANNIS, P. ARTAXO, A. D. A. CASTANHO, A. Z. DE FREITAS, R. F. SOUZA, N. D. VIEIRA JUNIOR, M. P. M. P. JORGE, O. R. S'ANCHEZ-CCOYLLO, E D. S. MOREIRA. *Synergetic measurements of aerosols over São Paulo, Brazil using LIDAR, sunphotometer and satellite data during the dry season*. **Atmospheric Chemistry and Physics**, vol. 3, p. 1523-1539, 2003.
- LEAL, T.F.M., A.P.G. FONTENELE, J. PEDROTTI, A.FORNARO. *Composição iônica majoritária de águas de chuva no centro da cidade de São Paulo*. **Química Nova**, vol. 27(6), p. 855-861, 2004.
- LEE, T., Y.J. KAUFMAN. *The effect of surface non-Lambertianity on remote sensing of ground reflectance and vegetation index*. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, GE-24, p. 699-708, 1986.
- LENOBLE, J. E C. BROGNIEZ. *A comparative review of radiation aerosol models*. **Beitraege zur Physik der Atmosphaere**, vol. 57, p. 1-20, 1984.
- LEVY, R.C., L.A. REMER, D. TANRÉ, Y.J. KAUFMAN, C. ICHOKU, B.N. HOLBEN, J.M. LIVINGSTON, P.B. RUSSELL, E H. MARING. *Evaluation of the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) retrievals of dust aerosol over the ocean during PRIDE*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 108(D19), p. 8594, doi:10.1029/2002JD002460, 2003.
- LI, J., W.W. WOLF, W. P. MENZEL, W. J. ZHANG, H. L. HUANG, E T.H.ACHTOR. *Global soundings of the atmosphere from ATOVS measurements: The algorithm and validation*. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 39, p. 1248-1268, 2000.
- LI, J., E H. L. HUANG. *Retrieval of atmospheric profiles from satellite sounder measurements by use of the discrepancy principle*. **Applied Optics**, vol. 38, p. 916-923, 1999.

- LI, J., C. C. SCHMIDT, J. P. NELSON, T. J. SCHMIT, E W. P. MENZEL. *Estimation of total atmospheric ozone from GOES sounder radiances with high temporal resolution. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 2, p. 157-168, 2001.
- LIN, C.A., L.A. PEREIRA, D.C. NISCHIOKA, G.M. CONCEIÇÃO, A.L. BRAGA, P.H. SALDIVA. *Air ppollution and neonatal deths in São Paulo, Brazil. Braz J Med Biol Res.*, vol. 37(5), p. 765-77, 2004.
- LIU, K.N. *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere. Oxford Monographs on Geology and Geophysics* No. 20. Oxford University Press, 1992.
- LIU, K. N. *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Second Edition, 348 Academic, USA, 2002.
- LONDON, J., R. D. BOJKOV, S. OLTMANS, E J. I. KELLY. *Atlas of the global distribution of total ozone July 1957-June 1967. NCAR Tech. Note* 133+STR, p. 276, Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colo, 1976.
- LONGO, K. M. *Estudos de aerossóis e gases traços na atmosfera da Bacia Amazonica: Influência das circulações regionais e de larga escala. Tese de doutorado*, Instituto de Física da USP, 1999.
- MA, X.L., T. J. SCHMIT E W. L. SMITH. *A nonlinear physical retrieval algorithm—Its application to the GOES-8/9 sounder. Journal of Applied Meteorology*, vol. 38, p. 501–513, 1999.
- MAGE, D., G. OZOLINS, P. PETERSON, A. WEBSTER, R. ORTHOFRJ, V. VANDEWEERDS, E M. GWYNNET. *Urban air pollution in megacities of the world. Atmospheric Environment*, vol. 30(5), p. 68 1486, 1996.
- MARTINS, J.V., P. ARTAXO, C. LIOUSSE, J.S. REID, P.V. HOBBS, E Y.J. KAUFMAN. *Effects of black carbon content, particle size, and mixing on light absorption by aerosols from biomass burning in Brazil. Journal of Geophysical Research*, vol. 103, p. 32 041-32 050, 1998.
- MARTINS, J.V. *O Efeito de Partículas de Aerossol de queimadas da Amazônia no balanço Radiativo da Atmosfera. São Paulo. Tese de Doutorado*. Instituto de Física, USP, 1999.

- MARTINS, J.V., D. TANRÉ, L. REMER, J.Y. KAUFMAN, S. MATTOO, R. LEVY. *MODIS cloud screening for remote sensing of aerosols over ocean using spatial variability*. **Geophysical Research Letters**, vol. 29(12), 2002.
- MAYER, H. *Air pollution in cities*. **Atmospheric Environment**, vol. 33, p. 4029-4037, 1999.
- MIRANDA, R.M., M.F. ANDRADE, A. WOROBIEC, R.V. GRIEKEN. *Characterization of aerosol particles in the Sao Paulo Metropolitan Area*. **Atmospheric Environment**, vol. 36, p. 345-352, 2002.
- MISHCHENKO, M. I., I. V. GEOGDZHAYEV, B. CAIRNS, W. B. ROSSOW, A. A. LACIS. *Aerosol retrievals over the ocean by use of channels 1 and 2 AVHRR data: Sensitivity analysis and preliminary results*. **Appl. Opt.**, vol. 38, p. 7325-7341, 1999.
- MOLINA, L. T., E M. J. MOLINA. *Absolute absorption cross sections of ozone in the 185 to 350 nm wavelength range*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 106, p. 14,573-14,508, 1986.
- MOLINA, L.T., MOLINA, M.J.; SLOTT, R.; KOLB, C.E.; GBOR, P.K.; MENG, F.; SINGH, R.; GALVEZ, O.; SLOAN, J.J.; ANDERSON, W.; TANG, X.Y.; SHAO, M.; ZIU, T.; ZHANG, Y.H.; HU, M.; GURJAR, B.R.; ARTAXO, P.; OYOLA, P.; GRAMSCH, E.; HIDALGO, D.; GERTLER, A. *Critical Review: Air Quality in Selected Megacities*. **Journal of the Air and Waste Management Association**, on line supplement, junho 2004.
- MOLINA, M.J., L.T. MOLINA. *Critical Review: Megacities and Atmospheric Pollution*. **Journal of the Air and Waste Management Association**, vol. 54(6), 2004.
- NADERI, F.M., M.H. FREILICH, E D.G. LONG. *Spaceborne radar measurement of wind velocity over the ocean-Na overview of the NSCAT Scatterometer*. **Proc. Ins. IEEE**, vol. 79, p.850-866, 1991.
- NAKAJIMA, T., M., TANAKA, E T. YAMAUCHI. *Retrieval of the optical properties os aerosols from aureole and extinction data*. **Applied Optics**, vol. 22, p. 2951-2959, 1983.
- NAKAJIMA, T. ET AL. *Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersion*. **Applied Optics**, vol. 35, p. 2672-2686, 1996.
- ORSINI, C., P. ARTAXO, M. TABACNIKS. *The São Paulo PIXE system and its use on a national monitoring air quality program*. **Nuclear Instruments & Methods in Physics Research**, vol. 231, p. 462-465, 1984.

- ORSINI, C., M. TABACNIKS, P. ARTAXO, M.F. ANDRADE, A.S. KERR. *Characteristics of Fine and Coarse Particles of Natural and Urban Aerosols of Brazil*. **Atmospheric Environment**, vol. 20, p. 2259-2269, 1986.
- PAIVA, R.P., M.A.F. PIRES, C.S. MUNITA, M.F. ANDRADE, F.L.T. GONÇALVES, O. MASSAMBANI. *A preliminary study of the anthropogenic contribution to São Paulo rainfall*. **Fresenius**, vol. 6(9-10), p. 508-513, 1997.
- PAN, L., J.C. GILLE, D.P. EDWARDS, P.L. BAILEY, E C.D. RODGERS. *Retrieval of tropospheric carbon monoxide for the MOPITT experiment*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 103, p. 32,277-32,290, 1998.
- PANDE, J.N., N. BHATTA, D. BISWAS, R.M. PANDEY, G. AHLUWALIA, N.H. SIDDARAMAIAH, G.C. KHILNANI. *Outdoor air pollution and emergency room visits at a hospital in Delhi*. **Ind J Chest Diseases & Allied Sci**, vol. 44(1), p. 13-19, 2002.
- PARKINSON, C.L. *AQUA: An Earth-Observing Satellite Mission to Examine Water and Other Climate Variables*. **IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing**, vol. 41(2), p. 173-183, 2003
- PIRES JR., C.A., P. ARTAXO, M.M.A. PAIXÃO. *Efeitos do transporte a longa distância do aerossol gerado em queimadas na Amazônia: um estudo de caso*. **In: Simposio Internacional de Iniciação Científica**, Universidade de São Paulo. <http://www.usp.br/siicusp/12osciicusp/ficha4843.htm>, 2004.
- PLATNICK, S., M. D. KING, S. A. ACKERMAN, W. P. MENZEL, B. A. BAUM, J. C. RIÉDI, E R. A. FREY. *The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra*. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing**, vol. 41, p.459-473, fev 2003.
- PROCÓPIO, A.S. *Forçante radiativa direta dos aerossóis na Região Amazônica devido à queima de biomassa*. **Tese de Doutorado**, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.
- PROCÓPIO, A., L. A. REMER, P. ARTAXO, Y.J. KAUFMAN, J.S. SCHAFER. *Multiyear analysis of Amazonian Biomass Burning Smoke Radiative Forcing of Climate*. **Geophysical Research Letters**, vol. 31, doi:10.1029/2003GL018646, 2004.
- PROCÓPIO, A., L. A. REMER, P. ARTAXO, Y.J. KAUFMAN, B.N. HOLBEN. *Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia*. **Geophysical Research Letters**, vol. 30, doi:10.1029/2003GL018063, 2003.

