

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE TECNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA DE
PROCESSOS**

**ESPESSURAS ÓPTICAS DE AEROSSÓIS DE UMA
REGIÃO RURAL DO RIO GRANDE DO SUL
COMPARADAS COM UMA REGIÃO INDUSTRIAL DO
BRASIL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Rafael Zini Ouriques

Santa Maria, RS, Brasil

2012

**ESPESSURAS ÓPTICAS DE AEROSSÓIS DE UMA REGIÃO
RURAL DO RIO GRANDE DO SUL COMPARADAS COM
UMA REGIÃO INDUSTRIAL DO BRASIL**

por

Rafael Zini Ouriques

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Processos, Área de Concentração em Controle Ambiental e Otimização Energética, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para a obtenção do grau de **Mestre em Engenharia de Processos**

Orientadora: Prof. Dr. Damaris Kirsch Pinheiro

**Santa Maria, RS, Brasil
2012**

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Tecnologia
Programa de Pós-Graduação em Engenharia de
Processos**

A comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**ESPESSURAS ÓPTICAS DE AEROSSÓIS DE UMA REGIÃO RURAL
DO RIO GRANDE DO SUL COMPARADAS COM UMA REGIÃO
INDUSTRIAL DO BRASIL**

Elaborada por
Rafael Zini Ouriques

Como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Engenharia de Processos

COMISSÃO EXAMINADORA:


Damaris Kirsch Pinheiro, Dra.
(Presidente/Orientador, UFSM)


Marcelo Barcellos da Rosa, Dr. (UFSM)


Djalma Dias da Silveira, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 30 de abril de 2012.

AGRADECIMENTOS

A minha família pelo apoio e incentivo em respeito à valorização dos estudos, especialmente aos meus pais.

À Dra. Damaris Kirsch Pinheiro pela orientação, dedicação, incentivo e apoio, tirando minhas dúvidas nas horas que precisei.

Aos Professores, colegas e amigos do Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Processos. Agradeço a todos que contribuíram, direta ou indiretamente, a realização deste trabalho.

À banca Marcelo Barcellos da Rosa, Dr. (UFSM) e Djalma Dias da Silveira, Dr. (UFSM), pela participação da avaliação do meu trabalho.

A NOAA Air Resources Laboratory (ARL) pelo fornecimento do modelo de transporte e dispersão de gases HYSPLIT (<http://www.arl.noaa.gov/ready.html>), utilizado nesta publicação.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pelo fornecimento de suas estruturas e laboratórios. Também pelo fornecimento das ocorrências dos focos de queimas na América do Sul (http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas/v_anterior/dados_ant/dp_anteriores.html) e pelos dados das espessuras ópticas de aerossóis através do espectrofotômetro Brewer do Observatório Espacial do Sul, utilizados para este estudo.

À National Aeronautics and Space Administration (NASA) pelo fornecimento da espessura óptica de aerossóis do sensor MODIS, pelo aplicativo GIOVANNI (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>), e do fotômetro solar, pela rede de monitoramento da AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/index.html>).

A CAPES pelo apoio financeiro.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Processos
Universidade Federal de Santa Maria

ESPESSURAS ÓPTICAS DE AEROSSÓIS DE UMA REGIÃO RURAL DO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL COMPARADAS COM UMA REGIÃO INDUSTRIAL DO BRASIL

AUTOR: RAFAEL ZINI OURIQUES

ORIENTADORA: DAMARIS KIRSCH PINHEIRO

Data e Local de Defesa: Santa Maria, 30 de Abril de 2012.

Os aerossóis são partículas sólidas ou líquidas suspensas no ar, que interagem direta e indiretamente com a radiação solar e podem ser monitorados através de sua espessura óptica. O objetivo do trabalho foi analisar o comportamento da série temporal das espessuras ópticas de aerossóis sobre São Martinho da Serra, RS e compará-las com São Paulo. As EOA de São Martinho da Serra, RS foram obtidas pelo Espectrofotômetro Brewer (29.44°S, 53.82°O), de 1992 a 2008, por meio do Método de Langley nos comprimentos de onda: 306,3; 310,1; 313,5; 316,7; 320,1 nm. Valores acima da média mais o desvio padrão foram considerados picos de aerossóis. Foi analisado o comportamento das EOA, para São Martinho da Serra, pelo sensor MODIS (satélites TERRA e AQUA), fotômetro solar da AERONET e o Brewer, sendo comparadas com as EOA do AERONET de São Paulo (área industrial). Imagens de satélites foram geradas para a verificação de focos de queima e trajetórias de massas de ar (modelo HYSPLIT). Mais de 70% das EOA sobre São Martinho ficaram abaixo de 0,3. Eventuais picos de aerossóis foram identificados com valores acima 0,31, que podem ser atribuídos à elevada umidade relativa do ar (formação de nevoeiro) e às queimadas locais (Novembro a Fevereiro) e/ou remotas (Agosto a Outubro – aumento de queimadas no Brasil). Nos dias 06/09/2007 e 22/08/2010, foi observado o transporte de poluentes do centro do Brasil para o RS, com EOA de até 1,9. Quanto aos instrumentos, o Brewer apresentou um comportamento de EOA similar ao MODIS (que registrou valores absolutos menores). O AERONET registrou valores absolutos próximos do MODIS (comprimentos de onda próximos) e um melhor comportamento. São Paulo registrou EOA maiores que São Martinho, talvez influenciadas pelas diversas fontes de poluentes da região. Apesar de São Martinho possuir EOA baixas, eventuais picos de aerossóis foram registrados, concluindo que, mesmo afastada de centros urbanos, a região rural não está livre de altas concentrações de aerossóis.

Palavras-chave: Aerossol, poluentes atmosféricos, AERONET, Método de Langley, MODIS.

ABSTRACT

Master Dissertation
Graduate Program in Process Engineering
Federal University of Santa Maria

AEROSOL OPTICAL THICKNESS OF A RURAL REGION OF THE STATE OF RIO GRANDE DO SUL COMPARED TO AN INDUSTRIAL REGION OF BRAZIL

AUTHOR: RAFAEL ZINI OURIQUES

ADVISER: DAMARIS KIRSCH PINHEIRO

Place and date of defense: Santa Maria, April 30, 2012.

Aerosols are solid or liquid particles suspended in air, which directly and indirectly interact with solar radiation and can be monitored through its optical depth. The aims of this study was to analyze the time series of Aerosol Optical Depth (AOD) on São Martinho da Serra, RS and compare them with São Paulo. The AOD of São Martinho da Serra, RS were obtained by Brewer Spectrophotometer (29.44 ° S, 53.82 ° W), from 1992 to 2008, using the Langley method at wavelengths: 306.3, 310.1, 313, 5, 316.7, 320.1 nm. Values above the mean plus standard deviation were considered peaks of aerosol. Was analyzed the behavior of the EOA to São Martinho da Serra, by the MODIS sensor (TERRA and AQUA satellites), the AERONET sun photometer and Brewer, being compared with the AERONET AOD of São Paulo (large industrial area). Satellite images were generated for verification of burning and air mass trajectories (HYSPLIT model). Over 70% of The AOD on São Martinho were below 0,3. Any aerosol peaks were identified with values above 0.31, which can be attributed to high relative humidity (fog formation) and the burned sites (November to February) and/or remote (August to October - an increase of burned in Brazil). In the days 06/09/2007 and 22/08/2010, was observed the transport of pollutants from the center of Brazil to RS, with AOD of up to 1.9. As for instruments, Brewer presented a behavior similar to MODIS AOD (which recorded absolute values lower). The AERONET, absolute values recorded near the MODIS (wavelengths near) and better behavior. Sao Paulo recorded AOD bigger than São Martinho, perhaps influenced by the various sources of pollutants in the region. Although São Martinho has low AOD, days with peak aerosols were recorded, concluding that, even away from urban centers, the region isn't free of high concentrations of aerosols.

Keywords: Aerosol, air pollutants, AERONET, Langley Method, MODIS.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Regiões da atmosfera terrestre	22
Figura 2.2 - Irradiância solar espectral ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) na parte superior da atmosfera da Terra em comparação com a de um corpo negro em 6000 K (linha tracejada)	26
Figura 2.3 - Fatores de reflexão da radiação solar.....	27
Figura 2.4 - O balanço de energia média anual e global da Terra.....	28
Figura 2.5 - Figura ilustrativa da geometria da atenuação da radiação solar pela atmosfera, em relação ao ponto de zênite (perpendicular à superfície terrestre)	31
Figura 2.6 - Intensidade espalhada por aerossóis esféricos de três tamanhos distintos, iluminado pela luz visível de $0,5 \mu\text{m}$: (a) $10^{-4} \mu\text{m}$, (b) $0,1 \mu\text{m}$, e (c) $1 \mu\text{m}$	33
Figura 2.7 - Espectro de tamanho para partículas de diferentes naturezas.....	34
Figura 2.8 - Eficiências de dispersão em massa de partículas esféricas de Água, NH_4NO_3 , $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, carbono e sílica em 550 nm	34
Figura 2.9 - Espalhamento múltiplo envolvendo a primeira (P), a segunda (Q), e terceira (R) ordem de dispersão na direção (d).....	35
Figura 2.10 - Distribuição da irradiância espectral solar no topo da atmosfera, ao nível médio do mar e de um corpo negro à temperatura de 6000 K	36
Figura 2.11 - Representação esquemática dos 3 fatores que podem identificar a ocorrência de um incidente de poluição atmosférica	38
Figura 2.12 - Comparação de uma partícula grande e pequena de aerossol com uma gota de nuvem e uma gota de chuva	40
Figura 2.13 - Esquema dos processos microfísicos que influenciam a distribuição de tamanho e a composição química do aerossol atmosférico.....	42
Figura 2.14 - Esquema da distribuição da área de uma superfície de partículas de aerossóis atmosféricos, demonstrando seus principais modos, fontes e formação de partículas e os mecanismos de remoção	43
Figura 2.15 - Formação dos sprays marinhos derivados das bolhas de ar.....	44
Figura 2.16 - Representação esquemática dos mecanismos de formação do aerossol atmosférico	45
Figura 2.17 - Local de deposição das frações inalável, torácica e respirável no sistema respiratório humano.....	50

Figura 2.18 - Aplicação do Método de Langley para a manhã do dia 27 de dezembro de 2007, registrado pelo espectrofotômetro Brewer no Observatório Espacial do Sul de São Martinho da Serra – RS	53
Figura 2.19 - Valores registrados pelo Brewer, nos cinco comprimentos de onda, para o dia 16/03/2008, sem a presença de nuvens, medido no Observatório Espacial do Sul – São Martinho da Serra - RS	54
Figura 2.20 - Aplicação do método de Langley aos valores do dia 16/03/2008 no período da tarde para os cinco comprimentos de onda registrados pelo Espectrofotômetro Brewer, medidos no Observatório Espacial do Sul – OES/CRS/INPE - MCT.....	55
Figura 2.21 - Exemplo da média global de coluna integrada de O ₃	57
Figura 3.1 - Observatório Espacial do Sul. (a) vista superior do local; (b) plataforma de instrumentação.....	62
Figura 3.2 - Localização do Observatório Espacial do Sul - OES de São Martinho da Serra, RS (indicada com um círculo	63
Figura 3.3 - Localização do Instituto de Física da USP-SP (ponto em branco), instalado o fotômetro solar da rede AERONET	64
Figura 3.4 - Espectrofotômetro Brewer MKIII#167, instalado no Observatório Espacial do Sul. (a) Componentes: Tripé, Sistema de rastreamento do Sol (tracker), Janela de entrada do feixe de luz solar, para medida dos gases atmosféricos; (b) Domo, acima da janela, para medida da radiação ultravioleta	66
Figura 3.5 - Fotômetro solar da CIMEL, pertencente as rede AERONET. (a) Localizado no alto do Edifício Pelletron no Instituto da Física da USP, São Paulo; (b) Localizado no Observatório Espacial do Sul – OES de São Martinho da Serra, RS	68
Figura 3.6 - Sensor MODIS presente nos satélites TERRA e AQUA	70
Figura 4.1 - Espessuras ópticas de aerossóis nos comprimentos de onda do Brewer: 306.3; 310.1; 313.5; 316.8; 320.1 nm; entre os anos de 1992 a 2008 no Observatório Espacial do Sul em São Martinho da Serra, RS. Período da manhã	79
Figura 4.2 - Espessuras ópticas de aerossóis nos comprimentos de onda do Brewer: 306.3; 310.1; 313.5; 316.8; 320.1 nm; entre os anos de 1992 a 2008 no Observatório Espacial do Sul em São Martinho da Serra, RS. Período da tarde	80
Figura 4.3 - Médias mensais das espessuras ópticas de aerossóis, para os cinco comprimentos de onda do Brewer; 306,3; 310,1; 313,5; 316,8; 320,1 nm; entre 1992 a 2008. (a) período da manhã; (b) período da tarde.....	81
Figura 4.4 - Ocorrência dos dias com picos de aerossóis sobre São Martinho da Serra, entre 1992 a 2008. (a) período da manhã; (b) período da tarde.....	83

Figura 4.5 - Médias mensais de umidade relativa do ar às 6:00, 9:00, 12:00, 15:00 e 18:00 horas local, de São Martinho da Serra, de 2005 a 2007	85
Figura 4.6 - Médias mensais de umidade relativa do ar de São Martinho da Serra, RS, entre 2005 a 2007. (a) 9:00 horas local; (b) 15:00 horas local	86
Figura 4.7 - Espessuras ópticas de aerossóis do sensor MODIS (coleção 051 - 550nm), com o Espectrofotômetro Brewer (306,3; 310,1; 313,5; 316,8; 320,1nm), entre 2006 a 2008, sobre São Martinho da Serra, RS. (a) período da manhã; (b) período da tarde	89
Figura 4.8 - Valores relativos das espessuras ópticas de aerossóis do sensor MODIS (coleção 051 - 550nm), com o Espectrofotômetro Brewer (320,1nm), entre 2006 a 2008, de São Martinho da Serra, RS. (a) período da manhã; (b) período da tarde	91
Figura 4.9 - Espessuras ópticas de aerossóis do sensor MODIS (coleção 051 - 550nm) com o fotômetro solar do AERONET (nível 1.5 - 500nm), entre 2009 a 2011, de São Martinho da Serra, RS. (a) período da manhã; (b) período da tarde	94
Figura 4.10 - Valores relativos das espessuras ópticas de aerossóis do sensor MODIS (coleção 051 - 550nm), com o fotômetro da ARONET (nível 1.5 - 500nm), entre 2009 a 2011, de São Martinho da Serra, RS. (a) período da manhã; (b) período da tarde	95
Figura 4.11 - Diferença percentual dos valores absolutos das espessuras ópticas de aerossóis, entre o sensor MODIS (coleção 051 - 550nm) e o fotômetro da ARONET (nível 1.5 - 500nm), de 2009 a 2011 - São Martinho da Serra, RS. (a) período da manhã; (b) período da tarde	96
Figura 4.12 - Focos de queima na América do Sul. (a) 03/09/2007; (b) 04/09/2007; (c) 05/09/2007; (d) 06/09/2007. Imagem do satélite NOAA 15 da NASA	102
Figura 4.13 - Imagens da Espessura Óptica de Aerossol a 550 nm, do sensor MODIS – satélite AQUA, geradas pelo aplicativo GIOVANNI. (a) 01/09/2007; (b) 02/09/2007; (c) 03/09/2007; (d) 04/09/2007; (e) 05/09/2007; (f) 06/09/2007	103
Figura 4.14 - Trajetória retroativa de massa de ar sobre o Observatório Espacial do Sul para os dias anteriores ao dia 06/09/2007 a 700 hPa pelo modelo HYSPLIT da NOAA.....	104
Figura 4.15 - Focos de queima na América do Sul. (a) 17/08/2010; (b) 18/08/2010; (c) 19/08/2010; (d) 20/08/2010; (e) 21/08/2010; (f) 22/08/2010. Imagem do satélite NOAA 15 da NASA	106
Figura 4.16 - Imagens da Espessura Óptica de Aerossol a 550 nm, do sensor MODIS – satélite TERRA, geradas pelo aplicativo GIOVANNI. (a) 17/08/2010; (b) 18/08/2010; (c) 19/08/2010; (d) 20/08/2010; (e) 21/08/2010; (f) 22/08/2010.....	107
Figura 4.17 - Trajetória retroativa de massa de ar sobre o Observatório Espacial do Sul para o dia 22 de Agosto de 2010, entre 2,5 e 3 km acima do nível do solo (AGL – Above Ground Level) pelo modelo HYSPLIT da NOAA	108
Figura 4.18 - Focos de calor na América do Sul. (a) 6 de janeiro de 2005; (b) 7 de janeiro de 2005. Imagem do Satélite NOAA 12 da NASA.....	109

Figura 4.19 - Trajetória retroativa da massa de ar sobre o Observatório Espacial do Sul para os dias anteriores ao dia 07/01/2005 a 700 hPa pelo modelo HYSPLIT da NOAA.....	110
Figura 4.20 - Localização dos pontos de coletas de dados das espessuras ópticas de aerossóis. (A) Observatório Espacial do Sul, São Martinho da Serra, RS; (B) Sítio da AERONET no Instituto de Física da USP, São Paulo	111
Figura 4.21 - Espessuras ópticas de aerossóis pelo Espectrofotômetro Brewer, São Martinho da Serra (linha preta), comparadas com o fotômetro solar do AERONET (nível 2.0), São Paulo (linha vermelha), em 2003, 2004, 2006 e 2007. (a) período da manhã; (b) período da tarde	112
Figura 4.22 - Espessuras Ópticas de Aerossóis, medidas a partir do Espectrofotômetro Brewer ($\lambda = 320,1$ nm) e do sítio da AERONET de São Paulo ($\lambda = 340$ nm), nos turnos da manhã e tarde, nos anos de 2003, 2004, 2006 e 2007.....	114
Figura 4.23 - Diferença percentual dos valores absolutos das espessuras ópticas de aerossóis entre o sítio do Brewer, São Martinho da Serra, e o sítio do AERONET, São Paulo, nos anos de 2003, 2004, 2006 e 2007. (a) período da manhã; (b) período da tarde.....	115
Figura 4.24 - Valores médios diários das espessuras ópticas de aerossóis, pelo fotômetro solar da AERONET (nível 1.5 - $\lambda = 340$ nm), entre São Martinho da Serra e São Paulo, de 2009 a 2011	120
Figura 4.25 - Diferença percentual das espessuras ópticas de aerossóis diárias, obtidas pelo fotômetro solar da AERONET ($\lambda = 340$ nm), entre São Martinho da Serra e São Paulo, de 2009 a 2011	122

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1 - Composição média da atmosfera terrestre abaixo de 100 km (para uma atmosfera com base seca e limpa)	24
Quadro 2.2 - Comparação do ar puro com a atmosfera poluída.....	38
Quadro 2.3 - Definições dos tipos mais comuns de partículas atmosféricas.....	40
Quadro 2.4 - Escalas espaciais de fenômenos químicos atmosféricos	47
Quadro 2.5 - Tempo de residência das partículas na atmosfera em relação ao seu tamanho...	48
Quadro 2.6 - Divisão do trato respiratório pelo mecanismo de deposição das partículas e suas possíveis doenças.....	51
Quadro 3.1 - Especificações e principais usos das bandas 1 a 7 do sensor MODIS	70
Quadro 3.2 - Características dos satélites NOAA-12 ao NOAA-19	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Valores de corte das espessuras ópticas de aerossóis, entre 1992 a 2008, calculados com base nas médias anuais	82
Tabela 4.2 - Dias com elevadas diferenças de espessuras ópticas de aerossóis, entre o sensor MODIS do satélite TERRA (coleção 051 – 550 nm) e o fotômetro solar do AERONET (nível 1.5 – 500 nm).....	97
Tabela 4.3 - Dias com elevadas diferenças de espessuras ópticas de aerossóis, entre o sensor MODIS do satélite AQUA (coleção 051 – 550 nm) e o fotômetro solar da AERONET (nível 1.5 – 500 nm).....	98
Tabela 4.4 - Leitura das espessuras ópticas de aerossóis (τ_{ae}) entre o Espectrofotômetro Brewer (320,1 nm) do Observatório Espacial do Sul (OES) e o fotômetro da AERONET (340 nm) de São Paulo (SP), período da manhã	117
Tabela 4.5 - Leitura das espessuras ópticas de aerossóis (τ_{ae}) entre o Espectrofotômetro Brewer (320,1 nm) do Observatório Espacial do Sul (OES) e do fotômetro da AERONET (340 nm) de São Paulo (SP), período da tarde	118
Tabela 4.6 - Média diária das espessuras ópticas de aerossóis (τ_{ae}) entre o fotômetro da AERONET (340 nm) do Observatório Espacial do Sul (OES) de São Martinho da Serra, RS e São Paulo (SP).	123

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AERONET	AERosol RObotic NETwork
Ar	Argônio
Cs	Constante solar
CO	Monóxido de Carbono
CO ₂	Dióxido de Carbono
CRS	Centro Regional do Sul
Dp	Diâmetro de partícula
DP	Desvio padrão
DS	Radiação solar direta
EOA	Espessura Óptica de Aerossóis
GES-DISC	Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center
HYSPLIT	HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory
IF	Radiação Infravermelha
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
I_{λ}	Irradiância solar na superfície da Terra (para o comprimento de onda λ)
$I_{0\lambda}$	Irradiância solar no topo da atmosfera terrestre (para o comprimento de onda λ)
m	Massa de ar
mb	Milibar
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautic Spacial Agency
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
N ₂	Nitrogênio molecular
nm	Nanômetros
OES	Observatório Espacial do Sul
O ₂	Oxigênio molecular
O ₃	Ozônio
p	Pressão Atmosférica na altitude local
μm	Micrômetros

τ_{at}	Espessura Óptica Atmosférica
τ_R	Espessura Óptica do Espalhamento Rayleigh
τ_{SO_2}	Espessura Óptica pela Absorção do SO_2
τ_{O_3}	Espessura Óptica pela Absorção do O_3
τ_{NO_2}	Espessura Óptica pela Absorção do NO_2
τ_{ae}	Espessura Óptica de Aerossóis
λ	Comprimento de Onda
$\sigma_{xx\lambda}$	Seção de choque de absorção de molécula xx no comprimento de onda λ , em $cm^2/molécula$
UD	Unidade Dobson ($2,69 \times 10^{16}$)
UV	Radiação Ultravioleta
USP	Universidade de São Paulo
ν	Frequência
IF/USP	Instituto de Física/Universidade de São Paulo

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	17
1.1 Objetivos	20
1.1.1 Objetivo geral.....	20
1.1.2 Objetivos específicos	20
CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	21
2.1 Atmosfera Terrestre	21
2.1.1 Radiação eletromagnética	24
2.1.1.1 Espectro solar	25
2.1.2 Lei de Beer	29
2.1.3 Espalhamentos e absorção.....	32
2.2 Aerossóis Atmosféricos	37
2.2.1 Definição	39
2.2.2 Tamanho das partículas.....	41
2.2.3 Fontes de emissões de partículas de aerossol.....	44
2.2.4 Tempo de residência das partículas de aerossóis na atmosfera terrestre	46
2.2.5 Efeitos no clima.....	48
2.2.6 Efeitos na saúde humana.....	50
2.3 Aplicação do Método de Langley na obtenção das EOA	51
2.4 Equipamentos de Monitoramento de Aerossóis	57
2.4.1 Fotômetros e Espectrofotômetros	58
2.4.2 Sensores a bordo de satélites.....	59
CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA	61
3.1 Estações de Medida das EOA	61
3.1.1 Observatório Espacial do Sul – OES	61
3.1.2 Sítio da AERONET de São Paulo.....	63
3.2 Equipamentos	65
3.2.1 Espectrofotômetro Brewer e o Método de Langley	65
3.2.2 Aerosol RObotic NETwork - AERONET.....	67
3.2.3 MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer)	69
3.2.4 Satélites família NOAA	71
3.3 Análise dos dados	73

CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	78
4.1 Espessuras Ópticas de Aerossóis de São Martinho da Serra, RS	78
4.2 Comportamento das EOA de diferentes equipamentos de monitoramento	88
4.3 Verificação dos dias com picos de aerossóis sobre o OES	99
4.4 Comportamento das EOA de São Martinho da Serra em contraste com São Paulo	110
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES	125
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	127

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A qualidade do ar atmosférico é fundamental para a sobrevivência das diferentes formas de vida no planeta Terra. A partir da revolução industrial e conseqüente aumento das atividades e emissões antropogênicas, desequilíbrios no sistema atmosférico começaram a ser ocasionados através da acumulação de substâncias nocivas ao homem e ao meio ambiente (POPE; DOCKERY, 2006). Atividades de âmbito global, com o intuito de proteger a atmosfera, surgiram após o aparecimento de problemas como: o aumento do buraco da camada de ozônio e da emissão dos gases do efeito estufa; a acidificação (acidez na água da chuva); a perturbação do balanço radioativo da terra; entre outros impactos relacionados com a poluição do ar (ARTAXO et al., 2005).

Devido a esta série de acontecimentos, aliados à preocupação com o meio ambiente e com a saúde populacional, a poluição atmosférica vem se destacando cada vez mais e recebendo uma atenção maior. O monitoramento da qualidade do ar, por exemplo, é uma das maneiras de controle do ar, empregando métodos de análise da atmosfera com a utilização de parâmetros específicos como a radiação e os aerossóis, que até recentemente não fazia parte dos modelos matemáticos das análises de poluentes atmosféricos. A inclusão das propriedades de aerossóis nos modelos atmosféricos traz novos desafios para o desenvolvimento de novas parametrizações, representando os diversos processos de interação, destas partículas, com outros elementos atmosféricos (CORREIA et al., 2006). A importância dos aerossóis atmosféricos para o clima vem sendo debatido por instituições e órgãos governamentais, tanto de âmbito nacional como internacional. As dificuldades com a caracterização destas partículas suspensas no ar contribuem para as incertezas inexistentes em modelos de mudanças climáticas (COSTA; PAULIQUEVIS, 2009; PIRES, 2005).

O aerossol interage diretamente com a radiação solar e terrestre, podendo provocar absorção e/ou espalhamento dessa radiação (degradação da visibilidade), e indiretamente quando determinados tipos de aerossóis atuam como núcleos de condensação de nuvens (NCC), interferindo no ciclo hidrológico e na mudança de refletividade das nuvens (COSTA; PAULIQUEVIS, 2009; SEINFELD; PANDIS, 1998, 2006). Essas partículas podem apresentar diferentes tamanhos, propriedades físicas e químicas, e são geradas em variadas fontes. Seu tempo de residência na atmosfera é curto (na ordem de dias) e apresentam grande

heterogeneidade espacial (SEINFELD; PANDIS, 1998). Essas partículas podem ser transportadas a longas distâncias por correntes de ar e podem favorecer a interferência na química e na física da atmosfera tanto em escala local como em escalas regionais e globais (FREITAS et al., 2005, 2009). Uma das maiores fontes de poluição atmosférica é a queima da biomassa, que é uma prática comum na América do Sul. Grandes quantidades de partículas de aerossol são emitidas para a atmosfera por queimadas em épocas secas, principalmente nas regiões norte e central do Brasil, incluindo a Amazônia (ARTAXO et al., 2002). Uma fração significativa dessa camada de fumaça é transportada para outras localidades, como a porção sul da América do Sul (RECUERO, 2003).

O Sol é a fonte mais importante de energia alternativa, atuando de forma indireta e direta nos processos de geração de energia limpa, como é o caso da energia eólica, hídrica, biomassa, combustíveis fósseis, térmica, energia fotovoltaica (conversão direta da energia solar em eletricidade), entre outras (ANEEL, 2011). Para utilizar a energia proveniente do Sol se faz necessário o conhecimento das componentes diretas e difusas da radiação local (medição da radiação e insolação). Como a atmosfera é constituída de gases e partículas de aerossol, que interagem diretamente com a radiação solar, espalhando e/ou absorvendo parte da mesma, a intensidade de radiação que atinge a superfície terrestre é afetada (CRUZ, 2009). Com isso, alguns processos alternativos que dependem dessa energia podem ser influenciados pela poluição atmosférica, principalmente em regiões rurais, áreas sem energia elétrica, que podem necessitar da radiação solar para gerar energia. Portanto, um estudo mais detalhado das partículas de aerossóis com o objetivo de identificar seus efeitos no clima, tanto em escala local como global, se faz necessário. Estabelecer caracterizações de sua distribuição espacial na atmosfera é possível mediante o monitoramento de longo prazo, através do uso conjunto de redes de monitoramento em superfície e por meio de satélites.

O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, em uma parceria com a Universidade Federal de Santa Maria – UFSM, possui laboratórios dentro da estrutura do Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais – CRS/INPE – MCT, onde são desenvolvidos estudos na área de Ciências Espaciais. O estudo dos aerossóis atmosféricos na banda do ultravioleta, na área em que se localiza o Observatório Espacial do Sul de São Martinho da Serra, RS, foi possível devido aos dados adquiridos pelo Espectrofotômetro Brewer, instalado desde 1992, a partir de medidas Direto ao Sol (DS), que, utilizando o método de Langley, possibilitam a determinação das espessuras ópticas de aerossóis para dias de céu limpo. Como parâmetro de comparação dos dados foram utilizados outros equipamentos de medição das espessuras ópticas de aerossóis que trabalham na banda do visível e ultravioleta.

Um instrumento que vem sendo utilizado recentemente para estudos de espessuras ópticas de aerossóis atmosféricos em grande escala, e vem se aprimorando cada vez mais, são sensores a bordo de satélites, como é o caso do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) que é um espectrômetro de resolução moderada, a bordo dos satélites TERRA e AQUA (VERGARA, 2010). Os dados de aerossol do sensor MODIS têm sido utilizados para responder questões científicas acerca da radiação e do clima e para aplicações como monitoramento da qualidade do ar na superfície (LEVY et al., 2007a,b). Também existem sensores que monitoram focos de queimadas, na banda do infravermelho, e as trajetórias de massa de ar, parâmetros relevantes no estudo dos aerossóis.

A disponibilidade de informações com maior qualidade e autonomia dos instrumentos incentivou o surgimento de novas redes de sensoriamento remoto passivo no monitoramento do aerossol, tanto em nível regional como global (MCARTHUR et al., 2003). A rede mundial da Aerosol Robotic NETwork (AERONET), coordenada pela National Aeronautic Spacial Agency (NASA), operacional desde 1993, é uma dessas novas tecnologias que emprega fotômetros solares desenvolvidos pela Cimel. A AERONET possui centenas de estações em todo mundo e os instrumentos são calibrados anualmente em centros especializados, onde são reavaliados diante de instrumentos de referência (HOLBEN et al., 1998). Este instrumento observa a radiação direta do Sol e espalhada pela atmosfera a fim de obter medidas de aerossóis e suas propriedades ópticas em diversas regiões do espectro eletromagnético, entre elas o comprimento de 340 nm, próximo à faixa fornecida pelo Brewer, de 320,1 nm.

Baseado no recente estudo dos aerossóis atmosféricos, o presente trabalho teve como objetivo geral analisar o comportamento de uma série temporal das espessuras ópticas de aerossóis sobre uma região rural, no estado do Rio Grande do Sul, utilizando dados do Espectrofotômetro Brewer, de 1992 a 2008, e do fotômetro solar da CIMEL do AERONET, de 2009 a 2011, localizado em São Martinho da Serra, RS, comparado com uma região industrial, utilizando dados do fotômetro solar da CIMEL da rede AERONET localizado no alto do Edifício Pelletron, no Instituto da Física da USP, em São Paulo. Também foram utilizados dados de satélites para comparação de equipamentos, verificação de focos de queimadas e análise das trajetórias de massas de ar.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo geral

Analisar o comportamento da série temporal das espessuras ópticas de aerossóis sobre São Martinho da Serra, RS comparando com São Paulo.

1.2.2 Objetivos específicos

- a. Analisar os dados de espessura óptica de aerossóis por espectrofotometria de solo sobre São Martinho da Serra;
- b. Intercomparar as espessuras ópticas de aerossóis, obtidas de diferentes instrumentos;
- c. Avaliar a influência das queimadas sobre a área rural do RS, usando como traçador as espessuras ópticas de aerossóis atmosféricos;
- d. Verificar as trajetórias de massas de ar em dias onde foram observados picos de aerossol;
- e. Comparar as espessuras ópticas de aerossóis entre São Martinho da Serra e São Paulo.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Atmosfera Terrestre

A atmosfera terrestre pode ser descrita como uma camada invisível de gases que envolvem o planeta Terra, sendo esta dividida de acordo com sua temperatura, em cinco partes concêntricas, em que sua primeira camada inicia-se na superfície, a troposfera, passando pela estratosfera, mesosfera, termosfera e exosfera, nesta ordem, conforme apresentado na Figura 2.1 (LIOU, 2002). Também pode ser dividida em baixa atmosfera (troposfera), média atmosfera (estratosfera e mesosfera) e alta atmosfera (acima dos 80 quilômetros). Além disso, abaixo de 1 km (localizado na baixa troposfera) tem-se a Camada Limite Planetária, onde as interações próximas a superfície são fortes e significativas.

A troposfera, camada que faz o contato direto com a superfície, é considerada a camada de maior interesse quanto ao estudo da poluição do ar. Esta camada contém quase todo o vapor d'água da atmosfera e, apesar de estar contida em uma pequena fração da altura total da atmosfera, contém cerca de 80% da massa total da atmosfera. É onde ocorre a maioria dos fenômenos meteorológicos e o local em que quase a totalidade da vida terrestre se desenvolve. Estende-se a partir da superfície terrestre até a tropopausa, entre 10 e 15 km de altitude, dependendo da latitude e época do ano, sendo caracterizada pela diminuição da temperatura com a altura e pela rápida mistura vertical. O conteúdo de vapor de água é bastante variável devido à formação de nuvens, precipitação e evaporação da água dos corpos hídricos terrestres (MANAHAN, 2001). A troposfera também pode ser dividida em “Camada Limite Planetária”, que se estende da superfície até cerca de 1 km, e “troposfera livre” que se estende de 1 km até a tropopausa (SEINFELD; PANDIS, 2006). Os fenômenos climáticos produzidos na troposfera resultam dos processos de transferência, transformação e armazenamento de energia e matéria que ocorrem no ambiente formado pela interação da superfície com a atmosfera. Fenômenos estes que contribuem com a formação, dispersão e deposição de poluentes que se encontram em suspensão no ar, através dos processos de condução, convecção, advecção, condensação e radiação, desempenhando importantes papéis

com relação ao fluxo da energia desta interação (FINLAYSON-PITTS; PITTS, 2000; JACOBSON, 2005).

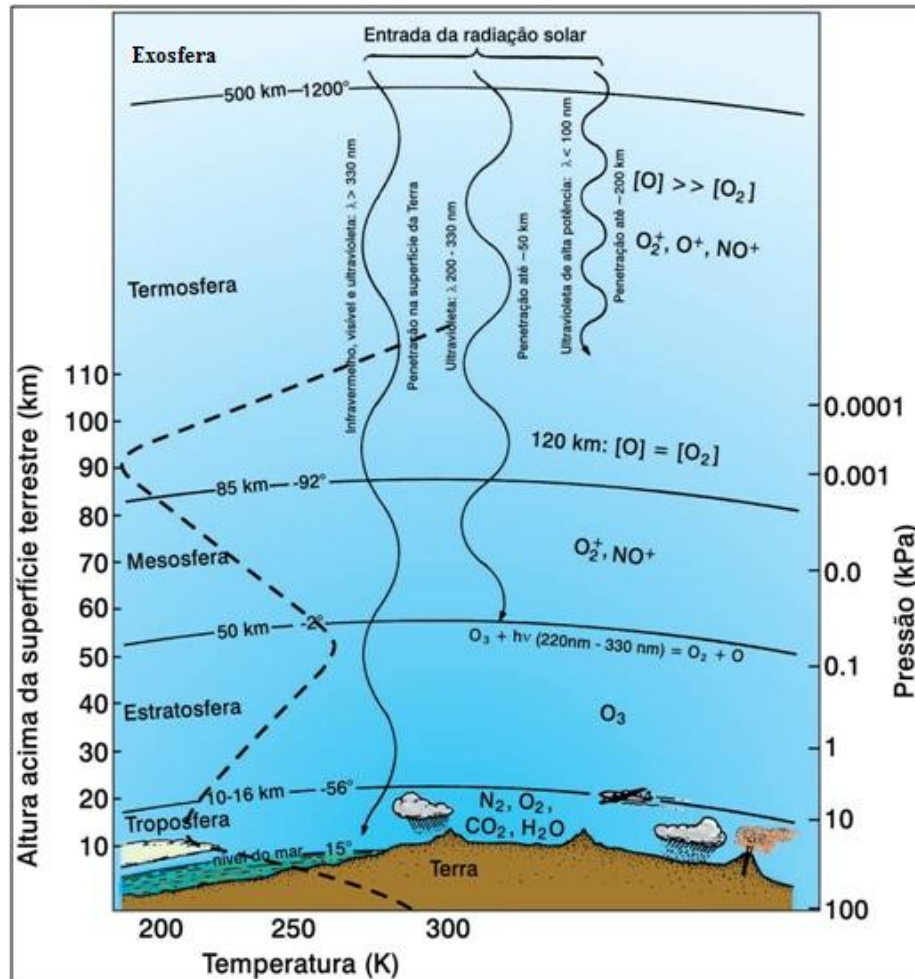


Figura 2.1 - Regiões da atmosfera terrestre.

Fonte: Adaptado de Mozeto (2001).

A estratosfera se encontra entre a tropopausa e a estratopausa, camada logo acima da troposfera, entre 45 e 55 km de altitude. Sua temperatura aumenta com a altitude, que atinge seu máximo na parte superior, devido à presença do ozônio (O_3), que é o responsável pela absorção de energia UV, e que pode atingir um nível aproximado de 10 ppm (parte por milhão) em volume na faixa intermediária da estratosfera (MANAHAN, 2001). Tanto o O_3 como o O_2 absorvem a radiação UV proveniente do Sol e emitem radiação infravermelha (JACOBSON, 2005). A estratosfera vem se destacando devido à ação de emissões antrópicas

provenientes da troposfera que causam alterações na camada de ozônio, responsável pela filtração da maior parte da radiação ultravioleta.

A mesosfera se estende da estratopausa à mesopausa (entre 80 e 90 km de altitude). A temperatura diminui com a altitude, que é o ponto mais frio da atmosfera, e possui uma rápida mistura vertical (JACOBSON, 2005). A termosfera é a região acima da mesopausa. É caracterizada por altas temperaturas (temperatura aumenta com a altitude), como resultado da absorção da radiação de comprimento de ondas curtas pelo N_2 e O_2 , possui rápida mistura vertical devido à baixa densidade molecular (JACOBSON, 2005). As camadas da atmosfera da Terra também podem ser divididas de outras formas como quanto a sua homogeneidade (em Homosfera e Heterosfera) ou sua densidade eletrônica (em atmosfera neutra, ionosfera e magnetosfera) ou pelo escape gasoso (em Barosfera e Exosfera). A ionosfera é uma região da alta mesosfera e baixa termosfera onde os íons são produzidos pela fotoionização. A exosfera, região mais externa da atmosfera, com uma altitude maior que 500 km, é onde as moléculas de gases com uma energia suficiente podem escapar da atração gravitacional da Terra (SEINFELD; PANDIS, 2006).

A atmosfera terrestre também pode agir como um reservatório, acumulando gases, como o CO_2 e o O_2 , e particulados, e como um componente fundamental do ciclo hidrológico, atuando como um gigantesco condensador que transporta água dos oceanos aos continentes. Possui uma função vital de proteção da Terra, pois absorve a maior parte da radiação eletromagnética do Sol, promovendo a distribuição da energia térmica, reduzindo as amplitudes entre temperaturas diurnas e noturnas, onde apenas a radiação na região de 300 a 2.500 nm (ultravioleta - UV, visível e infravermelha - IV) e 0,01 a 40 m (ondas de rádio) é transmitida pela atmosfera (MANAHAN, 2001; MOZETO, 2001). É composta principalmente de gases como o N_2 , O_2 e Argônio. O vapor de água é também um dos constituinte em grande abundância, que pode ser encontrado principalmente na baixa atmosfera e sua concentração é muito variável, atingindo concentrações tão altas como 3%, sendo controlado pela evaporação e precipitação. Os outros componentes gasosos, os gases traços, representam menos de 1% da atmosfera. Estes gases traço desempenham um papel crucial no equilíbrio radiativo da Terra e nas propriedades químicas da atmosfera (JACOBSON, 2005; SEINFELD; PANDIS, 2006).

A composição do ar não é constante nem no tempo e nem no espaço. Se as partículas suspensas, o vapor d'água e certos gases variáveis, presentes em pequenas quantidades, fossem removidos da atmosfera, sua composição ficaria muito estável sobre a Terra, até uma altitude abaixo de 100 km, conforme descrito no Quadro 2.1.

Gases fixos	Razão de mistura de volume (%)	Gases variáveis	Razão de mistura de volume (%)
Nitrogênio molecular (N ₂)	78,09	Dióxido de carbono (CO ₂)	0,0375
Oxigênio molecular (O ₂)	20,94	Metano (CH ₄)	0,00017
Argônio (Ar)	0,93	Óxido nitroso (N ₂ O)	0,00010
Neônio (Ne)	0,0015	Vapor de água (H ₂ O)	0,00001-40
Helio (He)	0,0005	Ozônio (O ₃)	0,000003-0,001
Criptônio (Kr)	0,0001		
Xenônio (Xe)	0,00008		

Quadro 2.1 - Composição média da atmosfera terrestre abaixo de 100 km (para uma atmosfera com base seca e limpa).

Fonte: Adaptado de Schnelle e Brown (2002) e Jacobson (2005).

2.1.1 Radiação eletromagnética

A energia eletromagnética é emitida por qualquer corpo que possua temperatura acima de zero absoluto (0 Kelvin), ou seja, todo corpo acima de zero absoluto pode ser considerado como uma fonte de energia eletromagnética (BRYS, 2008; LIOU, 2002).

O processo mais importante responsável pela transferência de energia na atmosfera é a radiação eletromagnética. A radiação eletromagnética viaja em forma de onda, e todas as ondas eletromagnéticas viajam à mesma velocidade, a velocidade da luz ($2,99793 \pm 1 \times 10^8$ m sec⁻¹ no vácuo e quase a mesma velocidade no ar). O espectro eletromagnético é composto pela luz visível, raios gama, raios x, luz ultravioleta, radiação infravermelha, microondas, sinais de televisão e ondas de rádio (LIOU, 2002).

As ondas eletromagnéticas, também conhecidas como radiação eletromagnética (REM), podem ser definidas como sendo uma propagação de energia, por meio de variação temporal dos campos elétrico e magnético, da onda portadora. A completa faixa de comprimentos de onda (λ) e de frequência da REM é chamada de espectro eletromagnético. Este espectro varia desde as radiações gama com comprimentos de onda da ordem de 10^{-6} μ m, até as ondas de rádio da ordem de 100 m.

A luz visível corresponde as faixas de λ entre 0,4 μm e 0,7 μm , o infravermelho a faixa de 1 μm a 2,5 μm e o termal entre 2,5 μm a 13 μm . A radiação proveniente do Sol que incide sobre a superfície da Terra é denominada de irradiância, e a radiação que deixa a superfície terrestre é denominada de radiância.

A temperatura média na Terra permanece constante, devido a Terra e a atmosfera perderem energia pela radiação que volta ao espaço e receberem energia pela radiação do Sol. Essa entrada e saída de energia radiante constituem o equilíbrio energético da Terra. O clima da Terra é determinado principalmente pela quantidade de fluxo de radiação solar (Wm^{-2}) incidente no topo da atmosfera e sua distribuição espectral (VARDAVAS; TAYLOR, 2007).

O Sol irradia sobre todo o espectro eletromagnético, mas grande parte desta energia concentra-se próximo à região do visível, entre os comprimentos de onda de 400 a 700 nm (0,4 a 0,7 μm). A região óptica, que vai do UV-próximo, visível e IF-próximo, com λ de 200 nm a 100 μm , cobre a maior parte da radiação solar e da emitida pela superfície da Terra e atmosfera. Três medidas inter-relacionadas são usadas para especificar o local no espectro eletromagnético: o comprimento de onda (λ), a frequência (ν) e o número de onda ($\bar{\nu} = \lambda^{-1}$), onde ν e λ são relacionados por $\nu = c/\lambda$, sendo c a velocidade da luz. Na região do UV e do visível a radiação é caracterizada por estes λ e são expressas em nanômetros (nm) ou micrômetros (μm) e na região do IF do espectro, é frequentemente utilizado o número de onda (cm^{-1}) (BRASSEUR; SOLOMON, 2005; SEINFELD; PANDIS, 2006).