- RAGA, G.B., T. CASTRO, D. BAUMGARDNER. *The impact of megacity pollution on local climate and implications for the regional environment: Mexico City. Atmospheric Environment*, vol. 35, p. 1805-1811, 2001.
- RAMANATHAN, V., P. J. CRUTZEN, J. T. KIEHL, D. ROSENFELD. *Aerosols, Climate, and the Hydrological Cycle. Science Compass Review.*, vol. 294, p. 2119-2124, 2001.
- RICCHIAZZI, P., S. YANG, C. GAUTIER, D. SOWLE. *SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the earth's Atmosphere. Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 79, p. 2101-2114, 1998.
- REID, J. S., D. L. WESTPHAL, J. M. LIVINGSTON, D. L. SAVOIE, H. B. MARING, H. H. JONSSON, D. P. ELEUTERIO, J. E. KINNEY, E. E. A. REID. *Dust vertical distribution in the Caribbean during the Puerto Rico Dust Experiment. Geophysical Research Letters*, vol. 29(7), p. 1151, doi:10.1029/2001GL014092, 2002.
- REID, J.S., J. E. KINNEY, D. L. WESTPHAL, B.N. HOLBEN, E.J.WELTON, S.C. TSAY, D P. ELEUTERIO, J.R. CAMPBELL, S.A. CHRISTOPHER, ET AL. *Analysis of measurements of Saharan dust by airborne and groundbased remote sensing methods during the Puerto Rico Dust Experiment (PRIDE). Journal of Geophysical Research*, vol. 108(D19), p. 8586, doi:10.1029/2002JD002493, 2003.
- REMER, L.A., Y.J. KAUFMAN, E B.N. HOLBEN. *The size distribution of ambient aerosol particles: smoke vs. urban/industrial aerosol, accepted to Global Biomass Burning. The MIT press, Cambridge MA, 1996.*
- REMER, L. A., S. GASSÓ, D.A. HEGG, Y.J. KAUFMAN, B.N. HOLBEN. *Urban/industrial aerosol: Ground-based Sun/sky radiometer and airborne in situ measurements. Journal of Geophysical Research*, vol. 103(D24), p. 31,879-891, 1997.
- REMER, L. A., AND Y. J. KAUFMAN. *Dynamic aerosol model: Urban/industrial aerosol. Journal of Geophysical Research*, vol. 103, p. 13859-13871, 1998.
- REMER, L. A., Y.J. KAUFMAN, B.N. HOLBEN, A.M. THOMSON, D. MCNAMARA. *Biomass burning aerosol size distribution and modeled optical properties. Journal of Geophysical Research*, vol. 103(D24), p. 31,879-891, 1998.
- REMER, L.A., D. TANRE', Y.J. KAUFMAN, C. ICHOKU, S. MATTOO, R. LEVY, D.A. CHU, B.N. HOLBEN, O. DUBOVIK, A. SMIRNOV, J.V. MARTINS, R.R. LI E Z. AHMAD.

- Validation of MODIS aerosol retrieval over ocean. Journal of Geophysical Research*, vol. 29(12), p. 1618, MOD3-1-4, 2002.
- ROBERTS, G., ARTAXO, P., ZHOU, J., SWIETLICKI, E., ANDREAE, M.O. *Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: a case study from the Amazon Basin. Journal of Geophysical Research*, vol. 107, doi:10.1029/2001JD000583, 2002.
- ROMERO, H., M.IHL, A. RIVERA, P. ZALAZAR, P. AZOCAR. *Rapid urban growth, land use changes and air pollution in Santiago, Chile. Atmospheric Environment*, vol. 33, p. 4039-4047.
- ROSENFELD, D. *TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. Geophysical Research Letters*, vol. 26, p. 3105-3108, 1999.
- ROSENFELD, D. *Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. Science*, vol. 287, p. 1793-1796, 2000.
- SALDIVA, P.H.N., A.J.F.C. LICHTENFELS, P.S.O. PAIVA, I. BARONE, M.A. MARTINS, E. MASSAD, J.C.R. PEREIRA, V.P. XAVIER, J.M. SINGER, G.M. BOHM. *Association between air pollution and mortality due to respiratory diseases in children in São Paulo, Brazil: A preliminary report; Environmental Research*, vol. 65(2), p. 218-225, 1994.
- SALDIVA, P.H.N.; C.A. POPE, J. SCHWARTZ, D.W. DOCKERY, A.J.F.C. LICHTENFELS, J.M. SALGE, I. BARONE, G.M. BOHM. *Air pollution and mortality in elderly people: A time-series study in São Paulo, Brazil. Arch. Environ. Health*, vol. 50(2), p. 159-163, 1995.
- SANCHEZ-CCOYLLO, O.R., M.F. ANDRADE. *The influence of meteorological conditions on the behavior of pollutants concentrations in São Paulo, Brazil. Environ. Poll.*, vol. 116(2), p. 257-263, 2002.
- SANCHEZ-CCOYLLO, O.R., P.S. DIAS, M.F. ANDRADE, S. FREITAS. *Determination of O₃, CO and PM₁₀ transport in the Metropolitan area of São Paulo, Brazil through synopticscale analysis of back trajectories. Meteorology and Atmospheric Physics*, in press, 2005.
- SANHUEZA, P.; C. VARGAS, J. JIMÉNEZ. *Daily mortality in Santiago and its relationship with air pollution. Rev. Medica de Chile*, vol. 127(2), p. 235-242, 1999.

- SCHMID, B. E C. WEHRLI. *Comparison of Sun photometer calibration by use of the Langley technique and the standard lamp*. **Applied Optics**, vol. 34, p. 4500-4512, 1995.
- SEINFELD, J.H. E S.N. PANDIS. *Atmospheric Chemistry and Physics from Air Pollution to Climate Change*. Wiley, New York, U.S.A., 1998.
- SHETTLE, E.P. E FENN, R.W. *Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties*. AFGL-TR-79-0214. **Environmental Research Papers**, nº 676. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Massachusetts, 1979.
- SHETTLE, E.P. *Optical and radiative properties of a desert aerosol model*. **Proc. Symposium on Radiation in the Atmosphere**, G. Fiocco Ed., A. Deepak Publishing, p. 74-77, 1984.
- SILVA DIAS, M. A. F. *Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo*. **Rev. Bras. Meteor.**, vol. 2, p. 133-150, 1987.
- SILVA DIAS, M.A.F., ANDRADE, M. F. *Urban Climate Change: the case of São Paulo, Brasil*. **In: International Conference on Environmental Physics**, Brasília. Anais da International Conference on Environmental Physics, 1999.
- SMIRNOV, A., B. N. HOLBEN, T. F. ECK, O. DUBOVIK, E I. SLUTSKER. *Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET database*. **Remote Sens. Environ.**, vol. 73(3), p. 337-349, 2000.
- SMITH, W. L. JR., T. CHARLOCK, B. WIELICKI, R. KAHN, J. V. MARTINS, C. GATEBE, P. V. HOBBS, G. C. PURGOLD, J. REDEMANN, L. REMER, K. RUTLEDGE. *The Chesapeake lighthouse and aircraft measurements for satellites (CLAMS) experiment*. **11th Sat. Met. & Ocn. Conf.**, Madison, WS, P4.23, 2001.
- SOMERS, C.M., B.E MCCARRY, F. MALEK, J.S. QUINN. *Reduction of Particulate Air Pollution Lowers the Risk of Heritable Mutations in Mice*. **Science**, vol. 304, p. 1008-1010, 2004.
- STMSP. *A região Metropolitana de São Paulo*. Consulta internet, endereço eletrônico: <http://www.stmsp.com.br/rmsp.html>, 1999.
- SWAP, R. J., H. J. ANNEGARN, E L. OTTER. *Southern African Regional Science Initiative (Safari 2000) summary of science plan* **South African Journal of Sciences**, vol. 98, p. 119- 124, 2002.