A radiação UV ($\lambda < 400$ nm) pode ser dividida em três regiões de acordo com o comprimento de onda: região do UV-A (320 a 400 nm), região do UV-B (280 a 320 nm), e região do UV-C (100 a 280 nm). O espectro do visível consiste em comprimentos de onda que correspondem as cores do arco íris e, por conveniência, a luz visível é dividida em azul (0,38–0,5 μm), verde (0,5–0,6 μm), e vermelho (0,6–0,75 μm) (JACOBSON, 2005; VANICEK et al., 2000).

2.1.1.1 Espectro solar

O Sol é a principal fonte externa de energia para o nosso planeta, na forma de uma esfera gasosa, possuindo um raio próximo a $6,96 \times 10^5$ km e $1,99 \times 10^{30}$ kg de massa. É composto por três partes de hidrogênio e uma parte de hélio. A fotosfera (localizada a 500 km

na parte exterior do Sol), emite a maior parte da radiação recebida na Terra, que se aproxima da radiação de um corpo negro com cerca de 6.000 K (BOHREN; CLOTHIAUX, 2006). A Figura 2.2 demonstra o espectro de energia do Sol, em comparação com a de um corpo negro próximo a 6.000 K como recebida no topo da atmosfera da Terra. A intensidade máxima da radiação incidente ocorre no espectro visível próximo de 500 nm (0,5 μm) (SEINFELD; PANDIS, 2006).

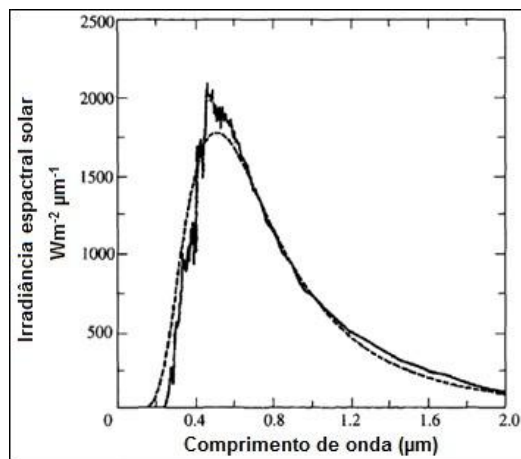


Figura 2.2 - Irradiância solar espectral ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) na parte superior da atmosfera da Terra em comparação com a de um corpo negro a 6.000 K (linha tracejada).

Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis (2006).

Ao atravessar a atmosfera terrestre, parte da radiação solar é filtrada, ou seja, interage com as moléculas do ar, fenômeno este conhecido como um processo de atenuação, que junto com a emissão, representam os dois principais tipos de interação que se estabelece entre a radiação eletromagnética e a matéria. A atenuação é o processo responsável pela diminuição da intensidade da energia radiante (ROSÁRIO, 2006).

A variação sazonal da radiação solar que chega à superfície da Terra depende de fatores geográficos (altitude, latitude), astronômicos (declinação solar, distância ao Sol), geométricos (zênite, azimute), físicos (espalhamento e absorção moleculares, espalhamento por aerossóis), químicos (concentração de O_3 , coluna atmosférica de aerossóis) e meteorológicos (nebulosidade, albedo da superfície) (KIRCHHOFF et al., 2000; VANICEK et al., 2000). O ciclo de 11 anos, quando a irradiação solar muda em cerca de 0,1 %, é um

exemplo de variação de período longo. A rotação solar (27 dias) causa uma variação de período curto. Explosões solares podem aumentar a irradiância solar em curtíssimo período, tipicamente de alguns minutos (ECHER, 1999).

A absorção de radiação consiste na transformação, por partículas, da energia disponível sob forma eletromagnética, em energia interna das partículas, a qual poderá ou não ser irradiada novamente (VARDAVAS; TAYLOR, 2007). Um parâmetro de grande relevância em termos de balanço radiativo são as nuvens, que refletem e absorvem a radiação solar na faixa de 8 a 12 μm . Seu índice de refletividade é elevado, pois varia com sua espessura e com a quantidade de água existente. A maior parte da reflexão da radiação solar pelas nuvens se faz diretamente ao espaço, sendo assim considerada como energia perdida para a superfície terrestre; uma certa parte, porém se reflete na superfície inferior das camadas de nuvens mais elevadas e com isso é refletida de volta para a Terra (ECHER et al., 2001). A Figura 2.3 ilustra os fatores de reflexão da radiação solar.



Figura 2.3 - Fatores de reflexão da radiação solar.

Fonte: Adaptado de Rekaewicz (2000).

Desde a superfície solar até a Terra, a energia emitida pelo Sol varia de acordo com a lei do universo do quadrado da distância, estabelecendo assim um valor padrão, conhecido como constante solar (C_s). A constante solar é relativa à quantidade de energia recebida por unidade de área, no limite exterior da atmosfera, quando a Terra se encontra a uma distância

média do sol. Observa-se que a C_s varia de autor para autor, de 1.322 W/m^2 até 1.382 W/m^2 (BOHREN; CLOTHIAUX, 2006; FINLAYSON-PITTS; PITTS, 2000; SEINFELD; PANDIS, 2006). Com base em dados de satélites, a maioria dos autores adota para a C_s o valor de 1.368 W/m^2 . A fração da constante solar recebida por unidade de área da Terra é $(\pi R^2/4\pi R^2) = 1/4$ dessa constante, aproximadamente 342 W m^{-2} (Figura 2.4). Dos 342 W m^{-2} de radiação solar incidente, 67 W m^{-2} são absorvidos pela atmosfera e 168 W m^{-2} pela superfície terrestre (que retorna para a atmosfera em forma de calor sensível, calor latente através do vapor de água e radiação infravermelha (IF) térmica, totalizando 492 W m^{-2}) e são refletidos de volta ao espaço 30 W m^{-2} da superfície terrestre e 77 W m^{-2} pelas nuvens, aerossóis e atmosfera. Em se tratando do papel dos gases do efeito estufa, 324 Wm^2 retornam para a superfície devido à reemissão de radiação pela atmosfera, somados aos 168 W m^{-2} absorvidos de radiação solar pela mesma totalizam novamente os 492 W m^{-2} emitidos (FINLAYSON-PITTS; PITTS, 2000; SEINFELD; PANDIS, 2006).

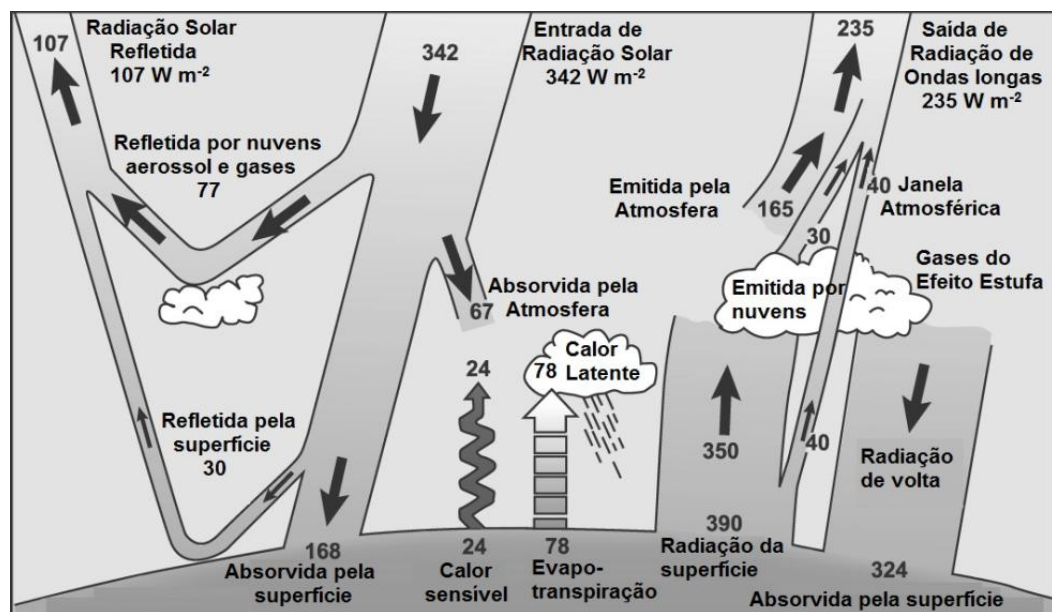


Figura 2.4 - O balanço de energia média anual e global da terra.

Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis (2006).

A reflectância média global do planeta ou albedo da Terra (fração que é refletida de volta ao espaço) é o somatório da reflexão das nuvens, dos espalhamentos por moléculas de ar, da dispersão atmosférica por partículas de aerossol e da reflexão da própria superfície

(albedo da superfície) (BOHREN; CLOTHIAUX, 2006; FINLAYSON-PITTS; PITTS, 2000; ZDUNKOWSKI et al., 2007). Em geral, superfícies mais claras tendem a refletir mais radiação do que superfícies mais escuras e, portanto, possuem albedos mais elevados. Nas superfícies planas e horizontais sem vegetação, o albedo varia de acordo com as propriedades físicas dos materiais (cor, rugosidade, etc.) e com o ângulo solar zenital (ângulo formado entre o zênite local e os raios solares). Em superfícies com vegetação, o albedo varia de acordo com a espécie, fase de desenvolvimento, índice de área foliar, etc., das plantas (LUTGENS; TARBUCK, 2010; VAREJÃO-SILVA, 2006).

A fração da radiação solar de ondas curtas, que é absorvida pelo sistema Terra-atmosfera, é representada pela expressão $1 - \text{albedo da Terra}$. Sendo o albedo igual a 0,3 (em média, 30% da energia solar que atinge o planeta Terra, sendo esta refletida de volta para o espaço) (RAMANATHAN, 1989), isto corresponde a uma média anual e global de 235 W m^{-2} de radiação IF de ondas longa emitida para o espaço. O fluxo de radiação IF emitida da superfície da Terra (390 W m^{-2}) excede o fluxo de saída da mesma de 235 W m^{-2} no topo da atmosfera. Essa radiação IF pode ser tanto absorvida como emitida por nuvens, vapor de água e gases do efeito estufa e como estão em temperaturas menores do que na superfície da Terra, emitem radiação IF em uma intensidade menor, do que se estivessem na temperatura da superfície da mesma, sendo, portanto, absorvedores líquidos de energia (SEINFELD; PANDIS, 2006).

2.1.2 Lei de Beer

A lei de Beer é a combinação de duas leis inicialmente separadas para a atenuação de radiação, a lei de Lambert-Bouguer que relaciona a quantidade de luz absorvida e a distância que ela viaja através de um meio homogêneo absorvedor, e a lei de Beer, que relaciona a absorção de luz e a concentração da substância absorvente no caso do meio ser constituído por uma solução diluída de uma substância absorvente num solvente não-absorvente (ECHER et al., 2001). Assim, a atenuação da radiação pode ser expressa pela equação (2.1), sendo I_λ a intensidade da radiação que ingressa na atmosfera (para um determinado comprimento de onda λ) e $I_\lambda + dI_\lambda$ a intensidade da radiação após atravessar uma espessura de matéria ds (COULSON, 1975):

$$d I_{\lambda} = -K_{\lambda} \rho I_{\lambda} ds \quad (2.1)$$

em que K_{λ} é a seção transversal de choque do meio (em unidades de área por unidade de massa), ρ é a densidade do meio e ds a espessura do meio. A radiação transmitida através do meio é calculada pela integral da equação (2.1):

$$I_{\lambda} = I_{\lambda 0} \exp(-\int K_{\lambda} \rho ds) \quad (2.2)$$

Se o meio for homogêneo, o comprimento de caminho é definido como:

$$w = \int \rho ds \quad (2.3)$$

Substituindo a equação (2.3) na equação (2.2), chega-se a seguinte forma:

$$I_{\lambda} = I_{\lambda 0} \exp(-K_{\lambda} w) \quad (2.4)$$

Para uma atmosfera plano-paralela, esta Lei pode ser expressa por meio da “massa óptica” de ar na vertical (z):

$$z = w \cos (\theta) \quad (2.5)$$

em que θ é o ângulo solar zenital (ASZ), definido pela Figura 2.5, que ilustra a geometria dos comprimentos de caminho na atmosfera terrestre, onde o ângulo formado pela posição do Sol e o zênite é denominado ângulo solar zenital (θ).

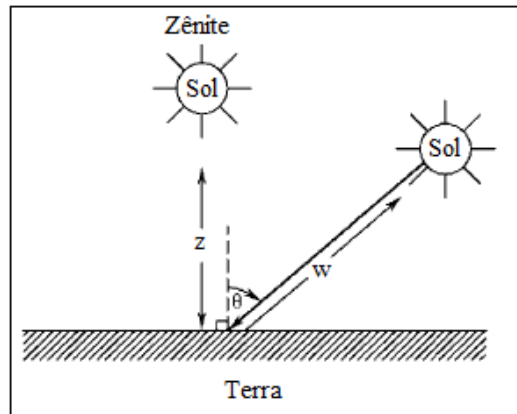


Figura 2.5 - Figura ilustrativa da geometria da atenuação da radiação solar pela atmosfera, em relação ao ponto de zênite (perpendicular à superfície terrestre).

Fonte: Adaptado de Finlayson-Pitts e Pitts (2000).

Substituindo a equação (2.5) na equação (2.4), têm-se:

$$I_{\lambda} = I_{\lambda 0} \exp(-K_{\lambda} z / \cos(\theta)) \quad (2.6)$$

Introduzindo a definição de espessura óptica, $\tau = K_{\lambda} z$, como a espessura da camada na qual a radiação vai ser absorvida e espalhada pela matéria, supondo uma atmosfera plano-paralela e que a aproximação $\mu = 1 / \cos(\theta)$ seja válida, pode-se escrever a equação (2.6) da seguinte forma:

$$I_{\lambda} = I_{\lambda 0} \exp(-\tau \mu) \quad (2.7)$$

A equação (2.7) representa a lei de Beer para a atenuação da radiação solar direta pela atmosfera planetária. Ela demonstra que um feixe monocromático radiativo, ao atravessar um meio homogêneo e opticamente ativo, sofrer uma atenuação exponencial neste meio (ECHER et al., 2001).

2.1.3 Espalhamento e absorção

A fonte fundamental de energia que rege o sistema climático terrestre é o Sol, pois a condução ascendente de calor proveniente do magma, localizado no interior da superfície terrestre, é desprezível. A radiação solar ao atravessar a atmosfera é atenuada desde o topo até atingir a superfície da Terra. Na atmosfera podem ser observados exemplos de espalhamentos de radiação, como o céu azul, as nuvens brancas, o arco-íris, que são gerados por moléculas, aerossóis e nuvens contendo gotículas de água e cristais de gelo. A dispersão é um processo físico fundamental associado com a luz e sua interação com a matéria, e ocorre em todos os comprimentos de onda do espectro eletromagnético. As partículas responsáveis pelo espalhamento variam em tamanho de moléculas de gás ($\sim 10^{-4}$ μm), aerossóis (~ 1 μm), gotículas de água (~ 10 μm), cristais de gelo (~ 100 μm), gotas grandes de chuva e partículas de granizo (~ 1 cm) (LIOU, 2002).

O efeito da granulometria sobre a dispersão é inferida por um termo físico chamado de parâmetro de tamanho. Para uma partícula esférica, este é definido como a razão entre a circunferência de uma partícula para o comprimento de onda da radiação incidente, λ , ou seja, $x = 2\pi r/\lambda$, onde r é o raio da partícula (o parâmetro de tamanho da partícula (x) é proporcional ao raio da partícula (r) e inversamente proporcional ao comprimento de onda (λ) da radiação incidente). Aerossóis com dimensões muito menores que o comprimento de onda da radiação incidente ($x \ll 1$), espalham a radiação de forma similar ao espalhamento produzido pelas moléculas, conhecido como espalhamento Rayleigh. Um exemplo deste caso é a dispersão da luz visível (0,4 - 0,7 μm) pelas moléculas da atmosfera, levando à explicação do céu azul e de polarização do céu. Quando as dimensões da partícula e o comprimento de onda da radiação são da mesma ordem de grandeza ($x \approx 1$), o espalhamento apresenta propriedades mais complexas e a teoria que descreve esse tipo de espalhamento é conhecida como teoria de Mie (válida para esferas homogêneas). Para partículas atmosféricas grandes ($x \gg 1$), a luz é concentrada na direção frontal do feixe luminoso incidente. (ECHER et al., 2001;

JACOBSON, 2005; LIOU, 2002; SEINFELD; PANDIS, 2006; VARDAVAS; TAYLOR, 2007).

A Figura 2.6 ilustra os padrões de espalhamento de aerossóis esféricos de três tamanhos diferentes, iluminado por uma luz visível de $0,5 \mu\text{m}$. Partículas pequenas tendem a dispersar a luz tanto para frente como para trás. Para partículas maiores, a energia se torna cada vez mais dispersa para frente.

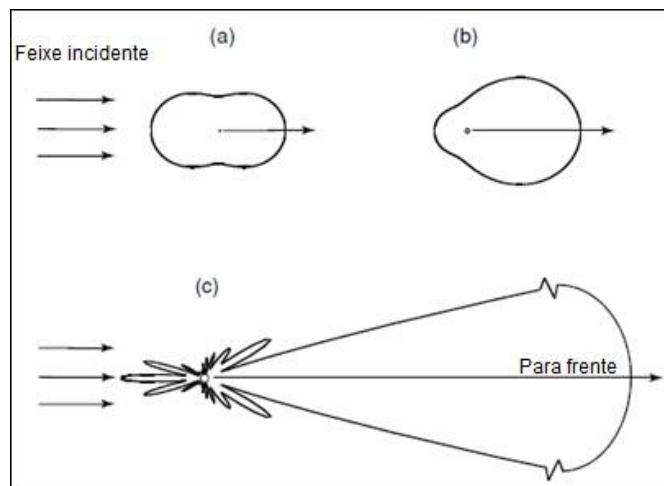


Figura 2.6 - Intensidade espalhada por aerossóis esféricos de três tamanhos distintos, iluminado pela luz visível de $0,5 \mu\text{m}$: (a) $10^{-4} \mu\text{m}$, (b) $0,1 \mu\text{m}$, e (c) $1 \mu\text{m}$.

Fonte: Adaptado de Liou (2002).

Como já mencionado anteriormente, o espalhamento, a absorção e o coeficiente de extinção dos aerossóis são funções do tamanho da partícula, do índice de refração e do λ da luz incidente. Toda partícula, seja um elétron, molécula ou aerossol, tem a propriedade de espalhar radiação. A Figura 2.7 fornece o espectro de tamanho de diversas partículas entre as quais as moléculas e aerossóis. Em partículas finas de aerossóis geralmente predominam espécies de sulfato, amônia, carbono orgânico e elementar e determinados metais de transição. Já nas partículas grossas podem ser encontrados materiais da crosta terrestre que incluem silício, cálcio, magnésio, alumínio, ferro e partículas orgânicas biogênicas (pólen, esporos, fragmentos de plantas, etc.) (SEINFELD; PANDIS, 2006).

Um exemplo das eficiências de dispersão em massa em função do diâmetro da partícula, por exemplo, de partículas esféricas de água, nitrato de amônia e sulfato, sílica

(SiO₂) e carbono (expressa em unidades de m² g⁻¹) é mostrado na Figura 2.8, no $\lambda = 550$ nm. Nota-se que partículas com diâmetros entre 0,1 e 1,0 μm dispersam a luz nesta faixa de forma mais eficiente, exibindo seus picos em: Água ~ 0,85 μm ; NH₄NO₃ ~ 0,5 μm ; (NH₄)₂SO₄ ~ 0,5 μm ; carbono ~ 0,2 μm .

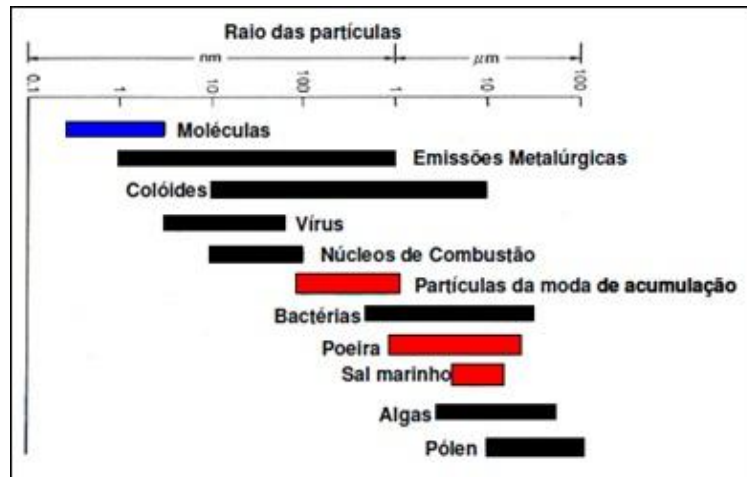


Figura 2.7 - Espectro de tamanho para partículas de diferentes naturezas.

Fonte: Rosário (2006).

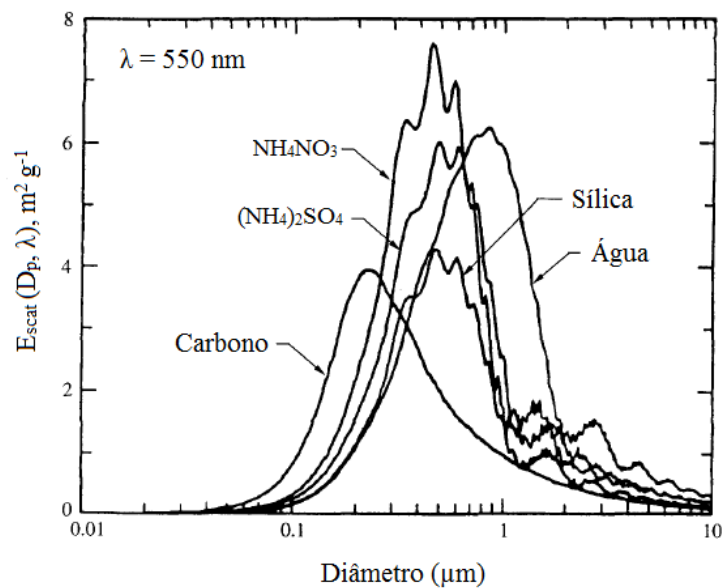


Figura 2.8 - Eficiências de dispersão em massa de partículas esféricas de Água, NH₄NO₃, (NH₄)₂SO₄, carbono e sílica em 550 nm.

Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis (2006).

Em um volume de espalhamento, que contém muitas partículas, cada partícula é exposta, e também dispersa, a luz que já foram espalhadas por outras partículas. Uma partícula na posição P elimina a luz incidente por espalhamento apenas uma vez (simples dispersão) em todas as direções. Uma parte desta luz espalhada atinge outra partícula, que esta na posição Q, onde é dispersa novamente em todas as direções (espalhamento secundário). Uma dispersão de terceira ordem, que envolve a partícula na posição R ocorre. Espalhamento de mais de uma vez é chamado de espalhamento múltiplo. A Figura 2.9 ilustra essa teoria, onde parte da luz incidente, primeira dispersada no caminho da direção d, pode reaparecer neste sentido por meio de espalhamento múltiplo, que é um processo importante para a transferência de radiação na atmosfera, especialmente na presença de aerossóis e nuvens.

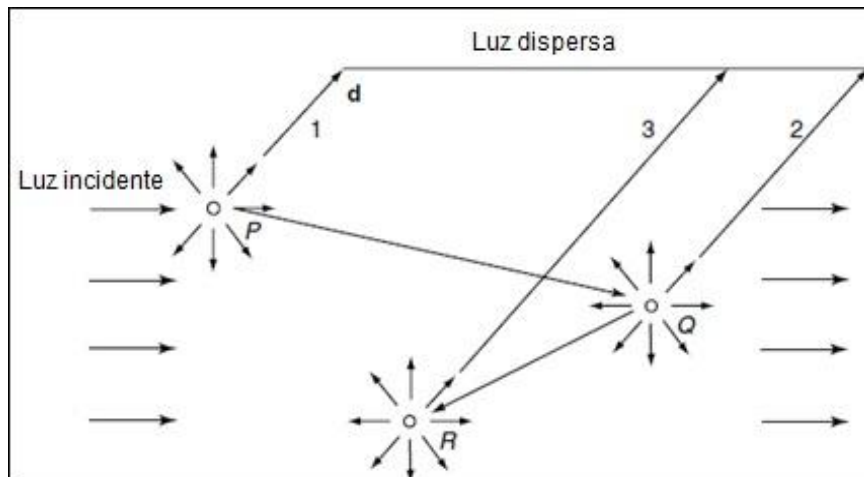


Figura 2.9 - Espalhamento múltiplo envolvendo a primeira (P), a segunda (Q), e terceira (R) ordem de dispersão na direção (d).

Fonte: Adaptado de Liou (2002).

As moléculas ou átomos, com fortes bandas ou linhas em uma determinada faixa de comprimentos de onda, são responsáveis pela absorção na atmosfera terrestre. O oxigênio molecular (O_2) e o ozônio (O_3) apresentam fortes bandas de absorção na região UV (entre 0,001 e 0,39 μm), o vapor de água (H_2O) e dióxido de carbono (CO_2) absorvem fortemente na região do infravermelho (entre 0,7 e 1000 μm). A superfície terrestre absorve radiação solar principalmente na região do visível e re-emite no infravermelho. Espécies absorvedoras de radiação ocorrem em toda a atmosfera terrestre. Na mesosfera, são absorvidos os

comprimentos de onda mais curtos do UV (acima de 60 km), na estratosfera os intermediários pelo O_3 (entre 20 a 30 km) e a radiação infravermelha na baixa estratosfera e troposfera (BRASSEUR; SOLOMON, 2005; ECHER et al., 2001; MANAHAN, 2001; SOUZA ECHER et al., 2006).

A Figura 2.10 apresenta o espectro de emissão de um corpo negro em cerca de 6000 K, a irradiância solar no topo da atmosfera terrestre e a irradiância solar ao nível do mar. A partir dela pode-se notar o processo de atenuação da radiação solar através dos gases existentes na atmosfera terrestre, como exemplo, a absorção de O_2 e O_3 , responsável pela remoção de praticamente toda a radiação incidente com $\lambda < 290$ nm. Em contrapartida, a absorção atmosférica não é forte de 300 a cerca de 800 nm, formando uma "janela" no espectro. Em torno de 40% da energia solar é concentrada na região entre 400 a 700 nm. De 300 a 800 nm, a atmosfera é essencialmente transparente e entre 800 a 2000 nm, a radiação terrestre de onda longa é moderadamente absorvida pelo vapor de água na atmosfera (FINLAYSON-PITTS; PITTS, 2000; ROSÁRIO, 2006; SEINFELD; PANDIS, 2006). Também há outros elementos químicos que atuam como agentes participantes da extinção da radiação solar, entre os quais o metano (CH_4), o óxido nitroso (N_2O) e outros.

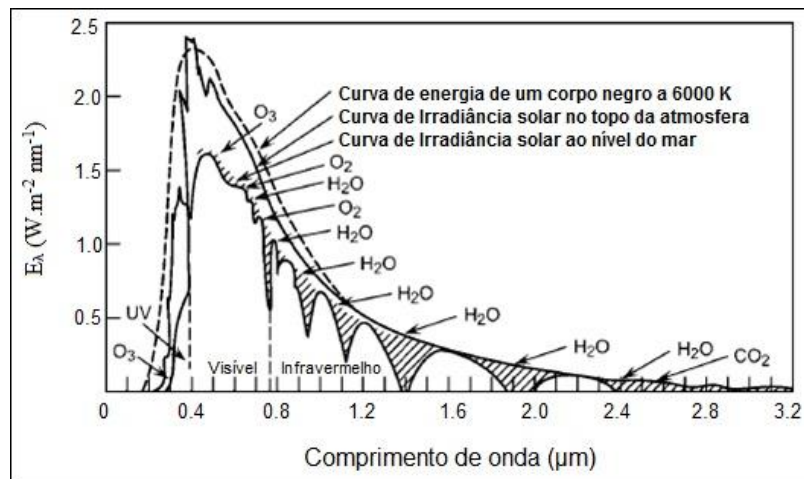


Figura 2.10 - Distribuição da irradiância espectral solar no topo da atmosfera, ao nível médio do mar e de um corpo negro à temperatura de 6000 K.

As áreas pontilhadas exibem as regiões espectrais de forte absorção pelos gases presentes na atmosfera. Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis (2006).

A partícula que mais absorve a radiação solar é o carbono elementar (carbono negro ou black carbon), principal componente da fuligem; alguns outros componentes como hematita (Fe_2O_3), encontrada em partículas de poeiras de solo, e óxido de alumínio (alumina, Al_2O_3), encontrado também em partículas de poeiras de solo e nas partículas de combustão, absorvem a radiação solar no espectro do UV, juntamente com alguns compostos orgânicos (JACOBSON, 2005). Portanto, como mencionado anteriormente no início deste item (2.1.3), os processos de extinção mais significativos estão relacionados ao espalhamento molecular (Rayleigh), absorção pelo O_3 , N_2O , vapor d'água, bem como, absorção e espalhamento causados pelos aerossóis (Mie). Associado a esses processos, ainda pode-se citar, uma variedade de espécies químicas que também são responsáveis pela absorção da energia solar em regiões espectrais do UV e visível (JACOBSON, 2005), mostrado na Figura 2.10.

2.2 Aerossóis Atmosféricos

A poluição atmosférica pode ser definida como uma consequência da emissão de partículas poluentes, devido o crescimento populacional urbano e dos níveis de industrialização, ou seja, do aumento de atividades antropogênicas, não esquecendo a elevada contribuição das queimadas florestais (BRAGA et al., 2004; RAGHAVENDRA KUMAR et al., 2010). Essas partículas, além de exercerem seu papel sobre o clima, são prejudiciais à saúde da população e quando estão presentes no ar em quantidades superiores à capacidade de absorção pelo ambiente, ou seja, acima do nível ambiente normal, provocam degradação da qualidade do mesmo, produzindo um efeito mensurável também em animais, na vegetação e nos materiais (SCHNELLE; BROWN, 2002). Observa-se no Quadro 2.2 uma comparação do ar puro com a atmosfera poluída.

De acordo com Schnelle e Brown (2002), para ter um incidente de poluição atmosférica, três fatores devem ocorrer simultaneamente: deve haver fontes de emissão, um meio de transporte, e os receptores. Fontes de poluição do ar são importantes para saber sua força, tipo e localização. O meio de transporte é conhecido pelas condições meteorológicas, topografia e climatologia de uma região, que são os fatores importantes na dispersão, isto é, no sentido de obter o material das fontes para os receptores. Os receptores incluem seres humanos, outros animais, materiais e plantas. A Figura 2.11 mostra o processo no caso da ocorrência de um incidente de poluição do ar.

Componente	Ar que pode ser considerado puro	Atmosfera poluída típica
Material particulado	10 – 20 $\mu\text{g}/\text{m}^3$	260 – 3200 $\mu\text{g}/\text{m}^3$
Dióxido de enxofre	0,001 – 0,01 ppm	0,02 – 3,2 ppm
Dióxido de carbono	300 – 330 ppm	350 – 700 ppm
Monóxido de carbono	1 ppm	2 – 300 ppm
Óxidos de nitrogênio	0,001 – 0,01 ppm	0,30 – 3,5 ppm
Hidrocarbonetos totais	1 ppm	1 – 20 ppm
Oxidantes totais	0,01 ppm	0,01 – 1,0 ppm

Quadro 2.2 - Comparação do ar puro com a atmosfera poluída.

Fonte: Adaptado de Schnelle e Brown (2002).

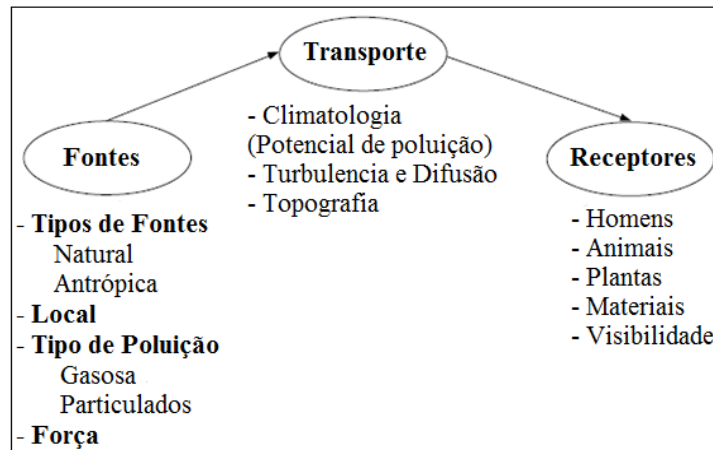


Figura 2.11 - Representação esquemática dos 3 fatores que podem identificar a ocorrência de um incidente de poluição atmosférica.

Fonte: Adaptado de Schnelle e Brown (2002).

O aerossol urbano é uma mistura complexa, que envolve centenas a milhares de diferentes compostos químicos inorgânicos e orgânicos. Estes podem estar no estado sólido ou líquido e em níveis que chegam até ppb (partes por bilhão) (MIGUEL, 1992). As maiores fontes de poluentes encontradas nas cidades resultam das combustões de automóveis, dos processos das indústrias, das usinas termoeletricas e das queimadas florestais (CASTANHO, 1999). Com isso são liberados para a atmosfera alguns gases tóxicos para a espécie humana e para os demais seres vivos. Embora esses fenômenos sejam mais frequentes em cidades e regiões industriais, a poluição do ar não fica restrita a esses lugares. Em condições

atmosféricas favoráveis, esses poluentes são levados para longe, espalhando-se por muitas regiões.

2.2.1 Definição

O material particulado é um termo coletivo usado para descrever pequenas partículas sólidas e líquidas que estão presentes na atmosfera a um período de tempo relativamente curto, com uma residência de minutos, dias ou semanas no ar e que tem uma importante influência na física e química da atmosfera (POPESCU; IONEL, 2010; RAGHAVENDRA KUMAR et al., 2010).

O termo aerossol, também conhecido como aerocolóide, matéria particulada ou partículas que incluem poeiras, fumos, cinzas, nevoeiros e “sprays”, foi criado por Schumauss no ano de 1920 (RENOUX; BOULARD, 1998 apud ALVES, 2005). Para definir um aerossol, estas partículas sólidas e líquidas devem estar em uma suspensão relativamente estável em um meio gasoso. Na atmosfera, o meio gasoso é o próprio ar. A descrição completa das partículas de aerossol atmosférico requer especificação não só de sua concentração, mas também de seu tamanho, composição química, fase (líquida ou sólida) e morfologia (forma das partículas). Tais características dependem de suas fontes de emissão e dos processos de evolução na atmosfera (SEINFELD; PANDIS 2006; VALSARAJ; KOMMALAPATI, 2009). Seinfeld e Pandis (2006) descrevem os tipos mais comuns de partículas atmosféricas (Quadro 2.3).

Algumas partículas de aerossóis são tão pequenas que são invisíveis, pois são menores que o comprimento de onda da luz, possuindo tamanhos de 10 nm (0,01 μm) de diâmetro. Mesmo aerossóis maiores são muito pequenos, mas visíveis. Há centenas ou milhares de aerossóis em cada centímetro cúbico de ar, sendo naturais e outras são liberadas no ar por atividades humanas. A Figura 2.12 ilustra o tamanho relativo de uma gota de chuva típica, uma gota de água em uma nuvem, uma partícula de aerossol extremamente grande, e uma pequena partícula de aerossol.

Aerossóis, aerocolóides ou sistemas dispersos	Partículas finas dispersas em gases.
Poeiras	Suspensões de partículas sólidas produzidas pela desintegração mecânica de um material, como trituração. $D_p > 1 \mu\text{m}$.
Nevoeiro	Aerossóis visíveis em que a fase dispersa é líquida, geralmente, uma dispersão de água ou gelo, próximo ao solo.
Fumo	Partículas sólidas da condensação do estado gasoso, geralmente após volatilização de substâncias derretidas, e muitas vezes acompanhada por uma reação química, como a oxidação, com $D_p < 1 \mu\text{m}$. Geralmente o material envolvido é nocivo.
Neblina	Um aerossol que impede a visão e pode consistir de uma combinação de gotículas de água, poluentes e poeira, com $D_p < 1 \mu\text{m}$.
Névoa	Água em forma de partículas na atmosfera ou perto da superfície; pequenas gotas de água flutuantes ou em queda, similares a forma de chuva, diferente de nevoeiro por sua transparência ou movimento de queda. $D_p > 1 \mu\text{m}$.
Smog	Termo derivado de fumaça (smoke) e nevoeiro (fog), aplicada a extensa contaminação por aerossóis.
Fumaça	Pequenas partículas de gás resultante da combustão incompleta, constituída essencialmente de carbono e outros materiais combustíveis, presente em quantidade suficiente para ser observável independentemente da presença de outros sólidos. $D_p \geq 0,01 \mu\text{m}$.
Fuligem	Aglomerados de partículas de carbono, formados na combustão incompleta de material carbonáceo.

Quadro 2.3 - Definições dos tipos mais comuns de partículas atmosféricas.

D_p é o diâmetro de partícula. Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis (2006).

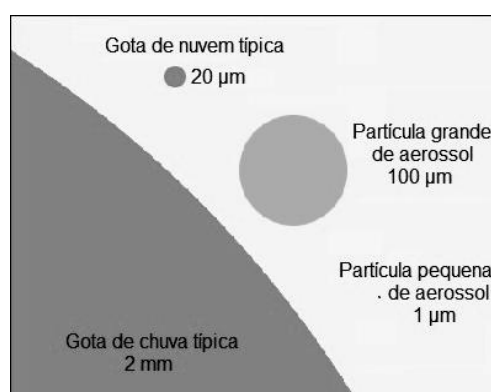


Figura 2.12 - Comparação de uma partícula grande e pequena de aerossol com uma gota de nuvem e uma gota de chuva.

Fonte: Adaptado do Windows to the Universe Team (NESTA, 2010).

Uma vez a gota formada e para que ocorra seu crescimento, esta passa por uma série de mecanismos físicos, onde entre esse momento de crescimento (diâmetro típico de 20 μm) até a sua chegada ao chão, como gota de chuva (diâmetro típico de 1 a 2 mm), vários processos intermediários podem ocorrer (ARTAXO et al., 2005). A água na atmosfera pode aparecer em três estados: gás, líquido e sólido. As fontes de água líquida incluem os sprays marinhos, vulcões, combustão, condensação do vapor de água e derretimento de cristais de gelo. Sumidouros de água líquida incluem a evaporação para a fase gasosa, congelamento para a fase sólida e sedimentação para a superfície na forma de aerossol, névoa, gotas, garoa e chuva (JACOBSON, 2005).

2.2.2 Tamanho das partículas

As partículas individuais variam em tamanho, geometria, massa, concentração, composição química e propriedades físicas (POPESCU; IONEL, 2010). Os processos físicos e químicos que determinam a forma da distribuição do tamanho do aerossol (distribuição de massa, superfície e número em função do diâmetro da partícula) podem ser resumidos nos processos que ocorrem dentro do elemento de volume em estudo: nucleação, condensação e coagulação, e os processos de transporte para dentro e fora do elemento de volume como a difusão e a sedimentação (RAES et al., 2000). A Figura 2.13 mostra de forma geral os processos microfísicos que influenciam a distribuição de tamanho e composição química do aerossol atmosférico, destacando a variação de tamanhos envolvidos na formação e evolução dessas partículas.

Partículas primárias têm muita de sua massa associada a partículas com diâmetro excedendo a 1 μm , e devido sua pequena concentração e grande tamanho, geralmente não ocorre a coagulação, embora possam se misturar com outras espécies por intercâmbio de massas com a fase gasosa. A transformação de compostos gasosos para a fase líquida ou sólida (aerossóis secundários) ocorre quando a concentração do composto na fase de gás excede sua pressão de vapor de equilíbrio acima da superfície de aerossol (RAES et al., 2000).

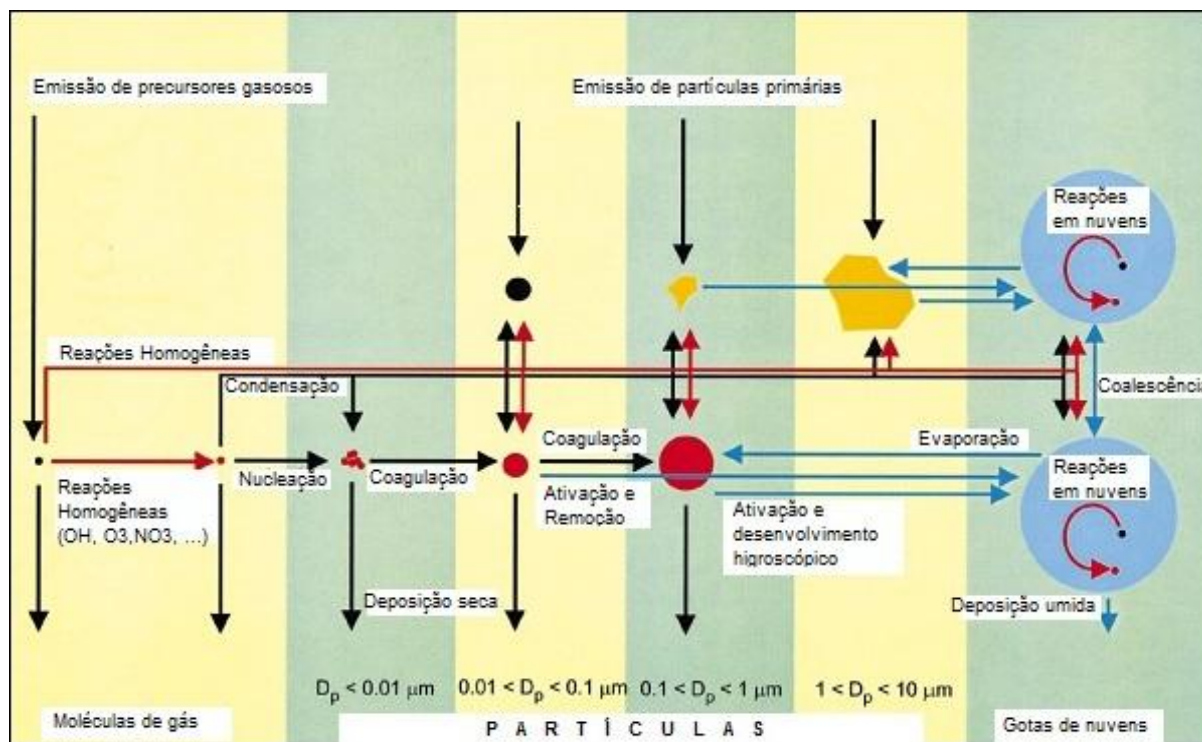


Figura 2.13 - Esquema dos processos microfísicos que influenciam a distribuição de tamanho e a composição química do aerossol atmosférico.

Fonte: Adaptado de Raes et al. (2000).

Os aerossóis atmosféricos podem ser divididos qualitativamente em faixas de tamanho: moda fina, com diâmetro de partícula menor que $2 \mu\text{m}$ ($D_p < 2 \mu\text{m}$), e moda grossa, com diâmetro de partícula maior que $2 \mu\text{m}$ ($D_p > 2 \mu\text{m}$). As partículas da moda fina podem ser divididas ainda em modas de diâmetro: partículas na moda de nucleação (núcleos), de 1 a 20 nm; partículas na moda de Aitken, que abrange uma faixa de tamanho de cerca de 20 a 100 nm; e as partículas na moda de acumulação, compreendendo partículas de 100 a 1000 nm (PAULIQUEVIS, 2005; RAES et al., 2000). Assim, no modo de nucleação incluem-se os aerossóis que resultam da conversão gás-partícula; o modo de acumulação é formado por coagulação e condensação heterogênea; e o modo de sedimentação engloba as partículas produzidas por processos mecânicos (ALVES, 2005).