- SWEET, C. W., D.F. GATZ. *Short Communication Summary and Analysis of available PM_{2,5} Measurements in Illinois*. **Atmospheric Environment**, vol. 32(6), p. 1129-1133, 1998.
- TANRÉ, D., Y.J. KAUFMAN, M. HERMAN, E S. MATTOO. *Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 102, p. 16 971–16 988, 1997.
- TANRÉ, D., Y.J. KAUFMAN, M. HERMAN, E S. MATTOO. *Retrieval of aerosol optical thickness and size distribution over ocean from the MODIS airborne simulator during TARFOX*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 104(D2), p. 2261–2278, 1999.
- THOMAS, G.E. E STAMNES, K. *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean*. **Cambridge University Press**, 1999.
- THOMASON, L.W., B.M. HERMAN E J.A. REAGAN. *The effect of atmospheric attenuators with structured vertical distributions on air mass determinations and Langley plot analyses*. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 40, p. 1851-1854, 1983.
- TORRES O., ET AL. *A long-term record of aerosol optical depth from TOMS observation and comparison to AERONET measurements*. **Journal of Atmospheric Science**, vol. 59, p. 398-413, 2002.
- VASCONCELOS, P. C.; L.D. MARTINS; M.F. ANDRADE, et al. *Estimate of Vegetative Hydrocarbons Emissions Impact in the Formation of Photochemical Oxidants in São Paulo*. **Environmental Pollution**, submetido, 2004.
- WALLACE, J.M. E P.V. HOBBS. *Atmospheric Science – An Introductory Survey*. Academic Press, Inc. San Diego, Califórnia, 1977.
- WANG, J., E CHRISTOPHER, S.A. *Intercomparison between satellite-derived aerosol optical thickness and PM_{2,5} mass: Implications for air quality studies*. **Geophysical Research Letters**, vol. 30(21), 2003.
- WHO/UNEP. *Urban Air Pollution in Megacities of the World*. **World Health Organization**, United Nations. Environment Programme, Blackwell, Oxford, 1992.
- WHO/ECOTOX. *In Motor Vehicle Air Pollution- Public Health Impact and Control Measures*, WHO/PEP/ 92.4 (edited by Gage D. T. and Zali O.). **World Health Organization** and ECOTOX. Geneva, 1992.

- WIELICKI, B.A., B.R. BARKSTROM, B.A. BAUM, T.P. CHARLOCK, R.N. GREEN, ET AL. *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): Algorithm overview*. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.**, vol. 36, p.1127-1141, 1998.
- WISCOMBE, W. J. *The Delta-M Method: Rapid Yet Accurate Radiative Flux Calculations for Strongly Asymmetric Phase Functions*. **Journal of Atmospheric Sciences**, vol. 34, p. 1408-1422, 1977.
- WISCOMBE, W.J. *Improved Mie scattering algorithms*. **Applied Optics**, vol. 19(9), 1980.
- WOLFE, R., J. STOREY, E. MASUOKA, E A. FLEIG. *MODIS Level 1A Earth Location Algorithm Theoretical Basis Document*. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt MD, 1995.
- XAVIER, T.M. B. S., A.F.S. XAVIER, M.A.F. SILVA DIAS. *Evolução da Precipitação Num Ambiente Urbano: O Caso da Cidade de São Paulo*. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, vol. 9(1), p. 44-53, 1994.
- XU, X.; J. GAO, D.W. DOCKERY, Y. CHEN. *Air pollution and daily mortality in residential areas of Beijing, China*. **Arch. Environ. Health**, vol. 49(4), p. 216-222, 1994.
- YAMASOE, M.A., KAUFMAN, Y.J., DUBOVIK, O., REMER, L.A., HOLBEN, B.N. E ARTAXO, P. *Retrieval of the real part of the refractive index of smoke particles from Sun/sky measurements during SCAR-B*. **Journal of Geophysical Research**, vol. 103 D24, p. 31893-31902, 1998.
- YAMASOE, M.A. *Estudo de Propriedades Ópticas de Partículas de Aerossóis a partir de uma Rede de Fotômetros*. São Paulo. **Tese de Doutorado**. Instituto de Física, USP, 1999.
- YNOUE, R.Y., E M.F. ANDRADE. *Size-Resolved Mass Balance of Aerosol Particles over the São Paulo Metropolitan Area of Brazil*. **Aerosol Science and Technology**, vol. 38(S2), p. 52-62, 2004.

APÊNDICE – A

FIGURA: *Mapas com a distribuição espacial de espessura óptica no comprimento de onda de 550 nm obtido neste trabalho com resolução de 1x1 km, sobre a região metropolitana de São Paulo (latitude -23,3° a -23,9° e longitudes -46,1° a -47,0°). Foram utilizadas as radiâncias do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA, e modelo dinâmico de aerossóis definidos neste trabalho. São apresentados alguns dias como exemplo do ano de 2003 e 2004.*

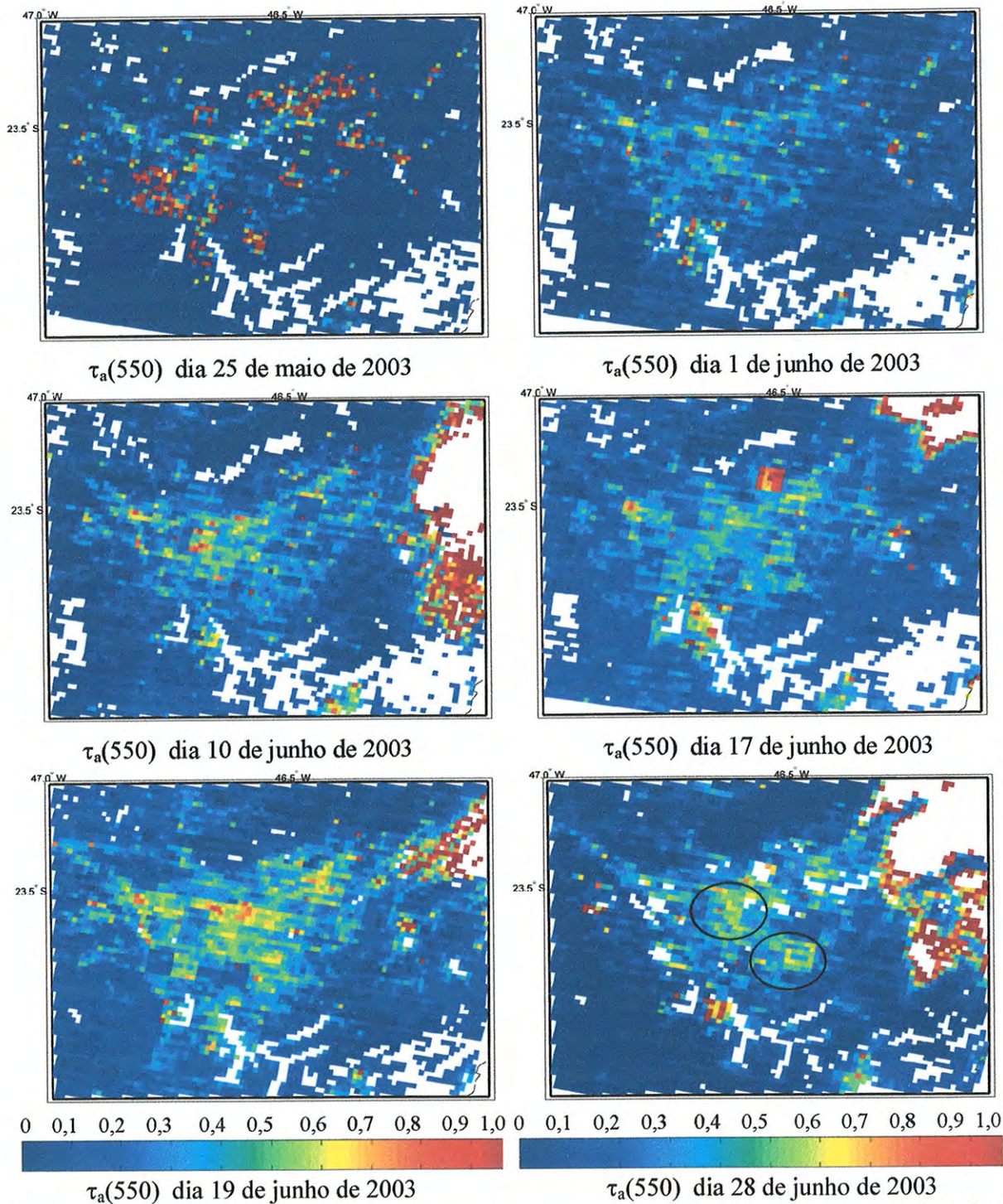
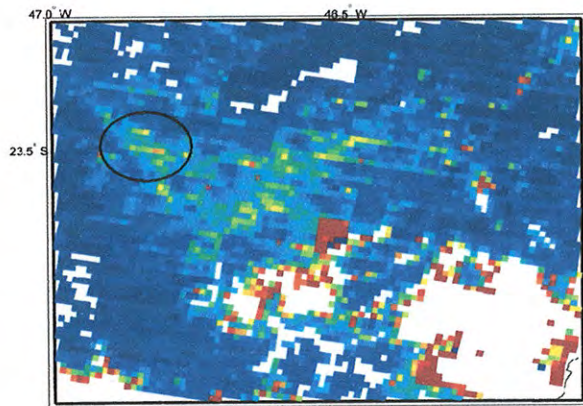
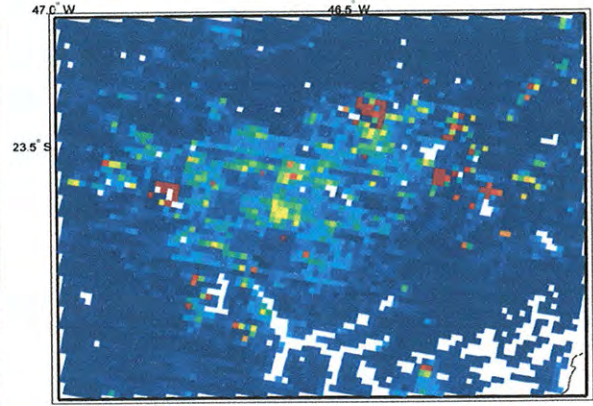


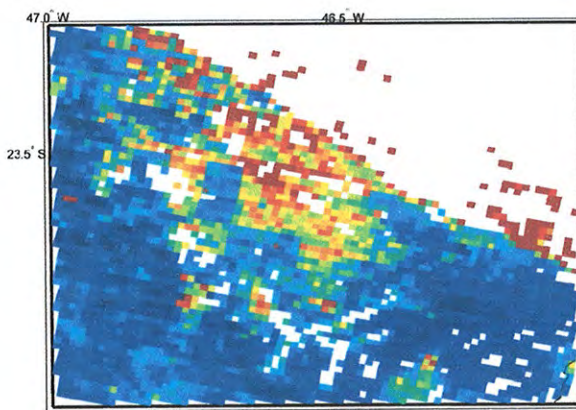
Figura Apêndice – A: Mapas com a distribuição espacial de espessura óptica no comprimento de onda de 550 nm obtido neste trabalho com resolução de 1x1 km, sobre a região metropolitana de São Paulo (latitude -23,3 a -23,9 e longitudes -46,1 a -47,0). Foram utilizadas as radiâncias do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA, e modelo dinâmico de aerossóis definidos neste trabalho. São apresentados alguns dias como exemplo do ano de 2003 e 2004.