Portanto, as partículas de aerossóis variam em tamanho cerca de 6 ordens de magnitude, cobrindo desde aglomerados moleculares, com dimensões de alguns nanômetros, até gotículas de chuva, que podem atingir 1 mm (PAULIQUEVIS, 2005). A Figura 2.14 ilustra a distribuição de tamanhos das partículas de aerossóis atmosféricos e alguns processos físico-químicos envolvidos tanto na geração quanto na remoção das mesmas.

As partículas menores que 1 μm de diâmetro encontram-se na atmosfera em maior número, geralmente de 10 a alguns milhares por cm^3 , enquanto as que excedem 1 μm normalmente possuem concentrações inferiores a 1 por cm^3 . Os processos envolvendo a precipitação são divididos naqueles que ocorrem internamente às nuvens (“Washout”), pela incorporação de gases e partículas de aerossol pelas gotas de nuvem, e aqueles abaixo de nuvens (“Rainout”), devido à interceptação de partículas de aerossol atmosférico pelas gotas de chuva, durante um evento de precipitação (SEINFELD; PANDIS, 2006).

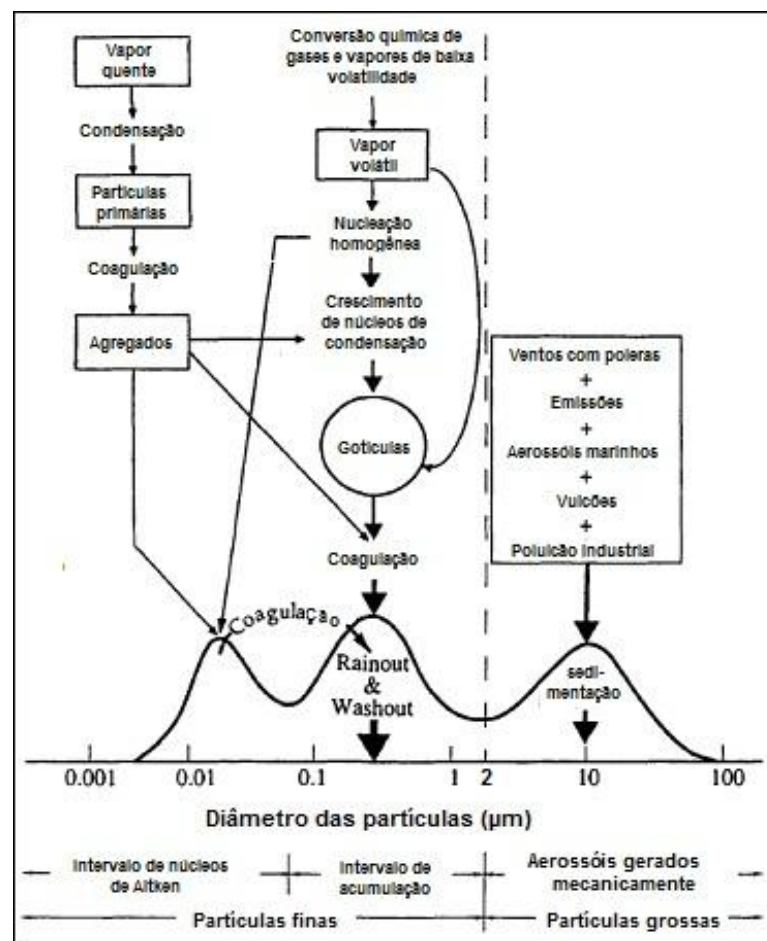


Figura 2.14 - Esquema da distribuição da área de uma superfície de partículas de aerossóis atmosféricos, demonstrando seus principais modos, fontes e formação de partículas e os mecanismos de remoção.

Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis (2006).

2.2.3 Fontes de emissões de partículas de aerossol

O material particulado pode ser de origem primária ou secundária, conforme sua fonte de emissão e processos de formação. Partículas primárias são emitidas diretamente para a atmosfera a partir de diferentes fontes naturais e antropogênicas.

As fontes naturais incluem as erupções vulcânicas (fontes esporádicas relativamente importantes de aerossóis), os incêndios florestais (principalmente ocasionados por relâmpagos), os sprays marinhos (consequência do estouro de bolhas de ar nas cristas espumosas das ondas, Figura 2.15), as fontes biológicas (pólen, fungos e bactérias), poeiras do solo (regiões áridas e semi-áridas do mundo, são os locais das principais fontes de poeira), entre outras (ADAMS, 1994; ALVES, 2005; HEINTZENBERG, 1994; HUANG, 2009; SEIFELD; PANDIS, 2006; VALSARAJ; KOMMALAPATI, 2009).

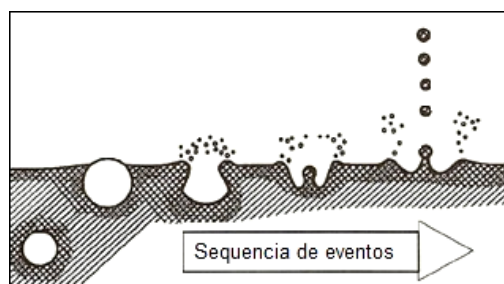


Figura 2.15 - Formação dos sprays marinhos derivados das bolhas de ar.

Bolhas grandes são formadas pela desintegração durante o jato, após pequenas partículas surgem do estouro destas bolhas maiores. Aerossóis primários dos sprays marinhos refletem a radiação solar. Fonte: Adaptado de Heintzenberg (1994).

Com relação às fontes antropogênicas, destacam-se a queima de combustível em fontes estacionárias ou de transporte, incêndios florestais (queimadas intencionais ou incêndio criminoso provocado por seres humanos), queima da biomassa (queimadas com o objetivo de limpar a terra para outras utilidades, estimular o crescimento da grama, gerenciar o crescimento de florestas, etc.), os processos industriais, a disposição de resíduos sólidos e fontes diversas, como alterações do uso da terra que modifiquem as condições da superfície do solo e modificações (atividades agrícolas) e emissões fugitivas de estradas (POPESCU; IONEL, 2010; ROSASCO, 2009; SEINFELD; PANDIS, 2006).

Partículas secundárias são formadas na atmosfera como resultado de processos físico-químicos, como a transformação gás-partícula, que envolvem gases, partículas de aerossol e umidade (CASTANHO, 1999). Os aerossóis de sulfato, formados pela oxidação de gás sulfídrico (H_2SO_4), são emitidos por processos biológicos, vulcões ou pela transformação deste e de outros compostos sulfurados de atividades antrópicas. Os aerossóis de nitrato, formados através da oxidação e neutralização de compostos de óxidos de nitrogênio (NO_x) e amônia (NH_3), são de fontes naturais ou antropogênicas. Aerossóis orgânicos secundários são formados por processos de condensação de compostos voláteis emitidos das plantas, transportes e indústrias (ALVES, 2005; NASCIMENTO, 2010).

Na Figura 2.16 é representado, de forma esquemática, as fontes de emissão diretas e os mecanismos subsidiários da formação de aerossóis.

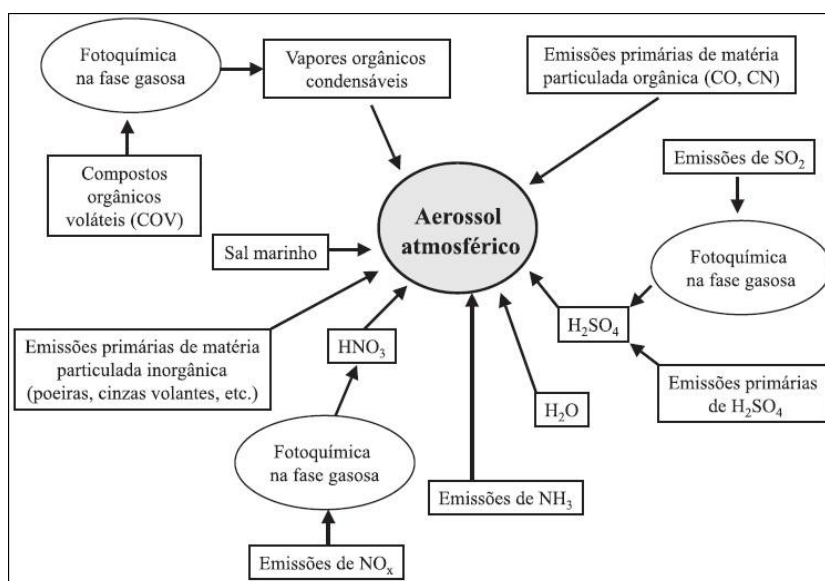


Figura 2.16 - Representação esquemática dos mecanismos de formação do aerossol atmosférico.

Fonte: Alves (2005).

A atmosfera de um centro urbano é um complexo sistema constituído por gases e partículas poluentes, que excedem as concentrações naturais da atmosfera (CASTANHO, 1999). Os aerossóis urbanos podem ser definidos como misturas de emissões de partículas primárias de indústrias, transporte (uma das principais fontes de emissão de poluentes para a

atmosfera), geração de energia e fontes naturais, assim como de material secundário formado por mecanismos da conversão de gás para partícula. Pode ser citado como exemplo a Região Metropolitana de São Paulo, que é utilizada neste trabalho, a mais industrializada e desenvolvida do Sul da América. A forte emissão de gases traço e partículas de aerossóis por veículos, indústrias e poeiras ressuspensas do solo, junto com os aerossóis secundários, e com as condições naturais desfavoráveis de dispersão, são responsáveis pela alta concentração de poluentes observada nessa região (CASTANHO, 1999; CASTANHO; ARTAXO, 2001) Segundo Ynoue e Andrade (2004), emissões à diesel e de veículos são as principais fontes de Black Carbon (carbono negro) em São Paulo, que apresentaram valores maiores durante a manhã (8 as 10h) e no começo da noite (18 as 20h), no horário de maior tráfego veicular. Carros movidos a álcool lançam na atmosfera aldeídos (formaldeído e acetaldeído) e álcool não queimado, que além de causar diversos efeitos à saúde, também participam, através de reações atmosféricas, na formação de oxidantes fotoquímicos que são causadores da chuva ácida e do smog (MIGUEL, 1992).

O tamanho dos aerossóis é bastante variável em uma área urbana. Concentrações elevadas de partículas finas ($D_p < 0,1 \mu\text{m}$) são encontrados próximos de fontes, como estradas, mas sua concentração diminui rapidamente conforme o afastamento da fonte. As fontes e a composição química das partículas urbanas finas e grossas são diferentes. Partículas grossas são geradas por processos mecânicos, como partículas de desgaste do pneu. Partículas na moda de Aitken e acumulação contêm partículas primárias a partir de fontes de combustão e material de aerossol secundário (sulfato, nitrato, amônia, compostos orgânicos secundários) (SEINFELD; PANDIS, 2006).

2.2.4 Tempo de residência das partículas de aerossóis na atmosfera terrestre

A atmosfera pode ser comparada a um enorme reator químico onde várias espécies estão sendo continuamente introduzidas e retiradas através de escalas espaciais e temporais. Podem-se classificar as escalas de movimento da atmosfera em quatro (SEINFELD; PANDIS, 2006): microescala - escala de 0 a 100 m, tais como o fluxo lento e a dispersão das plumas das chaminés e o complicado regime de fluxo ao redor de um grande prédio; mesoescala - de 10 a centenas de km, tais como a brisa marinha, ventos em vales-montanhas e frentes migratórias de alta e baixa pressão; escala sinótica - movimento de sistemas climáticos inteiros, em escala

de centenas a milhares de km e; escala global - fenômenos que ocorrem em escalas acima de 5.000 km. No Quadro 2.4 estão as escalas espaciais de diversos fenômenos químicos atmosféricos.

Fenômenos	Escalas (km)
Poluição do ar urbano	1 – 100
Poluição do ar regional	10 – 1.000
Deposição úmida/chuva ácida	100 – 2.000
Derramamento acidental de poluentes tóxicos no ar	0,1 – 100
Diminuição da camada de ozônio	1.000 – 40.000
Aumento dos gases do efeito estufa	1.000 – 40.000
Interação entre aerossóis e clima	100 – 40.000
Processos de oxidação de gases e transporte na troposfera	1 – 40.000
Troca do ar troposfera – estratosfera	0,1 – 100
Processos de oxidação de gases e transporte na estratosfera	1 – 40.000

Quadro 2.4 - Escalas espaciais de fenômenos químicos atmosféricos.

Fonte: Adaptado de Seinfeld e Pandis (2006).

A vida útil de uma espécie é o tempo médio que uma molécula dessa espécie reside na atmosfera antes de sua remoção. O tamanho das partículas e suas propriedades físicas e químicas afetam seu tempo de residência na atmosfera. O período de residência dos aerossóis na atmosfera pode variar de minutos a semanas. Porém, com relação às partículas presentes na estratosfera, como o produto do transporte de emissões vulcânicas, podem permanecer no ar durante anos. Assim, as partículas de aerossóis e os gases traço podem ser transportados por longas distâncias através da circulação atmosférica, afetando regiões remotas às fontes fazendo, por exemplo, com que as emissões da floresta amazônica saiam do continente sul-americano por duas vias principais: o oceano Pacífico tropical e o Oceano Atlântico sul (AIRES; KIRCHHOFF, 2001; FREITAS et al., 2005, 2009; FUZZI, 1994; HUANG, 2009).

Os processos físicos e químicos que determinam a forma da distribuição de tamanho do aerossol podem ser resumidos em processos ocorrendo dentro do elemento de volume em estudo: nucleação, condensação e coagulação; e os processos de transporte para dentro e fora do elemento de volume como a difusão e a sedimentação (TURNER; COLBECK, 2008). O

tempo de vida do aerossol na atmosfera pode ser regulado através de processos de remoção, ou seja, por deposição seca e úmida (FUZZI, 1994). Em se tratando de mecanismos de deposição seca têm-se a sedimentação e a difusão, e de deposição úmida, os processos de remoção que ocorrem dentro e abaixo das nuvens (SEINFELD; PANDIS, 2006).

A deposição seca ocorre através da transferência direta de espécies gasosas como de partículas, para a superfície da Terra sem o auxílio da precipitação. A deposição úmida abrange todos os processos pelos quais as espécies no ar são transferidas para a superfície da Terra na forma líquida (chuva, neve ou nevoeiro), por: dissolução dos gases atmosféricos em gotículas no ar, como gotas de nuvem, chuva, ou neblina; pela remoção de partículas atmosféricas quando servem como núcleos de condensação de água na atmosfera para formar gotas de nuvem ou neblina, sendo posteriormente incorporada na gota; e pela remoção de partículas atmosféricas quando a partícula colide com uma gota dentro ou abaixo das nuvens (RAES et al., 2000; SEINFELD; PANDIS, 2006).

Pequenas partículas de aerossóis e nevoeiro possuem uma vida útil relativamente longa na atmosfera, quando comparadas com partículas maiores, como gotas de chuva e flocos de neve, que possuem um tempo de sedimentação mais rápido, Quadro 2.5 (VALSARAJ, 2000; VALSARAJ; KOMMALAPATI, 2009).

Natureza da partícula	Tamanho (μm)	Tempo de vida na atmosfera
Aerossol	$10^{-2} - 10$	4 – 7 dias
Gotas de nevoeiro	1 – 10	3 horas
Gotas de nuvem	$10 - 10^2$	7 horas
Gotas de chuva	$10^2 - 10^3$	3 – 15 minutos
Flocos de neve	$10^3 - 10^5$	15 – 50 minutos

Quadro 2.5 - Tempo de residência das partículas na atmosfera em relação ao seu tamanho.

Fonte: Adaptado de Valsaraj (2000).

2.2.5 Efeitos no clima

O impacto no ambiente de partículas atmosféricas depende muito de suas propriedades físicas e químicas, e de seu tempo de vida e abundância no ar (ADAMS, 1994). As partículas

de aerossóis interagem diretamente com a radiação solar, por sua capacidade em absorver e espalhar a radiação solar, e indiretamente, atuando como núcleos de condensação de nuvens (NCN), podendo alterar as propriedades físicas e ópticas das nuvens, tais como a distribuição do tamanho das gotas e albedo, afetando a microfísica e o tempo de residência das nuvens (COSTA; PAULIQUEVIS, 2009; RAMANATHAN et al., 2001; SEINFELD; PANDIS, 2006).

O espalhamento e o efeito indireto podem provocar um efeito de resfriamento da atmosfera e da superfície (aumentam a quantidade de radiação refletida para o espaço – efeito albedo), mostrando uma adversidade, em parte, sobre o efeito de aquecimento global dos gases de efeito estufa (ARTAXO et al., 2006; SILVA, 2001). Enquanto que as propriedades de absorção podem aquecer e tornar a atmosfera mais estável e também inibir a formação de nuvens, como exemplo as partículas de carbono gráfico que absorvem a radiação solar, aquecendo a atmosfera (KOREN et al., 2004).

As partículas de aerossóis são intimamente ligadas ao ciclo hidrológico porque elas constituem os NCN, que juntamente com o vapor de água constituem as gotículas de nuvens (ANDREAE et al., 2004; RAMANATHAN et al., 2001; SILVA DIAS et al., 2004). Os NCN são partículas microscópicas de aerossol, que têm propriedades de condensar água em sua superfície. Se o ambiente é relativamente limpo, não poluído, há poucos núcleos de condensação. Na disputa pelo vapor de água disponível, núcleos relativamente grandes ou solúveis em água crescem rapidamente e caem como chuva. Caso a atmosfera possua um número muito elevado de NCN as gotas crescem pouco e devagar. Muitas vezes não chega a chover, sendo a água e os aerossóis transportados na circulação atmosférica. Se a gota passar dos 6 ou 7 km de altura, ela congela, pois o ar atinge temperaturas muito baixas (ARTAXO et al., 2005; BOND, 2002; FUZZI, 1994; RAMANATHAN et al., 2001; SEINFELD; PANDIS, 2006).

Outro efeito climático, encontrado principalmente em grandes centros urbanos, é a redução da visibilidade devido à propriedade de espalhamento da luz de algumas partículas, como é o caso de aerossóis que envolvem compostos de sulfatos, nitratos, orgânicos, carbono elementar e poeira do solo (NASCIMENTO, 2010). Os aerossóis influenciam também outros fenômenos naturais como a interação entre o oceano e a troposfera e as eventuais modificações na camada de ozônio (ALVES, 2005). Alguns trabalhos descrevem também os impactos ocasionados por poluentes transportados de uma região para outra, como é o caso da poeira desprendida de material biológico que viaja do deserto do Saara ao Caribe, pela ação

dos ventos (PROSPERO et al., 2004), o transporte aéreo de poluentes emitidos de queimadas (ARTAXO et al., 2005) e plumas de distantes complexos industriais (PIRES, 2005).

2.2.6 Efeitos na saúde humana

Qualquer constituinte do ar atmosférico em concentrações maiores do que as normais, ou qualquer outra substância presente no ar, podem ser considerados como um contaminante, e podem ser classificados conforme seu estado físico e suas propriedades ou de acordo com seus efeitos fisiológicos nos seres humanos (ALMEIDA, 1999; MOZETO, 2001). As partículas finas possuem um tempo de residência na atmosfera maior do que as partículas grossas, podendo ser transportadas por grandes distâncias dependendo das condições atmosféricas, o que aumenta a sua capacidade de dispersão e, como consequência disso, o seu impacto sobre os indivíduos.

Partículas grossas e insolúveis podem acumular-se nas vias respiratórias superiores, podendo agravar problemas como a asma (SANTOS, 2001). As partículas insolúveis menores podem se depositar nos espaços mais profundos do pulmão, podendo ficar retidas no corpo por um período mais longo. A Figura 2.17 ilustra a deposição das partículas, no sistema respiratório humano, e sua correspondência com as frações inalável, torácica e respirável com seus respectivos diâmetros aerodinâmicos.

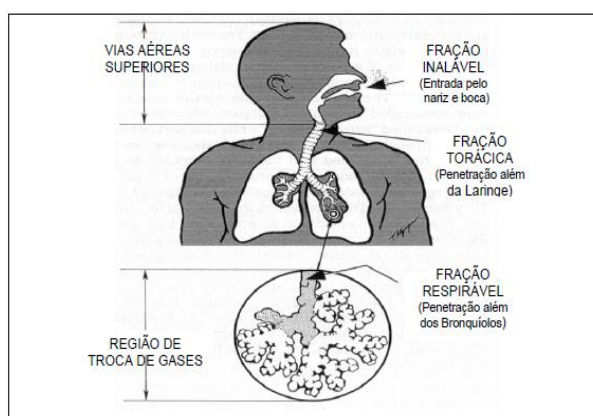


Figura 2.17 - Local de deposição das frações inalável, torácica e respirável no sistema respiratório humano.

Fonte: ACGIH (1989 apud SANTOS, 2001).

Seinfeld e Pandis (1998, 2006) e Almeida (1999) acreditam que a exposição a partículas finas podem causar mortes prematuras e agravamento de problemas respiratórios, devido aos mecanismos de expulsão do corpo humano não serem eficientes, pois estas se depositam nos brônquios terminais e nos alvéolos. O trato respiratório pode ser dividido em regiões, bases anatômicas, para a identificação das frações mais relevantes (SANTOS, 2001). O Quadro 2.6 apresenta as definições das frações de partículas que afetam a saúde do ser humano, elaborado com o auxílio da NBR 12543 (ABNT, 1999), VICENT e CLEMENT (2000) e ACGIH (2002 apud SANTOS, 2005).

Tipo de partícula	Fração inalável	Fração torácica	Fração respirável
Tamanho de partícula	Dp < 100 µm.	Dp < 25 µm.	Dp < 10 µm.
Região	Vias aéreas Superiores (entrada pelo nariz e boca).	Traqueobronquial (penetração além da laringe, nas vias aéreas superiores e nas vias aéreas dos pulmões).	Região de troca de gases (penetração além dos bronquíolos terminais entrando na região de troca gasosa dos pulmões).
Estruturas anatômicas	Nariz; boca; nasofaringe; orofaringe; laringofaringe; laringe.	Traqueia; brônquios; bronquíolos.	Bronquíolos respiratórios; dutos alveolares; sacos alveolares; alvéolos.
Localização	Extratorácica	Torácica (pulmonar)	Alveolar
Doenças relacionadas	Irritação do septo nasal, laringe e faringe; câncer de faringe e laringe.	Broncoconstrição; bronquite crônica; câncer bronquial.	Pneumoconioses; enfisema; alveolite; câncer pulmonar.

Quadro 2.6 - Divisão do trato respiratório pelo mecanismo de deposição das partículas e suas possíveis doenças.

Fonte: Adaptado de Santos (2001).

2.3 Aplicação do Método de Langley na obtenção das EOA

Com os dados obtidos pelo Espectrofotômetro Brewer é utilizado um método para determinar a espessura óptica atmosférica (EOA), o chamado método de Langley. O Método

de Langley é uma linearização da Lei de Beer Bouguer Lambert, conhecida também como Lei de Beer, equação (2.8), para a atmosfera terrestre irradiada pela luz solar (ECHER et al., 2001). Samuel Pierpont Langley, no final século XIX, introduziu um método a partir do qual foi possível determinar a constante solar e a espessura óptica atmosférica, ou seja, propôs a relação da incidência de radiação no topo da atmosfera com a incidência na superfície através da Espessura Óptica Atmosférica, τ_{at} , (COULSON, 1975).

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} \exp(-\tau_{\lambda at} \cdot m) \quad (2.8)$$

em que I_{λ} é a irradiância solar na superfície da Terra para um determinado comprimento de onda λ ; $I_{0\lambda}$ é a irradiância solar no topo da atmosfera terrestre para um determinado comprimento de onda λ ; τ_{at} é a espessura óptica atmosférica; e m é a massa óptica de ar (ou apenas massa de ar). A massa de ar (m) corresponde ao caminho óptico percorrido pela radiação solar (luz) para chegar à superfície da Terra e pode ser calculada pela equação (2.9):

$$m = \sec \left[\arcsen \left(\frac{R_{Terra} \cdot \text{sen}(\theta)}{R_{Terra} + h} \right) \right] \quad (2.9)$$

em que h é a altura onde se encontra os aerossóis (na atmosfera), θ o ângulo solar zenital (ASZ) e R_{terra} é o raio da Terra. Para a atmosfera terrestre, o comprimento de caminho é definido em termos do comprimento de caminho na vertical e do ângulo solar de zênite. Como o $R_{terra} \gg h$ e para haver uma aproximação plano-paralela da atmosfera, a massa óptica de ar atravessada pelo feixe de radiação é dado pela equação (2.10), observando que o ASZ deverá ser menor que 60° para evitar a influência de espalhamentos múltiplos na atmosfera (MARQUARD et al., 2000; SCI-TEC, 1999; SILVA; KIRCHHOFF, 2004).

$$m \sim \sec(\theta) \quad (2.10)$$

O Método de Langley consiste, portanto, na linearização da Lei de Beer (CARBONE et al., 2006a,b; KIRCHHOFF et al., 2002) e pode ser expressa como:

$$\ln I_{\lambda} = \ln I_{0\lambda} - \tau_{at} \cdot m \quad (2.11)$$

em que I_{λ} e $I_{0\lambda}$ referem-se a irradiância na superfície da Terra e no topo da atmosfera, respectivamente, para um comprimento de onda específico. $\tau_{at\lambda}$ é a espessura óptica atmosférica e m é a massa óptica de ar. I_{λ} é medido pelo espectrofotômetro Brewer e $I_{0\lambda}$ é determinada pela linearização de uma seqüência de medidas I_{λ} para diferentes massa óptica de ar ao longo de um período. A inclinação obtida por essa linearização, representa o $-\tau_{at\lambda}$. A Figura 2.18 demonstra o ajuste de uma reta média aos valores registrados pelo Brewer (pontos em preto), com inclinação representando a $-\tau_{at}$. Extrapolando essa reta para o eixo das ordenadas (quando a massa de ar se iguala a zero) para um feixe de radiação monocromática, esse valor corresponde ao logaritmo da radiação incidente no topo da atmosfera, $I_{0\lambda}$.

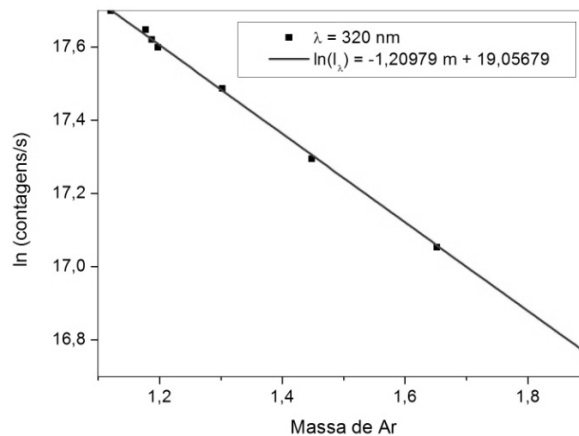


Figura 2.18 - Aplicação do Método de Langley para a manhã do dia 27 de dezembro de 2007, registrado pelo espectrofotômetro Brewer no Observatório Espacial do Sul de São Martinho da Serra – RS.

O sinal negativo da inclinação da reta é o valor de τ_{at} e o termo independente é o logaritmo do valor extrapolado I_0 para um dado λ .

Este método é de possível aplicação, pois sabe-se que a constante solar (radiação proveniente do Sol) em todos os comprimentos de onda é aproximadamente de 1368 W/m^2 (FINLAYNSON-PITTS; PITTS, 2000) e segundo Hood (1999), Reid (1999) e Rottman (1999) a irradiância incidente no topo da atmosfera terrestre na faixa do UV-B varia há uma taxa de 0,1% ao ano, podendo com isso fazer medições de irradiâncias, I_λ , para diferentes massas de ar, diferentes ASZ, enquanto a espessura óptica atmosférica permanecer constante.

A radiação solar em condição de céu limpo é pouco atenuada quando comparada com condições de céu parcialmente ou totalmente encoberto, ou seja, a presença de nuvens e aerossóis espalham a radiação solar (ECHER et al., 2001). Devido a isto, com o objetivo de aplicar a metodologia descrita por Langley, foram utilizados dados de medidas DS (Direto ao Sol), obtidas de 1992 a 2008, sem a presença de nuvens, registradas pelo Espectrofotômetro Brewer, localizado em São Martinho da Serra, RS. Com estes valores foram calculados as espessuras ópticas de aerossóis para os períodos da manhã e tarde, separadamente. Tem-se na Figura 2.19, um exemplo de cálculo para um dia de céu claro, sem a presença de nuvens, quando se pode aplicar o Método de Langley.

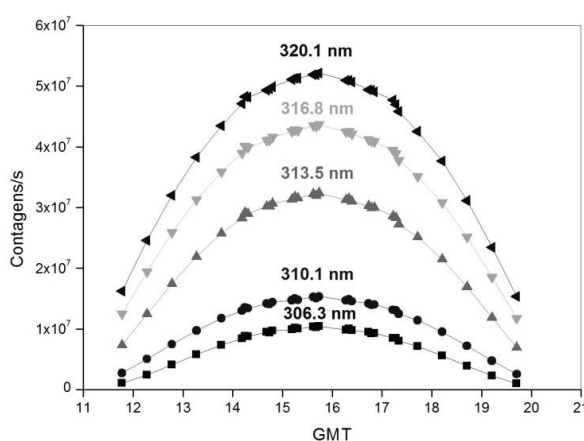


Figura 2.19 - Valores registrados pelo Brewer, nos cinco comprimentos de onda, para o dia 16/03/2008, sem a presença de nuvens, medido no Observatório Espacial do Sul – São Martinho da Serra - RS.

A linearização das curvas da Figura 2.19, através da representação das contagens de fótons (diretamente relacionadas à irradiância na superfície) em função da massa de ar, separando-se as medidas da manhã e da tarde, possibilita a obtenção das espessuras atmosféricas para cada comprimento de onda, através da inclinação das retas, conforme

Figura 2.20 que mostra a aplicação do Método da Langley para o período da tarde do dia 16/03/2008.

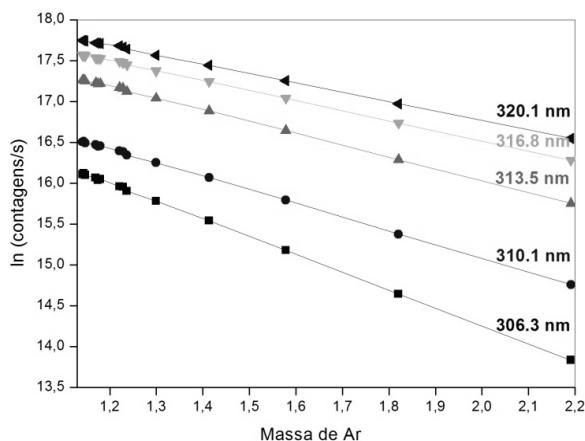


Figura 2.20 - Aplicação do método de Langley aos valores do dia 16/03/2008 no período da tarde para os cinco comprimentos de onda registrados pelo Espectrofotômetro Brewer, medidos no Observatório Espacial do Sul – OES/CRS/INPE - MCT.

Uma vez obtida a τ_{at} , a EOA, para um determinado comprimento de onda (λ) na banda do ultravioleta tipo B, pode ser calculada a partir da Espessura Óptica Atmosférica (τ_{at}) descontando os gases de ozônio (O_3) e dióxido de enxofre (SO_2), e do espalhamento Rayleigh, conforme a equação (2.12) (SILVA; KIRCHHOFF, 2004).

$$\tau_{at} = \tau_R + \tau_{ae} + \tau_{SO_2} + \tau_{O_3} \quad (2.12)$$

em que, τ_{at} é a espessura óptica atmosférica, τ_R é a espessura óptica do espalhamento Rayleigh, τ_{SO_2} é a espessura óptica pela absorção do SO_2 , τ_{O_3} é a espessura óptica pela absorção do O_3 e τ_{ae} é a espessura óptica de aerossóis (EOA). A espessura óptica pela absorção do NO_2 (τ_{NO_2}) não está presente no cálculo, não resultando em um erro considerável, pois a quantidade desse gás na atmosfera é muito menor que a de O_3 e é comparável à de SO_2 , embora a seção de choque de absorção desse gás traço seja maior do que a do O_3 e SO_2 em parte da faixa do UV-B (SILVA, 2001). A espessura óptica para o espalhamento Rayleigh foi

obtida pela equação (2.13), onde é levada em consideração a pressão local e valores de índice de refração do ar e coeficiente de despolarização (TEILLET, 1990).

$$\tau_R = 0,008569 \lambda^{-4} (1 + 0,0113 \lambda^{-2} + 0,00013 \lambda^{-4}) p_{\text{estação}} \times p_{\text{atm}}^{-1} \quad (2.13)$$

em que, $p_{\text{estação}}$ é a pressão local, neste caso a pressão onde esta localizado o Observatório Espacial do Sul, igual a 960 hPa; p_{atm} é a pressão atmosférica no nível do mar igual a 1013,15 hPa; e λ é o comprimento de onda em nm.

A atenuação da radiação UV-B por gases ou partículas pode ser medida de forma separada, calculando cada espessura óptica. A absorção pelos gases O₃, SO₂ e NO₂ pode ser calculada pela equação (2.14):

$$\tau_{xx\lambda} = \sigma_{xx\lambda} \cdot UD \cdot 2,69 \times 10^{16} \quad (2.14)$$

sendo $\tau_{xx\lambda}$ a seção de choque de absorção em cm²/molécula (CARBONE et al., 2006b; SEINFELD; PANDIS, 2006) e UD a coluna integrada de gás em Unidades Dobson.

Imaginando que todo o ozônio em uma coluna vertical de ar, que vai desde a superfície da Terra até o topo da atmosfera, esteja concentrado em uma camada pura de O₃ na superfície da Terra, a 273 K e 1.013 × 10⁵ Pa, a espessura dessa camada, medido em centésimos de milímetro, é a coluna de O₃ expressa em unidades Dobson (UD) (PINHEIRO, 2003; SAYÃO, 2008; SEINFELD; PANDIS, 2006). Uma UD equivale a 2,69 × 10¹⁶ moléculas de O₃ cm⁻². Jacobson (2005) comenta que em 2000, a média global da coluna integrada de O₃ de 90°S para 90°N foi 293,4 UD, e que esta coluna contém o mesmo número de moléculas que uma coluna de ar de 2,93 mm de altura a 1 atm de pressão e 273K, ilustrado na Figura 2.21.

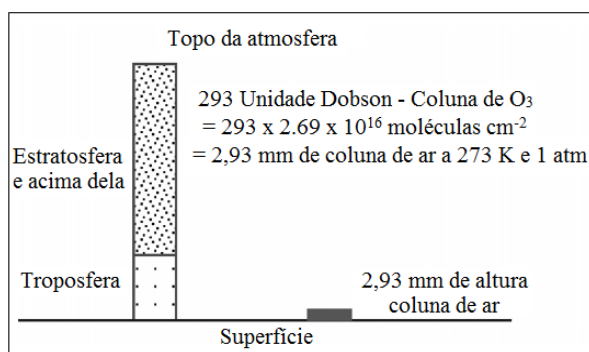


Figura 2.21 - Exemplo da média global de coluna integrada de O_3 .

O número de moléculas de O_3 por unidade de área de superfície em uma coluna de 293 UD de O_3 é equivalente ao número de moléculas de ar em uma coluna de 2,93 mm de altura próximo da superfície. Fonte: Adaptado de Jacobson (2005).

2.4 Equipamentos de Monitoramento de Aerossóis

O sensoriamento remoto pode ser definido como um processo de captação de informações de fenômenos terrestres, sem que haja um contato direto com os mesmos, aliado a técnicas de armazenamento, tratamento e análise destas informações (FIGUEIREDO, 2005). Envolve a interpretação e a inversão da radiação eletromagnética, medida a certa distância, sendo esta radiação caracterizada por um determinado comprimento de onda sensível a algum aspecto físico do meio (LIOU, 2002).

Em se tratando do sensoriamento remoto dos aerossóis, que visa à obtenção de parâmetros ópticos e físicos para identificar a importância do papel dos mesmos no sistema Terra-atmosfera, sua obtenção é adquirida de forma indireta por meio da captação, por instrumentos, da radiação eletromagnética refletida ou espalhada pelas partículas (VERGARA, 2010). Em geral, o sensoriamento remoto dos aerossóis é monitorado através de medições realizadas por instrumentos presentes em superfície, aeronaves ou satélites, conhecidos como radiômetros ou sensores, capazes de realizar medições de uma determinada grandeza radiométrica, como a radiância ou irradiância, em diferentes faixas espectrais.

2.4.1 Fotômetros e Espectrofotômetros

A EOA é uma variável que permite avaliar remotamente a carga de aerossóis na atmosfera a partir de instrumentos em superfície. Estes instrumentos fornecem resultados localizados e representativos somente dos níveis atmosféricos próximos da superfície, pois características dos aerossóis atmosféricos podem apresentar variações com a vertical (NATALI, 2008; SEINFELD; PANDIS, 2006; SOUZA, 2004). A fotometria solar tem sido amplamente utilizada, através de fotômetros solares e radiômetros multi-espectrais, devido a sua simplicidade de base conceitual associada à alta qualidade dos seus dados (ROSÁRIO, 2006). Uma das vantagens da fotometria solar é permitir a determinação de parâmetros microfísicos, das partículas presentes em toda a coluna vertical da atmosfera, sem alterar o ambiente ou as partículas inseridas nele; além de propiciar estudos de longo prazo. Como desvantagem, há a falta de informações quanto à distribuição vertical das partículas de aerossol (YAMASOE, 1999 apud SAYÃO, 2008).

Algumas redes mundiais de monitoramento da atmosfera empregam fotômetros solares e radiômetros multi-espectrais, das quais se destaca a rede Aerosol Robotic Network (AERONET) pertencente à NASA (National Aeronautics and Space Administration/Goddard Space Flight Center). A AERONET possui centenas de estações em todo mundo capazes de obter diversos parâmetros ópticos e físicos relacionados aos aerossóis, como seu albedo simples e distribuição de tamanho, mas possuem a desvantagem de obter apenas a dependência temporal destes parâmetros, pois seu alcance é apenas local (HOLBEN et al., 1998).

Outro equipamento utilizado em estudos de aerossóis é o Espectrofotômetro Brewer, que opera na faixa do ultravioleta. O conhecimento dos parâmetros que determinam as propriedades ópticas e físicas dos aerossóis é essencial para melhor compreender o efeito dos aerossóis nesta faixa (CAZORLA et al., 2009). Na faixa do UV, o material absorvedor de alta relevância é o ozônio (τ_{O_3}), dióxido de enxofre (τ_{SO_2}) e dióxido de nitrogênio (τ_{NO_2}), enquanto que o material espalhador é o Rayleigh (τ_R) e os aerossóis (τ_{ae}) (CARBONE et al., 2006a,b; ECHER et al., 2001). Medidas de τ_{at} podem ser obtidas através da aplicação da técnica chamada direto ao Sol (DS) com dados obtidos pelo Espectrofotômetro Brewer e com a aplicação do Método de Langley.

2.4.2 Sensores a bordo de satélites

O lançamento de satélites de baixa altitude como o TERRA e o AQUA, que fazem parte do Sistema de Observação da Terra - EOS, realizando observações em escala global da superfície terrestre, biosfera, atmosfera e oceanos, facilitou a obtenção e análise de dados das propriedades de aerossóis. O sensoriamento remoto das espessuras ópticas do aerossol baseia-se no conceito de que a radiação solar é modificada pelos aerossóis durante o percurso na atmosfera. A radiação total observada pelo sensor do satélite é a combinação de radiância refletida tanto pela atmosfera quanto pela superfície. Para estimar a EOA com observações por satélite, é necessário determinar a quantidade exata de radiação refletida pela atmosfera, que transmite as informações diretamente relacionadas com a EOA. Nesse caso, a radiação refletida pela superfície é considerada como um ruído indesejado (WANG et al., 2008).

A National Aeronautics and Space Administration/Goddard Space Flight Center (NASA) desenvolveu o Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (sensor MODIS) com o objetivo de estudar as mudanças e interações que ocorrem no sistema climático (LEVY et al., 2007a). Trata-se de um sensor, presente nos satélites TERRA e AQUA, que proporciona avançados estudos das propriedades de terra, oceano e atmosfera. Embora os dados do MODIS auxiliem em estudos diversos como, da temperatura do oceano ou das propriedades das nuvens, um dos seus principais objetivos é o de monitorar os aerossóis sobre o globo, e por isso constitui uma fonte de dados importante devido o fato de que os aerossóis possuem um curto tempo de residência na atmosfera e também alta variabilidade espacial e temporal de suas propriedades (REMER et al., 2005). Este sensor é capaz de fornecer o produto das espessuras ópticas de aerossóis sobre terra e oceano, tendo como finalidade responder as questões referentes ao papel destas partículas de aerossóis sobre o clima, pela comunidade científica, e também monitorar a qualidade do ar em grandes cidades (CHU et al., 2002; LEVY et al., 2007a).

A família de satélites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) desenvolvida em cooperação com a Agência Espacial Americana (NASA), é administrada pelo National Environmental Satellite Data and Information Service (NESDIS). Iniciou com o lançamento do satélite TIROS-1 (Television and Infrared Observation Satellite), com o objetivo de desenvolver um sistema de satélites meteorológicos, concebido em 1960, e integra, em conjunto com o satélite europeu MetOp, o sistema POES (Polar Operational Environmental Satellite) (EMBRAPA, 2009). Com o lançamento do sexto satélite da série,

em 1979, denominada NOAA, assumindo a nomenclatura atual. Esta série possibilitou a geração diária de observações globais de padrões meteorológicos e condições ambientais na forma de dados quantitativos. Tais informações são a base para estudos de monitoramento de queimadas, através do sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), de previsão meteorológica, de mapeamento de secas e inundações, entre outros (COUTINHO, 2005; INPE, 2011b).

CAPÍTULO 3

METODOLOGIA

3.1 Estações de Medida das EOA

Neste trabalho foram analisadas duas estações de medidas de aerossóis. A estação localizada em São Martinho da Serra, RS (Observatório Espacial do Sul) foi o foco principal devido a disponibilidade de dados do Espectrofotômetro Brewer, sendo que recentemente encontra-se instalado também um fotômetro solar da rede de monitoramento da AERONET. Também foram utilizados dados de aerossóis de um fotômetro da AERONET localizado em São Paulo, para demonstrar as variações de comportamento de EOA de uma região industrial com uma região rural.

3.1.1 Observatório Espacial do Sul – OES

O Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais – CRS do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, foi implantado em 1996 e hoje fortalecido pela política do Ministério da Ciência e Tecnologia – MCT, de descentralizar as atividades do INPE. O Observatório Espacial do Sul – OES, Figura 3.1, é uma subunidade do CRS/INPE e possui uma localização estratégica do ponto de vista técnico-científico, com o objetivo de dar suporte logístico para os programas de desenvolvimento científico e tecnológico desenvolvidos pelo CRS/INPE e Laboratório de Ciências Espaciais de Santa Maria, da UFSM, no Sul do Brasil. Tem como uma de suas várias atribuições a coleta de dados e seu arquivamento, mantendo-os em banco de dados formatados de acordo com padrões internacionais, fortalecendo as atividades de cooperação científica com pesquisadores e instituições de pesquisas nacionais e estrangeiras (SCHUCH et al., 1997).

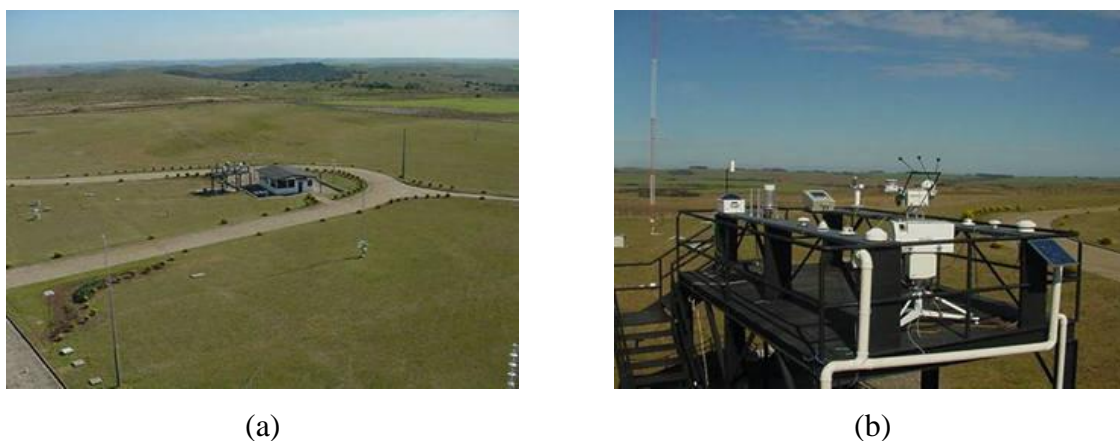


Figura 3.1 - Observatório Espacial do Sul. (a) vista superior do local; (b) plataforma de instrumentação.