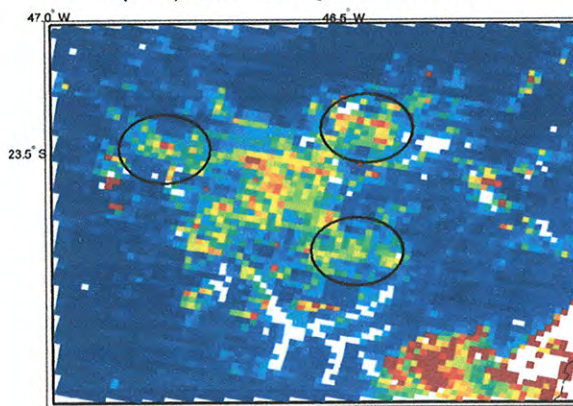
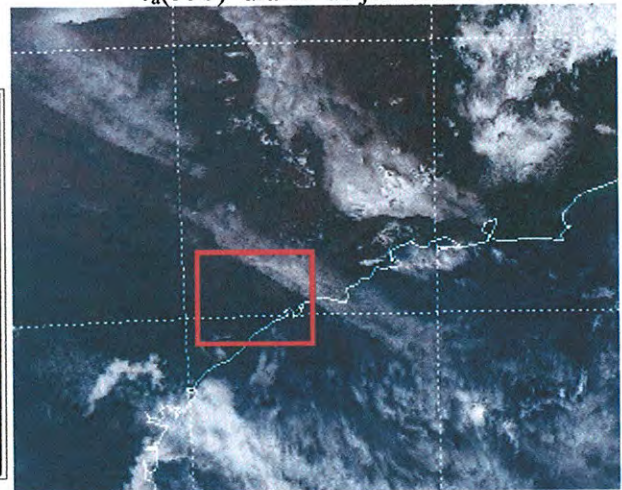
$\tau_a(550)$ dia 03 de julho de 2003



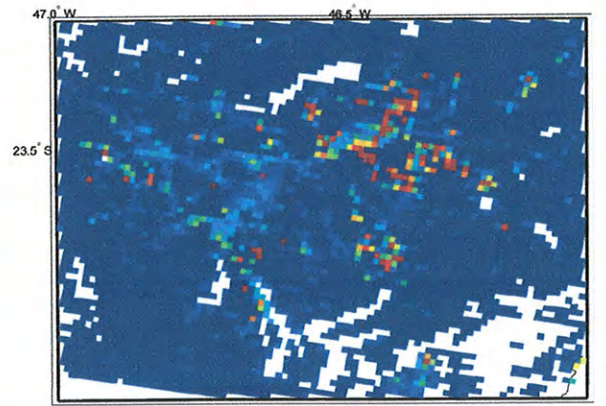
$\tau_a(550)$ dia 05 de julho de 2003



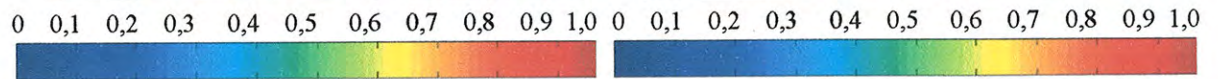
$\tau_a(550)$ dia 30 de julho de 2003



$\tau_a(550)$ dia 01 de agosto de 2004



$\tau_a(550)$ dia 06 de agosto de 2004



continuação Figura Apêndice - A

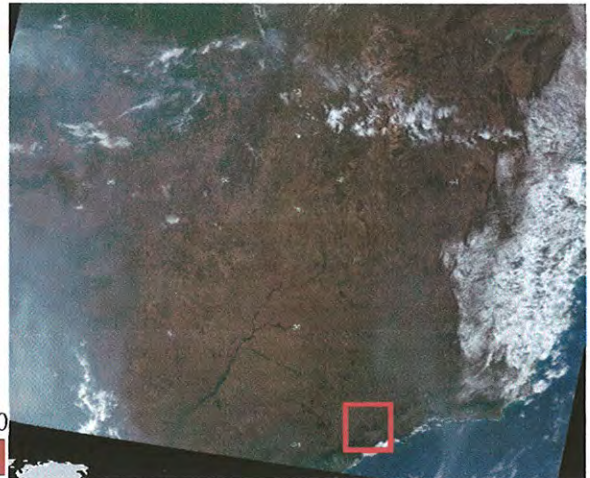
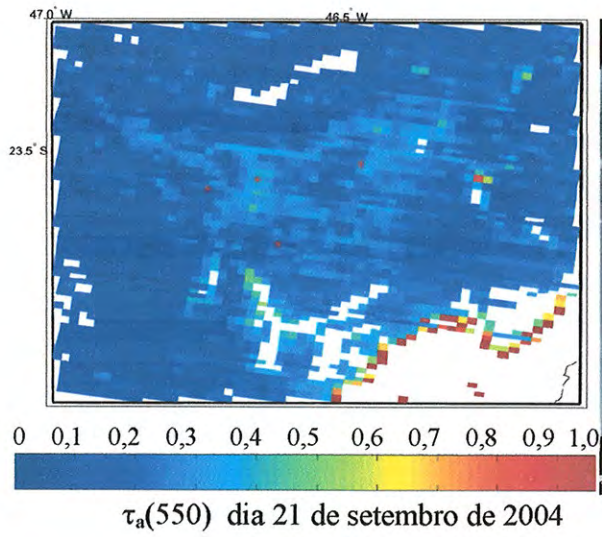


Imagem no visível – NASA

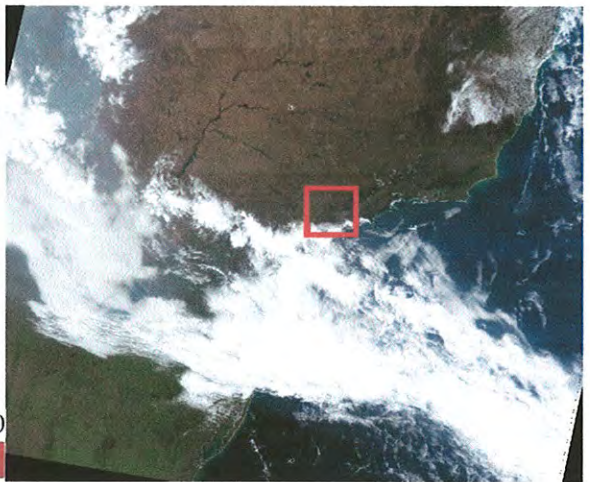
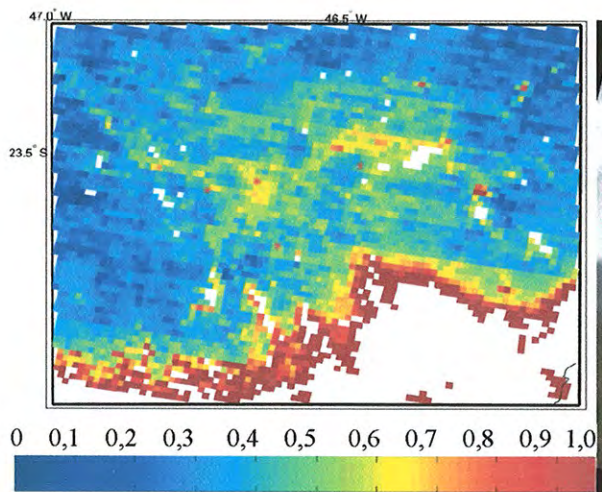


Imagem no visível – NASA

continuação Figura Apêndice – A : As imagens de composição no visível foram obtidas do site da NASA <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/IMAGES/index.html>

APÊNDICE – B

TABELAS: *Propriedades microfísicas dos aerossóis, obtidas para cada modelo de aerossol definido para São Paulo.*

Tabela-B1: Índice de Refração real e Imaginário.

Tabela-B2: Distribuição Volumétrica média por tamanho de partículas.

Tabela – B1: Distribuição espectral dos índices de refração real (n) e imaginário (k) médios obtidos para cada modelo de aerossol identificado em São Paulo. Os valores em destaque foram obtidos dos respectivos comprimentos de onda oferecidos nos produtos do fotômetro solar CIMEL da rede AERONET em operação em São Paulo, para o período de junho a agosto de 2002 a 2003. Nos demais comprimentos de onda, os índices foram interpolados e nas extremidades mantidos constantes.

λ	Índice de Refração Real (n)					Índice de Refração Imaginário (k)				
	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5
200	1.364	1.397	1.393	1.401	1.394	0.0281	0.0230	0.0155	0.0094	0.0029
220	1.364	1.397	1.393	1.401	1.394	0.0281	0.0230	0.0155	0.0094	0.0029
242	1.364	1.397	1.393	1.401	1.394	0.0281	0.0230	0.0155	0.0094	0.0029
266	1.364	1.397	1.393	1.401	1.394	0.0281	0.0230	0.0155	0.0094	0.0029
293	1.364	1.397	1.393	1.401	1.394	0.0281	0.0230	0.0155	0.0094	0.0029
322	1.364	1.397	1.393	1.401	1.394	0.0281	0.0230	0.0155	0.0094	0.0029
354	1.364	1.397	1.393	1.401	1.394	0.0281	0.0230	0.0155	0.0094	0.0029
390	1.364	1.397	1.393	1.401	1.394	0.0281	0.0230	0.0155	0.0094	0.0029
429	1.364	1.397	1.393	1.401	1.394	0.0281	0.0230	0.0155	0.0094	0.0029
440	1.364	1.397	1.393	1.401	1.394	0.0281	0.0230	0.0155	0.0094	0.0029
472	1.368	1.399	1.395	1.402	1.395	0.0276	0.0224	0.0152	0.0093	0.0029
500	1.371	1.401	1.396	1.403	1.396	0.0271	0.0218	0.0150	0.0092	0.0029
519	1.373	1.402	1.397	1.404	1.396	0.0268	0.0214	0.0148	0.0091	0.0029
550	1.377	1.404	1.398	1.405	1.397	0.0263	0.0207	0.0145	0.0090	0.0029
571	1.379	1.405	1.399	1.405	1.398	0.0259	0.0203	0.0143	0.0090	0.0029
628	1.386	1.409	1.402	1.407	1.400	0.0250	0.0191	0.0138	0.0088	0.0029
670	1.390	1.412	1.403	1.409	1.401	0.0243	0.0183	0.0134	0.0086	0.0029
691	1.393	1.413	1.405	1.410	1.402	0.0244	0.0183	0.0135	0.0086	0.0029
760	1.401	1.419	1.410	1.414	1.406	0.0250	0.0185	0.0137	0.0088	0.0029
835	1.410	1.425	1.415	1.418	1.410	0.0257	0.0188	0.0140	0.0089	0.0029
870	1.414	1.428	1.417	1.420	1.412	0.0260	0.0189	0.0142	0.0090	0.0029
919	1.425	1.436	1.424	1.426	1.420	0.0261	0.0189	0.0142	0.0090	0.0029
1011	1.446	1.451	1.437	1.438	1.436	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
1112	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
1223	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
1345	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
1480	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
1628	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
1791	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
1970	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
2167	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
2384	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
2622	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
2884	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029
3173	1.449	1.453	1.438	1.440	1.438	0.0264	0.0188	0.0142	0.0090	0.0029

Tabela – B2: *Distribuição volumétrica média por tamanho de partículas (raio r_i) para cada modelo de aerossol identificado em São Paulo. Obtido dos produtos do fotômetro solar CIMEL da AERONET, para o período de junho a agosto de 2002 e 2003.*

Tamanho		Volume $dV/d\ln R$ ($\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$)				
r_i (μm)	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5	
0.05	1.05E-02	6.87E-03	6.26E-03	4.96E-03	3.17E-03	
0.07	2.42E-02	1.90E-02	1.98E-02	1.64E-02	1.06E-02	
0.09	4.40E-02	4.00E-02	4.32E-02	3.81E-02	2.74E-02	
0.11	5.04E-02	5.24E-02	5.72E-02	5.21E-02	4.32E-02	
0.15	3.63E-02	4.23E-02	4.97E-02	4.59E-02	3.57E-02	
0.19	1.86E-02	2.26E-02	3.04E-02	2.92E-02	2.21E-02	
0.26	8.60E-03	1.05E-02	1.55E-02	1.63E-02	1.31E-02	
0.33	4.79E-03	5.94E-03	8.76E-03	1.08E-02	8.61E-03	
0.44	3.72E-03	4.49E-03	5.80E-03	8.34E-03	6.50E-03	
0.58	3.71E-03	4.15E-03	4.76E-03	6.43E-03	4.50E-03	
0.76	4.27E-03	4.64E-03	5.31E-03	5.63E-03	3.76E-03	
0.99	5.49E-03	6.09E-03	7.36E-03	7.00E-03	5.35E-03	
1.30	7.84E-03	8.74E-03	1.02E-02	9.83E-03	8.27E-03	
1.71	1.14E-02	1.27E-02	1.38E-02	1.34E-02	1.11E-02	
2.24	1.49E-02	1.68E-02	1.79E-02	1.63E-02	1.29E-02	
2.94	1.71E-02	2.16E-02	2.31E-02	2.08E-02	1.68E-02	
3.86	1.67E-02	2.48E-02	2.82E-02	2.55E-02	2.23E-02	
5.06	1.34E-02	2.42E-02	2.91E-02	2.68E-02	2.35E-02	
6.64	8.72E-03	1.88E-02	2.26E-02	2.20E-02	1.81E-02	
8.71	4.77E-03	1.09E-02	1.29E-02	1.32E-02	1.03E-02	
11.43	2.40E-03	4.77E-03	5.77E-03	5.58E-03	4.35E-03	
15.00	1.37E-03	1.95E-03	2.47E-03	2.03E-03	1.66E-03	

APÊNDICE – C

TABELAS: *Propriedades ópticas ou radiativas dos aerossóis, obtidas para cada modelo de aerossol (de 1 a 5) definido para São Paulo.*

Tabela – C (a): Propriedades espectrais dos aerossóis de São Paulo identificadas em cada um dos modelos dinâmicos de aerossol de 1 a 5, representados respectivamente nas tabelas de (a) a (e). Estas propriedades foram obtidas utilizando as propriedades microfísicas do Apêndice B.

Modelo de Aerossol 1						
Comprimento de Onda	Aibedo Simples	Parâmetro de Assimetria	Extinção	Eficiência		Absorção
λ (nm)	ω_o	g	Q_{ext}	Q_{esp}	Q_{espra}	Q_{abs}
200	0.832	0.792	2.0440	1.7020	0.0146	0.3427
220	0.830	0.778	1.8340	1.5220	0.0117	0.3115
242	0.825	0.765	1.6370	1.3500	0.0086	0.2870
266	0.817	0.747	1.4280	1.1660	0.0114	0.2622
293	0.809	0.727	1.2420	1.0050	0.0094	0.2371
322	0.799	0.709	1.0780	0.8610	0.0082	0.2168
354	0.786	0.687	0.9185	0.7221	0.0088	0.1964
390	0.773	0.663	0.7817	0.6045	0.0079	0.1772
429	0.758	0.641	0.6651	0.5045	0.0074	0.1607
440	0.754	0.635	0.6362	0.4797	0.0075	0.1565
472	0.748	0.617	0.5672	0.4240	0.0077	0.1432
500	0.743	0.603	0.5166	0.3837	0.0074	0.1328
519	0.740	0.595	0.4861	0.3595	0.0071	0.1266
550	0.735	0.582	0.4436	0.3261	0.0071	0.1175
571	0.732	0.576	0.4168	0.3053	0.0069	0.1116
628	0.725	0.559	0.3571	0.2590	0.0068	0.0981
670	0.721	0.552	0.3216	0.2319	0.0064	0.0897
691	0.717	0.548	0.3075	0.2203	0.0061	0.0871
760	0.699	0.543	0.2683	0.1876	0.0056	0.0807
835	0.682	0.541	0.2357	0.1609	0.0053	0.0749
919	0.673	0.545	0.2110	0.1420	0.0046	0.0690
1011	0.668	0.548	0.1908	0.1275	0.0043	0.0633
1112	0.655	0.561	0.1665	0.1090	0.0038	0.0575
1223	0.646	0.588	0.1485	0.0960	0.0030	0.0525
1345	0.641	0.613	0.1332	0.0854	0.0025	0.0479
1480	0.636	0.633	0.1197	0.0761	0.0023	0.0436
1628	0.638	0.657	0.1105	0.0705	0.0017	0.0400
1791	0.643	0.678	0.1027	0.0660	0.0015	0.0367
1970	0.647	0.692	0.0949	0.0614	0.0015	0.0335
2167	0.657	0.705	0.0894	0.0587	0.0011	0.0307
2622	0.676	0.723	0.0795	0.0538	0.0010	0.0258
2884	0.687	0.728	0.0754	0.0518	0.0008	0.0236
3173	0.695	0.728	0.0714	0.0497	0.0008	0.0218

Continuação Tabela-C (b)