Fonte: Adaptada da NASA (2011a).

O Estado do Rio Grande do Sul (RS) está localizado na porção mais meridional do Brasil, ou seja, mais próximo do Círculo Polar Antártico, sendo a área do território brasileiro mais sujeita às ações de frentes frias provenientes do sul do continente sul-americano. Este apresenta uma vegetação natural arbustiva e/ou de pradaria e, principalmente, de formação campestre. Conforme a clássica classificação dos climas da Terra de Wladimir Köeppen (BURIOL et al., 2006), o Estado apresenta dois tipos climáticos Cfa e Cfb, onde a letra C indica um clima subtropical ou temperado; a letra f indica que as precipitações pluviárias médias são razoavelmente bem distribuídas através dos meses do ano, no sentido de que não há estação seca nem estação chuvosa bem caracterizada e; as letras a e b indicam verões quentes e verões amenos, respectivamente. Cfa é caracterizado pela maior parte do estado, inclusive a região de estudo de São Martinho da Serra e Cfb pode ser encontrado nas porções mais elevadas do estado, em áreas caracterizadas pelo nordeste do planalto basáltico e em porções do planalto de sudeste (BERLATO; CORDEIRO, 2005; FITZ, 2007).

O OES encontra-se instalado no município de São Martinho da Serra, RS, possuindo coordenadas geográficas de 29° 44' 28'' Sul e 53° 82' 30'' Oeste (Figura 3.1), e altitude 488,7 metros, e foi implantado a partir de um convênio entre a Universidade Federal de Santa Maria - UFSM e o INPE. Sua localização situa-se em uma área rural, onde são desenvolvidas atividades agrícolas, distante de grandes centros urbanos, Figura 3.2, não havendo, portanto, plantas industriais próximas.

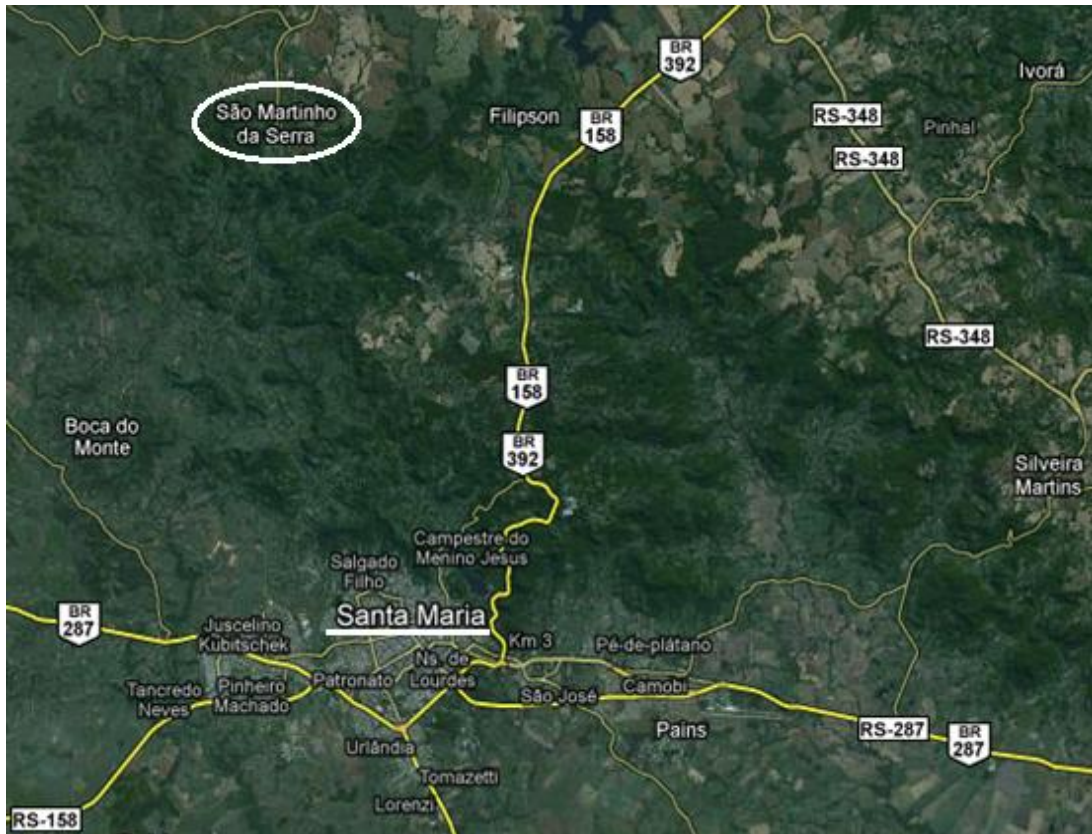


Figura 3.2 - Localização do Observatório Espacial do Sul - OES de São Martinho da Serra, RS (indicada com um círculo).

Nessa imagem pode ser visualizado que a cidade é localizada em meio a uma ampla área verde, afastada aproximadamente 17 km de Santa Maria (indicada com um traço), área urbana mais próxima. Fonte: Imagem gerada no Google Earth.

3.1.2 Sítio da AERONET de São Paulo

Souza (2004) comenta que os aerossóis de uma região metropolitana são provenientes principalmente da queima incompleta de combustíveis e de seus aditivos, de processos industriais, e do desgaste do solo, sendo que esses aerossóis podem ser prejudiciais à saúde populacional. Segundo o mesmo, alguns aerossóis são cancerígenos como metais que contém arsênio, cromo, cádmio, chumbo, entre outros. A Região Metropolitana de São Paulo possui duas estações climáticas bem definidas, um verão chuvoso com médias mensais de precipitação acima de 100 mm, e um inverno seco com precipitação média mensal abaixo de 50 mm, onde no período de inverno as condições atmosféricas são desfavoráveis à dispersão e remoção do material particulado, e no período do verão são mais favoráveis (ANDRADE et

al., 1994; CASTANHO, 2005). Está localizada no Estado de São Paulo, região sudeste do Brasil na Bacia Sedimentar do Planalto Atlântico, que tem altitude média de 860 m do nível do mar (CASTANHO, 1999; CASTANHO; ARTAXO, 2001; NASCIMENTO, 2010). Possui uma área de 8.051 km² de extensão, com altitudes que variam de 650 m a 1200 m, caracterizadas por serras ao redor da região urbanizada, como a Serra do Mar a leste e a Serra de Paranapiacaba ao sul, Serra da Cantareira ao norte e outras a oeste, formando uma barreira à dispersão dos poluentes (CASTANHO, 2005; SOUZA, 2004). A Figura 3.3, demonstra a localização do fotômetro solar do AERONET, instalado no Edifício Pelletron no Instituto de Física da USP (IF/USP), SP.

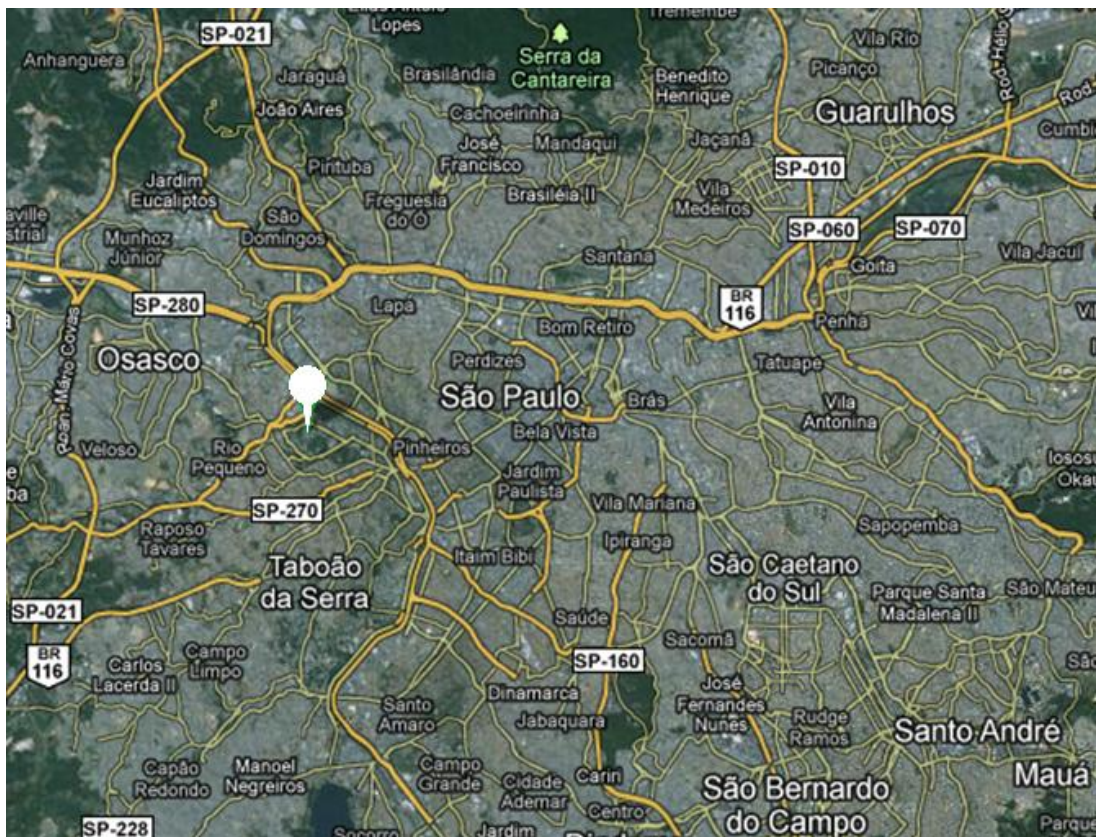


Figura 3.3 - Localização do Instituto de Física da USP - SP (ponto em branco), instalado o fotômetro solar da rede AERONET.

Observa-se na imagem uma ampla área de construções. Fonte: Imagem gerada no Google Earth.

Alguns dos poluentes encontrados na região metropolitana de São Paulo são descritos por Castanho (1999) como: emissões de gases e partículas poluentes, gerando produtos de

CO, NO_x, SO₂, particulado de carbono elementar e hidrocarbonetos, através da queima incompleta por veículos movido a diesel e gasolina; o BTX (Benzeno, Xileno e Tolueno), também emitido a partir da combustão incompleta ou por evaporação direta do combustível; emissões industriais que utilizam o processo de queima de óleo combustível em caldeiras; incineradores são utilizados para a destruição de resíduos domiciliares e hospitalares, ocorrendo a emissão de CO₂, vapor de água e material particulado; ressuspensão do solo, disposto em ruas de terra e poeiras de acúmulo de ruas pavimentadas, a partir dos ventos e da movimentação de veículos.

Pelo fato da região apresentar um grande desenvolvimento industrial e comercial, resultando num acentuado crescimento populacional, possuir uma das maiores frotas de veículos por habitante do mundo e apresentar um ambiente desfavorável para a dispersão de poluentes atmosféricos (CASTANHO, 1999; LUCCA; EMMERT, 2005; SOUZA, 2004), foi a região escolhida para atingir um dos objetivos deste trabalho de comparar o comportamento das espessuras ópticas de aerossóis entre duas áreas distintas, ou seja, analisar as EOA de uma área rural, São Martinho da Serra, com uma grande área industrial, São Paulo.

3.2 Equipamentos

Os dados de aerossóis utilizados neste trabalho foram obtidos por meio de dois equipamentos de solo: o Espectrofotômetro Brewer e o fotômetro solar da rede de monitoramento do AERONET; e por um instrumento de satélite, o sensor MODIS.

3.2.1 Espectrofotômetro Brewer e o Método de Langley

A determinação das espessuras ópticas de aerossóis de 1992 a 2008 foi possível através da aplicação do Método do Langley utilizando os Espectrofotômetros Brewer, dos modelos MKIV #081 (de 1992 a 1999), MKII #056 (de 2000 a 2002) e MKIII #167 (de 2002 até o momento), Figura 3.4.

O Brewer pode ser utilizado para a obtenção dos dados de medidas da radiação ultravioleta global, além das colunas totais dos gases O₃, NO₂ e SO₂. A radiação solar medida

pelo instrumento é admitida por um domo de quartzo localizado na parte superior ou pela janela de quartzo lateral. Ela passa por um conjunto de lentes, filtros atenuadores e selecionadores de radiação, colimadores, fendas seletoras, espelhos e rede de difração para incidir em um tubo fotomultiplicador que transforma o feixe de luz de comprimento de onda λ em um sinal elétrico interpretado como pulso pela cadeia eletrônica do Brewer. O pulso de fótons é amplificado, discriminado e dividido antes de ser transmitido para um contador, que registra a contagem em um dos cinco canais de comprimento de onda (PINHEIRO, 2003).

Entre os diversos tipos de medidas realizadas pelo Brewer, existe a medida de radiação direta ao Sol (técnica DS) (SCI-TEC, 1999). Para a realização das medidas DS, o aparelho se posiciona com sua janela lateral diretamente para o Sol. Devido ao fato das medidas de DS objetivarem a obtenção da coluna de ozônio, são utilizados apenas cinco comprimentos de onda na faixa do UV, que são: 306,3, 310,1, 313,5, 316,8 e 320,1 nm. Estes são os cinco comprimentos utilizados para os cálculos das EOA. Por definição, uma medida DS é baseada na aplicação da Lei de Beer e, portanto, implica na não obstrução do feixe solar por nuvens, assim nos cálculos das colunas de O_3 e SO_2 , os algoritmos do Brewer são capazes de detectar a presença de nuvens e conseguem ainda fornecer valores da quantidade desses gases traço. Porém, nas medidas de EOA, devido ao uso do Método de Langley, isto não é possível.



(a)



(b)

Figura 3.4 - Espectrofotômetro Brewer MKIII#167, instalado no Observatório Espacial do Sul. (a) Componentes: Tripé, Sistema de rastreamento do Sol (tracker), Janela de entrada do feixe de luz solar, para medida dos gases atmosféricos; (b) Domo, acima da janela, para medida da radiação ultravioleta.

Fonte: Acervo do projeto.

Para o método de Langley ser utilizado, sabendo que a baixa Troposfera compreende uma região bastante turbulenta, alguns cuidados devem ser observados como a ausência de nuvens no céu e uma camada de aerossóis estável na atmosfera (CARBONE et al, 2006b; SILVA; KIRCHHOFF, 2004). Contudo, é muito difícil assegurar que essas duas condições sejam satisfeitas, portanto, para garantir a confiabilidade do método, alguns critérios foram adotados na seleção dos dias e medidas a serem analisadas.

Devido à rotina diária do Brewer, são efetuadas medidas DS da coluna total de O₃ e SO₂ cinco vezes a cada três minutos. As medidas da coluna dos gases e seus respectivos desvios padrões (DP) são registrados em um grupo contendo cinco medidas DS individuais, para cada um dos comprimentos de onda (λ), onde somente as medidas com DP iguais e inferiores a 2,5 UD são consideradas válidas. Para que as retas ajustadas às medidas sejam estatisticamente representativas, são necessárias, no mínimo, 35 (trinta e cinco) medidas DS individuais, ou seja, sete sequencias com cinco medidas. Somente retas com coeficiente de correlação R² maiores que 0,95 são aceitas, minimizando com isso, a influência de nuvens e partículas de aerossóis. Para minimizar o efeito do espalhamento múltiplo, na aplicação deste Método, são utilizados somente dias sem a presença de nuvens e medidas DS com ASZ inferior a 60°.

3.2.2 AEROSOL ROBOTIC NETWORK - AERONET

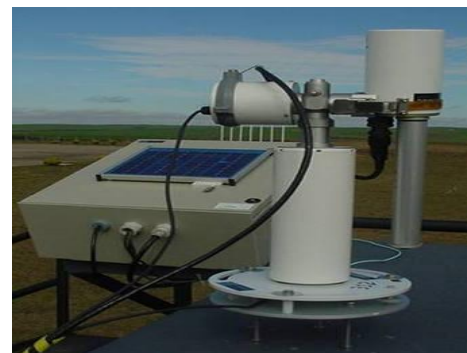
A AERONET é uma rede mundial operada pela NASA Goddard Space Flight Center para caracterizar e monitorar as propriedades ópticas do aerossol, além de possuir o objetivo de validar as observações realizadas por satélites via sensoriamento remoto passivo (HOLBEN et al., 1998). Esta rede possui mais de cem radiômetros instalados em diversas partes do globo, que realizam medições automáticas de radiância espectral solar direta do Sol (DS) e difusa do céu, em diferentes geometrias e comprimentos de onda, do UV ao IF próximo (CORREIA; PIRES, 2006). As medições DS permitem a obtenção de EOA através da lei de Beer. As medições são pontuais, específicas de uma localidade onde o instrumento é mantido fixo, com medidas realizadas ao longo do dia, em intervalos de aproximadamente quinze minutos (CORREIA et al, 2006).

A rede AERONET, que também atua no Brasil, emprega fotômetros solares Cimel Electronique 318A (SAYÃO, 2008). Essa rede se entende para várias instituições de pesquisa e

ensino, como o IF/USP, que disponibiliza as medidas de EOA realizadas e de outros produtos através da internet (PAIXÃO et al., 2006; SOUZA, 2004). O fotômetro solar modelo CE318A (Figura 3.5) utilizado neste trabalho, encontra-se instalado e operacional, desde maio de 2000, no topo do Edifício Pelletron do IF/USP, localizado na porção Oeste da cidade de São Paulo, em que o principal investigador é o Dr. Paulo Artaxo; e desde 2009 no OES, em São Martinho da Serra (RS), sendo o Dr. Enio Bueno Pereira o principal investigador (NASA, 2011a). É um radiômetro solar e celeste direcionado roboticamente, resistente ao tempo, alimentado com energia solar. Um sensor, com colimadores de 25 cm é anexado a uma base-robô de 40 cm. Os sensores giram no sentido do ângulo zenital e azimutal com o auxílio de motores de passo com uma precisão de $0,05^\circ$ (HOLBEN et al., 1998). Um microprocessador calcula a posição do Sol baseado em informações de data, hora, latitude e longitude, direcionando os colimadores a menos de 1° do Sol. Um pequeno detector localiza precisamente o Sol para que se dê início à sequência de medidas (PROCÓPIO, 2005). Quando as medidas são finalizadas, o instrumento retorna à posição de repouso, apontando aproximadamente para o nadir. O fotômetro também possui um sensor de umidade que cancela qualquer sequência de medidas quando existe uma ocorrência de precipitação, evitando assim danos aos componentes do equipamento (HOLBEN et al., 1998).



(a)



(b)

Figura 3.5 - Fotômetro solar da CIMEL, pertencente as rede AERONET. (a) Localizado no alto do Edifício Pelletron no Instituto da Física da USP, São Paulo; (b) Localizado no Observatório Espacial do Sul – OES de São Martinho da Serra, RS.

Fonte: Adaptado da NASA (2011a).

As medidas diretas do Sol efetuadas pelo fotômetro CIMEL têm um campo de visão de $1,2^\circ$ e são realizadas em 8 bandas espectrais: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm. As larguras das bandas variam de 2,5 nm para os λ na região do UV (340 e 380 nm) e 10 nm para os demais canais, sendo que o instrumento efetua uma sequência pré-programada de medidas que iniciam pela manhã e terminam à tarde (medidas em GMT - Greenwich Medium Time). Como a variação temporal de cobertura das nuvens é tipicamente maior que a dos aerossóis, são realizadas 3 medidas com um intervalo de 30 segundos entre elas, a cada 15 minutos, para cada λ , o que possibilita a verificação da ocorrência de nuvens na maioria das vezes (ECK et al, 2001,2005; ROSARIO, 2006).

3.2.3 MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer)

O MODIS é um sensor de resolução moderada, possuindo, como um de seus principais objetivos, o monitoramento dos aerossóis sobre o globo, com uma resolução de 10 km no nadir, além de outros parâmetros como a razão entre moda fina e moda grossa dos aerossóis atmosféricos (VERGARA, 2010). Este sensor encontra-se a bordo dos satélites TERRA e AQUA, lançados e operados pela NASA, no final de 1999 e no começo de 2002, respectivamente (COURA, 2006; KING et al., 2003; PARKINSON, 2003). Ambos os satélites possuem órbita polar, em uma altitude aproximada de 705 km, com horário de passagem em torno das 10h30min, cruzando o Equador em modo descendente (satélite Terra) e das 13h30min, cruzando o Equador em modo ascendente (satélite Aqua) (PAPADIMAS et al., 2009).

O sensor varre a superfície terrestre a uma abertura de 2.330 km, o suficiente para cobrir praticamente todo o globo a cada dois dias. O período de cada órbita é de aproximadamente 100 minutos de forma que são realizadas 14,4 órbitas por dia e os satélites repetem a geometria da sua órbita a cada 16 dias (KING et al., 2003), onde suas medições são periodicamente transmitidas para estações de recepção na Terra. O MODIS é constituído por um radiômetro espectral de imagem convencional, possuindo um arranjo óptico que permite a obtenção de 36 bandas espectrais discretas entre 0,4 e 14,5 μm , com resoluções espaciais de 250m (2 Bandas), 500 m (5 Bandas) e 1000 m (29 Bandas). As primeiras 19 bandas estão posicionadas na região do espectro eletromagnético situado entre 405 nm a 2155 nm, em que as bandas 1 a 7 são direcionadas para aplicações terrestres (Quadro 3.1); as bandas 8 a 16

para observações oceânicas e as bandas 17 a 19 para medições atmosféricas. As bandas 20 a 36, com exceção da banda 26 (1360-1390 nm), cobrem a porção termal do espectro (3660 nm a 14385 nm) (ANDERSON et al., 2003; NASA, 2011d). A Figura 3.6 mostra os principais componentes do MODIS.