Modelo de Aerossol 2						
Comprimento de Onda	Albedo Simples	Parâmetro de Assimetria	Extinção	Espalhamento	Eficiência Esp Traseiro	Absorção
λ (nm)	ω_0	g	Q_{ext}	Q_{esp}	Q_{espra}	Q_{abs}
200	0.864	0.786	2.4160	2.0860	0.0193	0.3293
220	0.864	0.774	2.1890	1.8910	0.0186	0.2978
242	0.862	0.764	1.9930	1.7180	0.0113	0.2754
266	0.856	0.748	1.7620	1.5090	0.0157	0.2535
293	0.852	0.731	1.5420	1.3140	0.0136	0.2282
322	0.845	0.716	1.3560	1.1470	0.0104	0.2097
354	0.836	0.695	1.1630	0.9715	0.0117	0.1911
390	0.827	0.674	0.9921	0.8202	0.0104	0.1719
429	0.816	0.653	0.8482	0.6917	0.0094	0.1565
440	0.812	0.648	0.8115	0.6590	0.0093	0.1525
472	0.807	0.631	0.7181	0.5793	0.0096	0.1388
500	0.804	0.618	0.6510	0.5233	0.0094	0.1277
519	0.802	0.610	0.6110	0.4898	0.0090	0.1212
550	0.799	0.597	0.5529	0.4417	0.0088	0.1112
571	0.796	0.590	0.5177	0.4122	0.0086	0.1055
628	0.792	0.572	0.4376	0.3466	0.0085	0.0910
670	0.790	0.565	0.3931	0.3106	0.0079	0.0825
691	0.786	0.562	0.3736	0.2936	0.0076	0.0800
760	0.772	0.554	0.3222	0.2488	0.0071	0.0734
835	0.758	0.550	0.2790	0.2113	0.0066	0.0676
919	0.749	0.555	0.2478	0.1857	0.0058	0.0621
1011	0.745	0.560	0.2213	0.1648	0.0055	0.0565
1112	0.732	0.570	0.1922	0.1407	0.0049	0.0515
1223	0.726	0.596	0.1724	0.1251	0.0040	0.0473
1345	0.721	0.619	0.1550	0.1117	0.0034	0.0433
1480	0.716	0.636	0.1393	0.0997	0.0032	0.0396
1628	0.718	0.659	0.1297	0.0932	0.0025	0.0365
1791	0.723	0.679	0.1210	0.0875	0.0020	0.0335
1970	0.727	0.691	0.1122	0.0815	0.0022	0.0307
2167	0.735	0.703	0.1066	0.0784	0.0017	0.0282
2622	0.752	0.719	0.0963	0.0723	0.0016	0.0239
2884	0.762	0.723	0.0922	0.0702	0.0014	0.0220
3173	0.769	0.722	0.0883	0.0679	0.0014	0.0204

Continuação Tabela-C (c)

Modelo de Aerossol 3						
Comprimento de Onda	Albedo Simples	Parâmetro de Assimetria	Extinção	Espalhamento	Eficiência Esp Traseiro	Absorção
λ (nm)	ω_0	g	Q_{ext}	Q_{esp}	Q_{espra}	Q_{abs}
200	0.898	0.785	2.4670	2.2160	0.0231	0.2507
220	0.899	0.775	2.2460	2.0190	0.0214	0.2265
242	0.898	0.766	2.0500	1.8400	0.0135	0.2091
266	0.894	0.752	1.8170	1.6250	0.0186	0.1924
293	0.892	0.737	1.5990	1.4250	0.0151	0.1733
322	0.887	0.723	1.4090	1.2490	0.0116	0.1592
354	0.880	0.704	1.2090	1.0640	0.0136	0.1450
390	0.874	0.685	1.0360	0.9055	0.0116	0.1306
429	0.866	0.667	0.8868	0.7678	0.0104	0.1190
440	0.863	0.662	0.8483	0.7323	0.0102	0.1160
472	0.859	0.645	0.7510	0.6449	0.0106	0.1061
500	0.855	0.634	0.6806	0.5819	0.0101	0.0987
519	0.853	0.626	0.6400	0.5459	0.0097	0.0941
550	0.849	0.615	0.5784	0.4911	0.0092	0.0873
571	0.847	0.607	0.5420	0.4588	0.0091	0.0832
628	0.840	0.591	0.4578	0.3847	0.0089	0.0731
670	0.836	0.583	0.4098	0.3428	0.0083	0.0670
691	0.833	0.579	0.3906	0.3252	0.0079	0.0654
760	0.820	0.568	0.3353	0.2751	0.0073	0.0602
835	0.808	0.564	0.2895	0.2339	0.0069	0.0557
919	0.799	0.565	0.2558	0.2043	0.0062	0.0515
1011	0.793	0.566	0.2270	0.1800	0.0057	0.0470
1112	0.783	0.575	0.1965	0.1538	0.0051	0.0427
1223	0.777	0.596	0.1758	0.1366	0.0043	0.0392
1345	0.772	0.616	0.1569	0.1211	0.0035	0.0358
1480	0.769	0.634	0.1410	0.1084	0.0035	0.0326
1628	0.770	0.656	0.1305	0.1005	0.0026	0.0300
1791	0.773	0.674	0.1212	0.0937	0.0023	0.0275
1970	0.776	0.688	0.1125	0.0873	0.0023	0.0252
2167	0.783	0.701	0.1062	0.0832	0.0019	0.0231
2622	0.796	0.717	0.0953	0.0758	0.0016	0.0195
2884	0.803	0.721	0.0908	0.0729	0.0014	0.0179
3173	0.809	0.719	0.0863	0.0698	0.0015	0.0165

Continuação Tabela-C (d)

Modelo de Aerossol 4						
Comprimento de Onda	Albedo Simples	Parâmetro de Assimetria	Extinção	Espalhamento	Eficiência Esp Traseiro	Absorção
λ (nm)	ω_0	g	Q_{ext}	Q_{esp}	Q_{espra}	Q_{abs}
200	0.931	0.778	2.5690	2.3920	0.0286	0.1764
220	0.932	0.769	2.3450	2.1860	0.0278	0.1593
242	0.932	0.761	2.1550	2.0080	0.0175	0.1470
266	0.929	0.748	1.9200	1.7840	0.0231	0.1355
293	0.928	0.735	1.6960	1.5740	0.0188	0.1217
322	0.926	0.723	1.5040	1.3920	0.0142	0.1119
354	0.921	0.705	1.2970	1.1940	0.0168	0.1023
390	0.918	0.689	1.1180	1.0260	0.0139	0.0920
429	0.913	0.673	0.9626	0.8788	0.0122	0.0838
440	0.911	0.669	0.9223	0.8406	0.0120	0.0817
472	0.908	0.654	0.8171	0.7417	0.0126	0.0753
500	0.906	0.645	0.7439	0.6738	0.0119	0.0701
519	0.905	0.639	0.7024	0.6354	0.0114	0.0670
550	0.902	0.629	0.6376	0.5750	0.0107	0.0626
571	0.899	0.623	0.5972	0.5369	0.0107	0.0603
628	0.894	0.608	0.5053	0.4520	0.0102	0.0534
670	0.892	0.602	0.4570	0.4077	0.0095	0.0493
691	0.890	0.599	0.4349	0.3872	0.0091	0.0477
760	0.882	0.590	0.3733	0.3291	0.0084	0.0442
835	0.874	0.584	0.3208	0.2804	0.0078	0.0404
919	0.869	0.584	0.2839	0.2466	0.0071	0.0373
1011	0.865	0.583	0.2515	0.2175	0.0065	0.0340
1112	0.858	0.585	0.2166	0.1858	0.0058	0.0308
1223	0.854	0.602	0.1935	0.1652	0.0052	0.0283
1345	0.850	0.616	0.1713	0.1456	0.0041	0.0257
1480	0.847	0.627	0.1522	0.1289	0.0043	0.0233
1628	0.847	0.644	0.1400	0.1186	0.0032	0.0214
1791	0.849	0.659	0.1289	0.1094	0.0027	0.0195
1970	0.849	0.671	0.1186	0.1007	0.0030	0.0179
2167	0.854	0.684	0.1112	0.0950	0.0024	0.0162
2622	0.862	0.699	0.0983	0.0848	0.0021	0.0136
2884	0.867	0.703	0.0933	0.0809	0.0018	0.0124
3173	0.870	0.702	0.0881	0.0767	0.0020	0.0115

Continuação Tabela-C (e)

Modelo de Aerossol 5						
Comprimento de Onda	Albedo Simples	Parâmetro de Assimetria	Extinção	Espalhamento	Eficiência Esp Traseiro	Absorção
λ (nm)	ω_0	g	Q_{ext}	Q_{esp}	Q_{espra}	Q_{abs}
200	0.974	0.776	2.6090	2.5410	0.0365	0.0681
220	0.974	0.769	2.3850	2.3230	0.0318	0.0615
242	0.974	0.761	2.1820	2.1250	0.0217	0.0567
266	0.973	0.748	1.9330	1.8810	0.0277	0.0518
293	0.973	0.736	1.7110	1.6640	0.0221	0.0467
322	0.972	0.724	1.5090	1.4670	0.0171	0.0428
354	0.970	0.708	1.2970	1.2580	0.0204	0.0391
390	0.969	0.693	1.1160	1.0810	0.0154	0.0348
429	0.967	0.676	0.9561	0.9243	0.0144	0.0317
440	0.966	0.672	0.9156	0.8846	0.0134	0.0311
472	0.964	0.658	0.8089	0.7800	0.0144	0.0289
500	0.964	0.649	0.7370	0.7101	0.0133	0.0269
519	0.962	0.643	0.6936	0.6675	0.0140	0.0261
550	0.961	0.632	0.6267	0.6023	0.0115	0.0244
571	0.960	0.626	0.5887	0.5649	0.0124	0.0237
628	0.957	0.612	0.4976	0.4764	0.0118	0.0212
670	0.955	0.605	0.4488	0.4288	0.0117	0.0200
691	0.955	0.602	0.4262	0.4069	0.0105	0.0193
760	0.952	0.592	0.3636	0.3461	0.0097	0.0175
835	0.950	0.588	0.3131	0.2973	0.0090	0.0158
919	0.948	0.586	0.2782	0.2636	0.0089	0.0146
1011	0.947	0.582	0.2479	0.2348	0.0078	0.0131
1112	0.944	0.583	0.2131	0.2012	0.0069	0.0119
1223	0.943	0.599	0.1915	0.1806	0.0068	0.0109
1345	0.941	0.612	0.1695	0.1595	0.0052	0.0100
1480	0.942	0.625	0.1510	0.1423	0.0054	0.0088
1628	0.942	0.641	0.1402	0.1320	0.0044	0.0082
1791	0.944	0.657	0.1301	0.1227	0.0034	0.0073
1970	0.943	0.668	0.1209	0.1141	0.0043	0.0068
2167	0.947	0.682	0.1137	0.1077	0.0032	0.0060
2622	0.951	0.694	0.1017	0.0967	0.0027	0.0050
2884	0.953	0.697	0.0970	0.0924	0.0025	0.0046
3173	0.954	0.693	0.0920	0.0877	0.0030	0.0043

APÊNDICE – D

PROGRAMAS: *desenvolvidos no MATLAB para a leitura dos arquivos HDF do MODIS nos níveis L1B e L2.*

Programa 1: *Abre o arquivo HDF (Hierarchical Data File) de nível L1B do MODIS e extrai as informações na área selecionada pelo usuário, salva as matrizes de dados e de georeferenciamento em arquivo do matlab (*.mat).*

```

%%
clear all
v=1
%%Gerado e revisado por Castanho, fev2005
%% Abre arquivo L1B 1km do MODIS e seleciona uma area definida pelo usuario com lat e lon
% Realiza a operacao para varios dias na sequencia desejada. Definida pelo usuario na variavel dia
% Salva a matriz de Refletancia calculada como (count - offset)*scale
% Salva o arquivo com o nome B(banda)R(refletancia)_(ano satelite diajuliano).mat
%ex:BR_03TERRA136.mat
    % Sao salvos as:
    % matrizes de refletancias BR_TERRA1A,.,BR_TERRA7A das bandas espectrais do MODIS de 1 a 7
    % Matrizes de lat_A,'lon_A','latmin','latmax','lonmin','lonmax','SensorZenit_A',
        %'SensorAzimuth_A','SolarAzimuth_A','SolarZenit_A'
    % nome do arquivo 'filename',
% Prepara uma matriz com informacoes da geometria media da imagem onde nas colunas apresentam
% mean(lat_A(:)) mean(lon_A(:)) mean(SensorZenit_A(:)) mean(SensorAzimuth_A(:))
%mean(SolarZenit_A(:)) mean(SolarAzimuth_A(:)) max(SensorZenit_A(:)) min(SensorZenit_A(:))
%max(SensorAzimuth_A(:)) min(SensorAzimuth_A(:)) max(SolarZenit_A(:)) min(SolarZenit_A(:))
%max(SolarAzimuth_A(:)) min(SolarAzimuth_A(:))]
% cada linha um dia identificado no arquivo informe
%%
diretorio='G:\A_L1_2004_TERRA\'; %diretorio para salvar o arquivo
titulo='BR_04TERRA'; %nome para salvar arquivo
latmin=-23.9; %define area que deseja selecionar de todo o arquivo
latmax=-23.3;
lonmin=-47;
lonmax=-46.1;
%%
for dia=[214 219 228 230 233 242 244 246 253 260 265 267 271 283];
namein=dir(['G:\HDF_2004_TERRA\MOD021KM.A2004',num2str(dia),'*.hdf'])
    for r=1:length(namein)
        filename=['G:\HDF_2004_TERRA\',getfield(namein(r),'name')]
%%
        info = hdfsinfo(filename,'eos')
        swath = info.Swath
        {swath.DataFields.Name}';
% z=6 %define o numero do arquivo conforme relação do Anexo-ATabela 1
% w=2 %define o numero de bandas em cada arquivo
% Coleta informações 'HDF Info' sobre estrutura do arquivo.
        info = hdfsinfo(filename,'eos')

        swath = info.Swath
        {swath.DataFields.Name}'
%%Campos de Geolocalização, checa os nomes e dimensoes dos arquivos e lê
        swath.GeolocationFields(1)
        swath.GeolocationFields(2)
        swath.GeolocationFields(1).Dims(1)
        swath.GeolocationFields(1).Dims(2)

        lat=hdfread(swath,'Fields','Latitude');
        lat=double(lat);

        lon= hdfread(swath,'Fields','Longitude');
        lon=double(lon);

```

```

SensorZenit = hdfread(swath,'Fields','SensorZenith');
SensorZenit = double(SensorZenit);
SolarZenit = hdfread(swath,'Fields','SolarZenith');
SolarZenit = double(SolarZenit);
SensorAzimuth = hdfread(swath,'Fields','SensorAzimuth');
SensorAzimuth = double(SensorAzimuth);
SolarAzimuth = hdfread(swath,'Fields','SolarAzimuth');
SolarAzimuth = double(SolarAzimuth);

sd_id=hdfsd('start',filename,'read');
s=1
for sds_idx=[6 9]; % indices para leitura no caso 'EV_1KM 250 e 500_RefSB'

sds_id=hdfsd('select',sd_id,sds_idx);

Name=hdfsd('getinfo',sds_id)
attr_index = hdfsd('findattr',sds_id,'reflectance_scales');
reflectance_scales = hdfsd('readattr',sds_id,attr_index)
attr_index = hdfsd('findattr',sds_id,'reflectance_offsets');
reflectance_offsets=hdfsd('readattr',sds_id,attr_index)
attr_index = hdfsd('findattr',sds_id,'reflectance_units');
reflectance_units=hdfsd('readattr',sds_id,attr_index)
attr_index = hdfsd('findattr',sds_id,'band_names');
band_name=hdfsd('readattr',sds_id,attr_index)
attr_index = hdfsd('findattr',sds_id,'FillValue');
FillValue=hdfsd('readattr',sds_id,attr_index)
attr_index = hdfsd('findattr',sds_id,'valid_range');
valid_range = hdfsd('readattr',sds_id,attr_index)

valid_range=double(valid_range);
reflectance_scales=double(reflectance_scales);
reflectance_offsets=double(reflectance_offsets);

if sds_idx == 6
w=2
for j=1:w;
data=hdfread(swath,'Fields',{Name},'Index',{[j 1 1],[(w+1-j) 1 1],[]});
data=double(data);
[x y]=size(data);
% seleciona apenas dados validos
for k=1:x;
for m=1:y;
if data(k,m)== FillValue;
data(k,m)= NaN;
end;
if data(k,m)<valid_range(1);
data(k,m)= NaN;
end;
if data(k,m)>valid_range(2);
data(k,m)= NaN;
end;
end;
end;
% Calcula a refletancia
data=(data-reflectance_offsets(j))*reflectance_scales(j);
OUTdata{s}=data
s=s+1
end
else
w=5

```

```

for j=1:w;

data=hdread(swath,'Fields',{Name},'Index',{[j 1 1],[(w+1-j) 1 1],[ ]});
data=double(data);
[x y]=size(data);

for k=1:x;
for m=1:y;
if data(k,m)== FillValue;
data(k,m)= NaN;
end;
if data(k,m)<valid_range(1);
data(k,m)= NaN;
end;
if data(k,m)>valid_range(2);
data(k,m)= NaN;
end;
end;
end;
data=(data-reflectance_offsets(j))*reflectance_scales(j);
OUTdata{s}=data
s=s+1
end
end
end;
[aa bb]=size(OUTdata{1})
% redimensiona os arquivos de georeferenciamento que possuem
% valores a cada 5 pixels, com interpolação linear
lat_A=resizem(lat,[aa bb],'bilinear');
lon_A=resizem(lon,[aa bb],'bilinear');
SensorZenit_A = resizem(SensorZenit,[aa bb],'bilinear');
SolarZenit_A = resizem(SolarZenit,[aa bb],'bilinear');
SensorAzimuth_A = resizem(SensorAzimuth,[aa bb],'bilinear');
SolarAzimuth_A = resizem(SolarAzimuth,[aa bb],'bilinear');

clear a b i j k m n w z
% Seleciona a região de interesse
i=1;k=1;
while i<aa+1;
j=1;
while j<bb+1;
if lat_A(i,j)<latmax;
if lat_A(i,j)>latmin;
if lon_A(i,j)<lonmax;
if lon_A(i,j)>lonmin;
a(k)=i;
b(k)=j;
k=k+1;
end;end;end;end;
j=j+1;
end;
i=i+1;
end;
if k>1
lat_A=lat_A(min(a):max(a),min(b):max(b));
lon_A=lon_A(min(a):max(a),min(b):max(b));
SensorZenit_A = SensorZenit_A(min(a):max(a),min(b):max(b));
SolarZenit_A = SolarZenit_A(min(a):max(a),min(b):max(b));
SensorAzimuth_A = SensorAzimuth_A(min(a):max(a),min(b):max(b));
SolarAzimuth_A = SolarAzimuth_A(min(a):max(a),min(b):max(b));

```


Programa 2: *Abre o arquivo HDF (Hierarchical Data File) de nível L2 do MODIS e gera as figuras correspondentes ao produto selecionado pelo usuário, salva as figuras geradas.*

```

clear all
% Gerado e revisado por Castanho, fev2005
% Abre o arquivo HDF nivel L2 Le e faz figura com o parametro escolhido
% Seleciona todos os arquivos HDF de um mesmo dia

% Abre o arquivo e extrai a informacao de  $\tau_a$  500
% Plota a composicao de imagens com os arquivos do mesmo dia

% O usuario define o intervalo de lat e lon e a escala de  $\tau_a$  que deseja
% z= numero do produto a ser lido
latmin= -40;
latmax= 0;
lonmin= -70;
lonmax= -30;

AOT550min=0;
AOT550max=1;
%numero referente ao produto desejado conforme a tabela de produtos do
%nivel L2 (ANEXO-A Tabela3)
z=9 % Optical Depth Land And Ocean
diretoriohdf='E:\A_HDF_MODIS\HDF_L2_2002_TERRA\' %diretorio do arquivo hdf
diretorio='G:\Doutorado\AOT_TERRA\' % diretorio para salvar as figuras geradas
nome='nome para salvar a figura'
n=1
for dia=[156 250 280 153];
figure
axesm('MapProjection','miller','MapLatLimit',[latmin latmax],'MapLonLimit',[lonmin lonmax]);
worldmap([latmin latmax],[lonmin lonmax],'lineonly');
caxis([AOT550min AOT550max]);
namein=dir([diretoriohdf,'MOD04_L2.A2002',num2str(dia),'*.hdf'])

for r=1:length(namein)
% abre informacoes sobre arquivo hdf
filename=[diretoriohdf,getfield(namein(r),'name')]
info = hdfinfo(filename,'eos')
swath = info.Swath
{swath.DataFields.Name}';

%Campos de Geolocalização
%Checa os nomes e dimensoes dos arquivos e lê
swath.GeolocationFields(1);
swath.GeolocationFields(2);
swath.GeolocationFields(1).Dims(1);
swath.GeolocationFields(1).Dims(2);

sd_id=hdfsd('start',filename,'read');
sds_idx=[0 1 z];
for i=1:length(sds_idx);
sds_id=hdfsd('select',sd_id,sds_idx(i));

Name=hdfsd('getinfo',sds_id);
attr_index = hdfsd('findattr',sds_id,'valid_range');
valid_range = hdfsd('readattr',sds_id,attr_index);
attr_index = hdfsd('findattr',sds_id,'scale_factor');

```


ANEXO – A

TABELAS: *Relação de produtos disponíveis em arquivos HDF ('Hierarchical Data File') do MODIS. Nível L1B e L2.*

Anexo-A Tabela1:Relação de produtos do nível L1B com resolução de 1km do MODIS no satélite TERRA e AQUA. Na primeira coluna esta indicado o número da variável, entre parênteses é apresentada o tamanho da matriz (a primeira dimensão indica o número de matrizes e as demais o tamanho das matrizes) em seguida o nome da variável. As linhas em amarelo representam as informações que foram extraídas do arquivo neste trabalho.

MOD02 1km - TERRA (MYD02 1km - AQUA)

0	(406 x 271)	'Latitude'
1	(406 x 271)	'Longitude'
2	(15x 2030 x 1354)	'EV_1KM_RefSB'
3	(15x 2030 x 1354)	'EV_1KM_RefSB_Uncert_Indexes'
4	(16x 2030 x 1354)	'EV_1KM_Emissive'
5	(16x 2030 x 1354)	'EV_1KM_Emissive_Uncert_Indexes'
6	(2x 2030 x 1354)	'EV_250_Aggr1km_RefSB'
7	(2x 2030 x 1354)	'EV_250_Aggr1km_RefSB_Uncert_Indexes'
8	(2x 2030 x 1354)	'EV_250_Aggr1km_RefSB_Samples_Used'
9	(5x 2030 x 1354)	'EV_500_Aggr1km_RefSB'
10	(5x 2030 x 1354)	'EV_500_Aggr1km_RefSB_Uncert_Indexes'
11	(5x 2030 x 1354)	'EV_500_Aggr1km_RefSB_Samples_Used'
12	(406 x 271)	'Height'
13	(406 x 271)	'SensorZenith'
14	(406 x 271)	'SensorAzimuth'
15	(406 x 271)	'Range'
16	(406 x 271)	'SolarZenith'
17	(406 x 271)	'SolarAzimuth'
18		'gflags'
19		'Band_250M'
20		'Band_500M'
21		'Band_1KM_RefSB'
22		'Band_1KM_Emissive'
23		'EV_Band26'
24		'EV_Band26_Uncert_Indexes'

Anexo-A Tabela 2:Arquivo SDS (Scientific Data Set), exemplo da relação de informações sobre o produto número 6 do nível L1B com resolução de 1km do MODIS no satélite TERRA e AQUA.

Set no 6: Rank: 3, 2 x 2030 x 1354

Data set name: 'EV_250_Aggr1km_RefSB'

Data type: 16-bit unsigned integer

SDS attributes

Number of attributes: 14

long_name:Earth View 250M Aggregated 1km Reflective Solar Bands Scaled Integers

units: none

valid_range: 0, 32767

_FillValue: 65535

band_names: 1,2

radiance_scales: 0 0270965 0 0103945

radiance_offsets: -0 -0

radiance_units: Watts/m²/micrometer/steradian

reflectance_scales: 5 44408e-05 3 38068e-05

reflectance_offsets: -0 -0

reflectance_units: none

corrected_counts_scales: 0,124973 , 0,124973

corrected_counts_offsets: -0 , -0

corrected_counts_units: counts

Referente a
Banda 1 (650 nm)

Referente a
Banda 2 (850 nm)

Anexo-A Tabela 3: Relação de produtos do nível L2 com resolução de 10km do MODIS no satélite TERRA e AQUA. Na primeira coluna esta indicado o número da variável, e o nome da variável.

MOD04_L2 – TERRA (MYD04_L2 – AQUA)				
0	(406 x 271)	'Latitude'	35	'Solution_Index_Ocean_Small'
1	(406 x 271)	'Longitude'	36	'Solution_Index_Ocean_Large'
0		'Scan_Start_Time'	37	'Effective_Optical_Depth_Best_Ocean'
1		'Solar_Zenith'	38	'Effective_Optical_Depth_Average_Ocean'
2		'Scan_Start_Time'	39	'Optical_Depth_Small_Best_Ocean'
3		'Solar_Zenith'	40	'Optical_Depth_Small_Average_Ocean'
4		'Solar_Azimuth'	41	'Optical_Depth_Large_Best_Ocean'
5		'Sensor_Zenith'	42	'Optical_Depth_Large_Average_Ocean'
6		'Sensor_Azimuth'	43	'Mass_Concentration_Ocean'
7		'Cloud_Mask_QA'	44	'Effective_Radius_Ocean'
8		'Scattering_Angle'	45	'Cloud_Condensation_Nuclei_Ocean'
9		'Optical_Depth_Land_And_Ocean'	46	'Asymmetry_Factor_Best_Ocean'
10		'Optical_Depth_Ratio_Small_Land_And_Ocean'	47	'Asymmetry_Factor_Average_Ocean'
11		'Reflected_Flux_Land_And_Ocean'	48	'Backscattering_Ratio_Best_Ocean'
12		'Mean_Reflectance_Land_All'	49	'Backscattering_Ratio_Average_Ocean'
13		'Standard_Deviation_Reflectance_Land_All'	50	'Angstrom_Exponent_1_Ocean'
14		'Path_Radiance_Land'	51	'Angstrom_Exponent_2_Ocean'
15		'Error_Path_Radiance_Land'	52	'Reflected_Flux_Best_Ocean'
16		'Critical_Reflectance_Land'	53	'Reflected_Flux_Average_Ocean'
17		'Error_Critical_Reflectance_Land'	54	'Transmitted_Flux_Best_Ocean'
18		'QualityWeight_Path_Radiance_Land'	55	'Transmitted_Flux_Average_Ocean'
19		'QualityWeight_Critical_Reflectance_Land'	56	'Least_Squares_Error_Ocean'
20		'Aerosol_Type_Land'	57	'Optical_Depth_Ratio_Small_Ocean_0.86micron'
21		'Continental_Optical_Depth_Land'	58	'Optical_Depth_by_models_ocean'
22		'Corrected_Optical_Depth_Land'	59	'Cloud_Fraction_Ocean'
23		'Estimated_Uncertainty_Land'	60	'Number_Pixels_Used_Ocean'
24		'Mass_Concentration_Land'	61	'Mean_Reflectance_Ocean'
25		'Angstrom_Exponent_Land'	62	'STD_Reflectance_Ocean'
26		'Reflected_Flux_Land'	63	'Quality_Assurance_Ocean'
27		'Transmitted_Flux_Land'	64	'Solution_1_Land'
28		'Cloud_Fraction_Land'	65	'Solution_2_Land'
29		'Optical_Depth_Ratio_Small_Land'	66	'Solution_3_Land'
30		'Number_Pixels_Percentile_Land'	67	'Solution_Ocean'
31		'Mean_Reflectance_Land'	68	'Solution_Index'
32		'STD_Reflectance_Land'	69	'MODIS_Band_Land'
33		'Quality_Assurance_Land'	70	'MODIS_Band_Ocean'
34		'Quality_Assurance_Crit_Ref_Land'		