Uso Primário	Número da Banda	Largura da Banda (μm)	Resolução Espacial
Superfície/Nuvens/Aerossóis	1	0,620 - 0,670	250 m
	2	0,841 - 0,876	
Propriedades Superfície/Nuvens/Aerossóis	3	0,459 - 0,479	500 m
	4	0,545 - 0,565	
	5	1,230 - 1,250	
	6	1,628 - 1,652	
	7	2,105 - 2,155	

Quadro 3.1 - Especificações e principais usos das bandas 1 a 7 do sensor MODIS.

Fonte: Adaptado do MODIS WEB (NASA, 2011d).

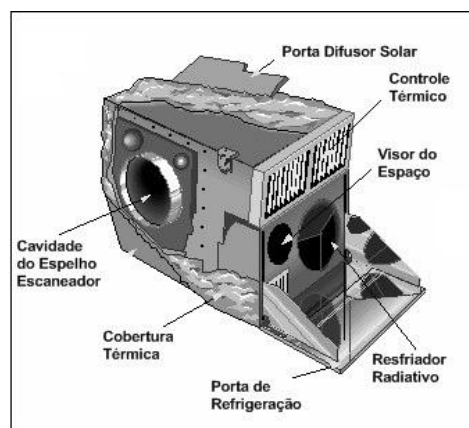


Figura 3.6 – Sensor MODIS presente nos satélites TERRA e AQUA.

Alguns de seus componentes são mostrados, como a porta para o difusor solar utilizado para a calibração das bandas do espectro solar. Fonte: Adaptado do The Remote Sensing Tutorial (NASA, 2011b).

O algoritmo, para a obtenção da EOA, utilizado pelo MODIS é baseado na reflexão da radiação solar pelas partículas de aerossol. Como a radiação solar não interage apenas com partículas de aerossol, o sinal que atinge o sensor também é influenciado pela atmosfera e superfície, sendo fundamental a correta quantificação do componente refletido, ou retro-espalhado, pela atmosfera e o refletido pela superfície. O componente retro-espalhado pela atmosfera é obtido após descontar os efeitos do espalhamento Rayleigh e da absorção gasosa. O componente refletido pela superfície deve ser eliminado, sendo este de difícil estimativa, prejudicando a obtenção de valores acurados de EOA (PARKINSON, 2003; SIQUEIRA, 2008).

Os produtos são gerados em 3 níveis: nível L1, nível L2 e nível L3 (KING et al., 2003), em que são utilizados a sigla MOD para produto MODIS satélite TERRA e MYD para o satélite AQUA. No nível 1 é gerado o primeiro produto e a partir dele são gerados os arquivos de cobertura espacial. 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), produto de aerossol (MOD04) sobre terra e sobre oceano, produto de água precipitável (MOD05), e produto sobre propriedades de nuvens (MOD06). Existem três produtos Nível-3 (L3) para a atmosfera, cada um com intervalos de tempo diferentes (produtos diários – 08_D3, de oito dias - 08_E3, e mensais - 08_M3), que contém as estatísticas derivadas de quatro produtos nível-2 (L2): MOD04; MOD05; MOD06 e MOD07, sendo estas classificadas em células com grade de 1° x 1° de ângulo igual (180x360 células) (KING et al., 2003). Os produtos do MODIS são distribuídos no formato Hierarquical Data File (HDF).

3.2.4 Satélites família NOAA

A série NOAA foi estruturada para oferecer um curto ciclo de cobertura, orbitando a uma faixa de 833 a 870 km de altitude da superfície terrestre. Cada satélite desta série proporciona uma cobertura de um mesmo ponto da Terra a cada doze horas, devido a passagem diária dos diferentes satélites da família (COUTINHO, 2005). Atualmente, a NOAA está operando cinco satélites com órbita polar. O mais recente é o NOAA-19, que foi lançado 06 de fevereiro de 2009, classificado como satélite operacional, porém o NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17 e NOAA-18 continuam transmitindo todos os dados (NOAA, 2010). O

Quadro 3.2 fornece as características da família dos satélites NOAA utilizados no monitoramento de focos de queimadas pelo INPE.

Satélite	Família NOAA						
	12	14	15	16	17	18	19
Lançamento	1991	1994	1998	2000	2002	2005	2009
Órbita	Heliossíncrona, quase-polar						
Atitude (Km)	833	870	833	849	833	854	870
Inclinação	98,6°	98,9°	98,7°	98,7°	98,7°	98,7°	98,7°
Tempo de duração da órbita	~102 minutos						
Instrumentos sensores	TOVS (HIRS/2, MSU, SSU), AVHRR/2, DCS		ATOVS (HIRS/3, AMSU-A, AMSU-B), AVHRR/3, DCS		ATOVS (HIRS/4, AMSU-A, MHS), AVHRR/3, DCS		ADCS, AMSU-A, AVHRR/3, MHS, SEM/2, HIRS/4, SBUV/2, SAR

Quadro 3.2 - Características dos satélites NOAA-12 ao NOAA-19.

Instrumentos sensores abordo dos satélites família NOAA: Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR); Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A); Microwave Humidity Sounder (MHS); High Resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS); Solar Backscatter Ultraviolet Spectral radiometer (SBUV); Space Environment Monitor (SEM); Search and Rescue (SAR) Repeater and Processor; Advance Data Collection System (ADCS). Fonte: Adaptado de EMBRAPA (2009) e NOAA (2010).

O instrumento TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) opera em diversos canais espectrais com o objetivo de obter dados sobre temperatura e umidade atmosférica. Nos satélites NOAA-6 a NOAA-14, o TOVS era composto por três sondas: HIRS/2; MSU e SSU. Nos satélites NOAA-15 a NOAA-17, o instrumento ATOVS foi formado pelos sensores HIRS-3, AMSU-A e AMSU-B que substituíram os antigos MSU e SSU. A versão do ATOVS do satélite NOAA-18 levou a bordo os sensores: HIRS-4 com a inclusão de novos equipamentos para captar temperatura da atmosfera; AMSU-A e; MHS que substituiu o AMSU-B (EMBRAPA, 2009).

O sistema sensor mais importante de imageamento do NOAA é o AVHRR (Advancing Very High Resolution Radiometer), que proporciona imagens com uma resolução espacial de 1,1 x 1,1 km no nadir e é aplicado na área de agricultura, como em índices de vegetação e monitoramento de queimadas (COUTINHO, 2005; EMBRAPA, 2009). O

instrumento AVHRR-2 esteve a bordo dos satélites NOAA-6 a NOAA-14, operou com 5 canais espectrais dispostos nas regiões do visível (geralmente usados em estudos de vegetação) e infravermelho (geralmente usados para determinar a temperatura na superfície da terra e oceano). Cada satélite é capaz de obter duas coberturas da superfície terrestre diárias (uma diurna e outra noturna). O instrumento AVHRR-3 foi lançado a bordo dos satélites NOAA-15 a NOAA-19 e possuem um canal adicional em relação ao seu antecessor, localizado na região do infravermelho próximo, que é capaz de separar informação espectral proveniente da reflectância de neve e de nuvens e consegue detectar a presença de aerossóis na atmosfera (EMBRAPA, 2009).

Como um material em chamas emite energia principalmente na faixa termal-média (3,7 μ m a 4,1 μ m do espectro) são utilizadas imagens que tenham esta faixa característica e nelas selecionam-se os píxeis (elementos de resolução) com maior temperatura, em geral saturando o sensor. A relação foco x queimada não é direta nas imagens de satélite. Um foco indica a existência de fogo em um elemento de resolução da imagem (píxel), que varia de 1 km x 1 km até 5 km x 4 km (INPE, 2011a). Neste píxel pode haver uma ou várias queimadas distintas que a indicação será de um único foco. Se uma queimada for muito extensa, esta será detectada em alguns píxeis vizinhos (vários focos estarão associados a uma única grande queimada). Este sistema detecta a existência de fogo na vegetação sem ter condições de avaliar o tamanho da área que está queimando ou o tipo de vegetação afetada. Algumas condições impedem ou prejudicam a detecção das queimadas, como as frentes de fogo com menos de 30 m; fogo no solo de uma floresta densa, sem afetar a copa das árvores; nuvens cobrindo a região; queimada de pequena duração; fogo em uma encosta de montanha durante a passagem do satélite pelo outro lado (INPE, 2011b).

3.3 Análise dos dados

Para analisar os dados das EOA sobre São Martinho da Serra por espectrofotometria de solo, foi utilizada a base de dados de 1992 a 2008, registrada pelo Espectrofotômetro Brewer, instalado no Observatório Espacial do Sul (OES). As EOA foram determinadas pelo Método de Langley, possível apenas para dias sem a presença de nuvens. A partir dos valores brutos de EOA (dados sem tratamento), foi calculada a média mensal para os comprimentos de onda de operação do equipamento: 306,1 – 310,3 – 313,5 – 316,8 – 320,1 nm.

Para identificar os dias que apresentaram picos de aerossóis, foi necessário passar um filtro nos dados brutos de EOA, ou seja, como aproximadamente 90% desses dados ficaram abaixo de 0,5, tanto no período da manhã como no período da tarde, os valores acima de 0,5 foram retirados. Em seguida, foram determinados valores limites, chamados aqui de valores de corte, para a identificação dos picos de aerossóis. Esses valores de corte foram calculados por meio do somatório da média das EOA filtradas mais o DP (Desvio Padrão) ($M + 1 \times DP$) para cada λ . Após a identificação dos dias com picos de aerossóis, foi possível quantificar o número de ocorrências mensal desses picos, no período de análise (1992 a 2008).

Para intercomparar as espessuras ópticas de aerossóis, obtidas de diferentes instrumentos de monitoramento, sobre São Martinho da Serra, foram utilizados dados do sensor MODIS (abordo do Satélite TERRA e AQUA), e dos instrumentos de solo Espectrofotômetro Brewer e do fotômetro solar da CIMEL da rede de monitoramento da AERONET. Os dados obtidos a partir de sensores em satélites precisam ser validados, ou seja, comparados com instrumentos de reconhecida eficiência e robustez para que possam ser utilizados com finalidades científicas. Para comparar os dados de EOA obtidos do MODIS com os dados dos instrumentos de solo, foram utilizadas as coordenadas geográficas do OES (29° 44' 28'' Sul e 53° 82' 30'' Oeste) para a localização do correspondente pixel do sensor (CORREIA et al., 2006).

As EOA comparadas entre o Brewer e o sensor MODIS são de uma base de dados que consiste em dias no período de 2006 a 2008. Os dias foram selecionados com os critérios de haver dados do MODIS sobre a região estudada em um dos satélites, TERRA ou AQUA, e ao mesmo tempo haver medidas do Brewer (com o critério de dias sem nuvens). As EOA determinadas através de dados do Brewer ($\lambda = 306,3; 310,1; 313,5; 316,8; 320,1$ nm) foram comparadas aos registros do MODIS ($\lambda = 550$ nm – coleção 051), no período da manhã e da tarde.

As EOA comparadas entre o AERONET e o sensor MODIS são de uma base de dados que consiste em dias no período de 2009 a 2011. Novamente foram selecionados dias com imagem do MODIS sobre a região estudada em um dos satélites, TERRA ou AQUA, e ao mesmo tempo haver medidas do fotômetro do AERONET. As EOA do fotômetro solar do AERONET ($\lambda = 500$ nm; nível 1.5 - eliminação da contaminação por nuvens) foram comparadas com os registros do MODIS ($\lambda = 550$ nm - coleção 051), no período da manhã e da tarde.

Para uma possível comparação do comportamento das EOA do Brewer ($\lambda = 320,1$ nm) e AERONET ($\lambda = 500$ nm; nível 1.5) com o MODIS ($\lambda = 550$ nm – coleção 051), foram

determinados seus valores relativos: $[(\text{Valor da EOA do dia} - \text{Média anual da EOA}) / \text{Média anual da EOA}] \times 100$, período da manhã e tarde. Também foi realizada a diferença $[\text{Valor da EOA do dia pelo MODIS} - \text{Valor da EOA do dia pelo AERONET}] \times 100$, período da manhã e tarde, entre 2009 a 2011, apenas entre os dados do AERONET ($\lambda = 500 \text{ nm}$; nível 1.5) e o do MODIS ($\lambda = 550 \text{ nm}$ – coleção 051). Tanto os valores relativos como a diferença, foram calculados em módulo (somente valores positivos) e seu resultado expresso em porcentagem (%). Os dados do AERONET foram obtidos no endereço eletrônico: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>. Os dados do sensor MODIS foram obtidos em: http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=MODIS_DAILY_L3.

Para avaliar a influência das queimadas sobre a área rural do RS, usando como traçador as EOA atmosféricas, foram selecionados alguns dos dias que apresentaram picos de aerossóis (EOA registradas tanto pelo Brewer como pelo AERONET, no OES, acima de 0,31). A partir desses picos, foram analisadas imagens de dias anteriores ao dia com EOA elevadas, através dos satélites de órbita polar NOAA, que detectam uma frente de fogo com cerca de 30 m de extensão por 1 m de largura ou maior. Trabalhos de validação indicam que o erro médio na localização dos focos de queimadas é próximo de 400 m, com desvio padrão em torno de 3 km; cerca de 80% dos focos estão em um raio de 1 km das coordenadas indicadas (INPE, 2011a). Os dados de focos de queimadas no Brasil e demais países da América do Sul foram obtidos através do INPE: <http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas>, onde são processadas operacionalmente imagens do sensor AVHRR dos satélites polares da família NOAA (INPE, 2011a).

Foram geradas imagens de EOA (complementação de análise), através do aplicativo GIOVANNI, que possui um sistema de dados on-line, desenvolvido e mantido pela NASA Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC). De acordo com Acker et al. (2007), o GIOVANNI fornece uma interface simples que permite a descoberta e análise de conjuntos de dados ambientais com o acompanhamento de visualizações gráficas. Os dados atmosféricos do sensor MODIS são fornecidos para análise neste aplicativo, como produtos de aerossóis atmosféricos diários e mensais no comprimento de onda de 550 nm, com resolução espacial de 1.0 x 1.0 graus (NASA, 2011c). Os dados de EOA do sensor MODIS podem ser obtidos no endereço eletrônico: <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni> (NASA, 2011c).

A partir dos dias selecionados com picos de aerossóis e após verificados os focos de queima dos mesmos e anteriores a estes, foram verificadas as trajetórias de massas de ar, como forma de verificação da influência das queimadas na região de estudo. Para isso, foram

geradas trajetórias retroativas de massas de ar, utilizando o Modelo HYSPLIT (Hybrid Single-particle Lagrangian Integrated Trajectory) da NOAA. Este modelo pode ser utilizado para estimar a evolução temporal e espacial de fumaça, como PM_{2.5}, originados de uma queimada, necessitando apenas de sua localização e área, entradas necessárias para o funcionamento do mesmo. O HYSPLIT pode ser executado de forma interativa, através do sistema “READY” disponível no endereço eletrônico <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php> (DRAXLER e ROLPH, 2010). “READY” é um sistema mundial que reúne modelos de dispersão, programas de exibição gráfica e programas de previsão textuais geradas durante muitos anos no Laboratório de Recursos Aéreos (ARL), que emprega dados do modelo do Centro Nacional para Previsão Ambiental para o uso em transporte aéreo de qualidade e cálculos de modelagem de dispersão. O Projeto Reanálise NCEP/NCAR é um projecto conjunto entre os Centros Nacionais de Previsão Ambiental (NCEP) e de Pesquisa Atmosférica (NCAR), com o objetivo de produzir novas análises atmosféricas usando dados históricos, a partir de 1948 em diante, e assim produzir análises sobre o estado atual da atmosfera.

As trajetórias de reanálises podem ser analisadas para frente (“forward”) ou para trás (“backward”). Para tais análises, foram utilizadas trajetórias “backward”, permitindo inferir qual a procedência das massas de ar que estão chegando num determinado ponto de observação, neste caso, o OES de São Martinho da Serra, RS foi considerado como ponto de partida (ponto de observação). O tempo de reanálise empregado foi de 6 dias (144 horas), dentro do intervalo de tempo que as plumas provenientes de queimadas do centro do Brasil e países vizinhos podem chegar na região Sul do Brasil (BOIAN; KIRCHHOFF, 2005), numa altitude de 700 hPa e com o método de movimento vertical isobárico (deslocamento das parcelas é avaliado sobre superfícies com pressão constante).

Para comparar as EOA entre a região rural e industrial, dois instrumentos de solo foram utilizados: o Brewer e o AERONET de São Martinho da Serra (OES); e o AERONET de São Paulo (Prédio Pelletron – IF/USP). Como primeira avaliação, foram utilizados dados do Brewer, do OES ($\lambda = 320,1$ nm) com dados do AERONET, São Paulo ($\lambda = 340$ nm; nível 2.0 – dados de alta qualidade), de uma base de dados que consiste em dias iguais no período de 2003 a 2007, como exceção do ano de 2005 devido a pouca disponibilidade de dados.

A partir de 2009, um fotômetro solar do AERONET foi instalado no OES, o que possibilitou uma comparação entre seus dados com os dados do AERONET de São Paulo. Assim, foi possível trabalhar com leituras em λ iguais (340 nm), dos locais de amostragem: São Martinho da Serra (pequena área rural) e São Paulo (grande área industrial), porém de uma base de dados menor, que consiste em dias iguais no período de 2009, 2010 e 2011. Os

dados do AERONET são do nível 1.5 (eliminação da contaminação por nuvens), devido ao tempo de processamento ser mais rápido (maior número de dados disponíveis) e também devido o ano de 2009 não possuir dados do nível 2.0.

A diferença dos valores diários entre o instrumento de São Martinho da Serra com o instrumento de São Paulo [AERONET do OES – AERONET de IF/USP] x 100, em módulo (valores positivos), foi determinada para o período da manhã e da tarde, entre 2009 a 2011.

Como já comentado anteriormente, para a realização deste trabalho, diferentes instrumentos de monitoramento de aerossóis foram utilizados. O Espectrofotômetro Brewer, devido à sua grande complexidade e precisão, precisa ser calibrado periodicamente de forma a atenuar possíveis imprecisões de suas medidas, derivadas de desajustes naturais, sendo que a última calibração do equipamento, dentro do período de dados analisado, foi em 2007.

As EOA do AERONET podem ser obtidas em três níveis de segurança, ou seja, da estação de coleta, os dados brutos são retransmitidos para um servidor localizado na NASA/GSFC, onde são processados, analisados e disponibilizados através da página do AERONET. Assim, os dados classificados como nível 1.0 (sem tratamento) e 1.5 (há a eliminação de nuvens) que são disponibilizadas entre 1 a 2 dias após as medições. Os dados de máxima qualidade da rede são obtidos após o instrumento passar por uma re-calibração e análise de estabilidade, onde a EOA é re-calculada e disponibilizada como nível 2.0 (eliminação de nuvens e dados de alta qualidade), o que ocorre entre alguns meses a um ano após as medições (NASA, 2011a; SIQUEIRA, 2008; VERGARA, 2010). Holben et al. (1998) comenta que a incerteza da τ em condições de céu limpo e com o uso de um instrumento bem calibrado, pode ser de 0,01 para $\lambda > 440$ nm e de 0,02 para $\lambda < 440$ nm.

Desde seu desenvolvimento em 1999, o algoritmo de aerossóis MODIS esta sempre sendo atualizado e avaliado pela equipe científica do MODIS, que resultou em um conjunto completo de produtos, chamado Coleção 004 (C004) (PAPADIMAS et al., 2009). Devido aos desvios sistemáticos do algoritmo da coleção 004 (C004), a equipe MODIS desenvolveu uma nova versão, a coleção 005 (C005) (Levy et al., 2007a, b) para corrigir tais desvios. Os dados obtidos do sensor MODIS utilizados neste trabalho são da coleção 051 nível 3 (L3), dos satélites TERRA e AQUA (MOD08_D3.051 e MYD08_D3.051). Algumas alterações na coleção de dados 051 incluem melhorias nas propriedades ópticas das nuvens e na correção de recuperação da espessura óptica das nuvens sobre a terra. Informações mais detalhadas podem ser encontradas em: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/gesNews/new_modis_version_5.1_data.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Espessuras Ópticas de Aerossóis em São Martinho da Serra, RS

As espessuras ópticas de aerossóis - EOA foram determinadas pelo método de Langley (Equação 3.5), que só pode ser utilizado para dias sem a presença de nuvens, através dos dados obtidos dos Espectrofotômetros Brewer modelos MKIV #081 (de 1992 a 1999), MKII #056 (de 2000 a 2002) e o modelo atual MKIII #167 (de 2002 até o momento), localizado em São Martinho da Serra, no Observatório Espacial do Sul - OES. Este equipamento já foi e está sendo utilizado atualmente para o estudo das EOA por diversos autores como Kirchhoff et al. (2001), Cheymol e De Backer (2003), Carbone et al. (2006a,b), Cheymol et al. (2006), Kazadzis et al. (2007), De Backer (2009), entre outros.

Nas Figuras 4.1 e 4.2, tem-se as EOA, para os cinco comprimentos de onda operacionais do Brewer 306,3; 310,1; 313,5; 316,8; 320,1 nm, sobre São Martinho da Serra, RS, entre 1992 a 2008, no período da manhã e da tarde respectivamente. O eixo das abscissas está representado em dia juliano, que corresponde a dias sequenciais a partir de Janeiro de 1992 a Dezembro de 2008. Dos dados analisados desta série temporal, foram aceitos 515 registros para o período da manhã e 350 registros para o período da tarde, seguindo os critérios descritos no item 3.2.2.1. Pode ser visualizado nas Figuras 4.1 e 4.2 um período sem registros de EOA correspondente ao ano de 1999, devido o Espectrofotômetro Brewer 081 estar inoperante, sendo o mesmo substituído em 2000 pelo Brewer 056. Em uma primeira análise, pode ser observado que as τ_{ae} estão, na maior parte dos valores registrados, em uma faixa entre 0,0 a 0,4, ou seja, mais de 80% dos dados analisados de EOA se concentram abaixo de 0,4, tanto para o período da manhã como para o período da tarde. Algumas τ_{ae} apresentaram valores bastante elevados, ou seja, em torno de 3% dos dados registrados ficaram acima de 1,0. O que pode ser destacado antecipadamente que, as médias de τ_{ae} apresentaram baixos valores, tanto no período da manhã como da tarde, valores médios parecidos com os encontrados por Carbone et al. (2006b), mas que trabalhou com um período menor de dados para a mesma estação.

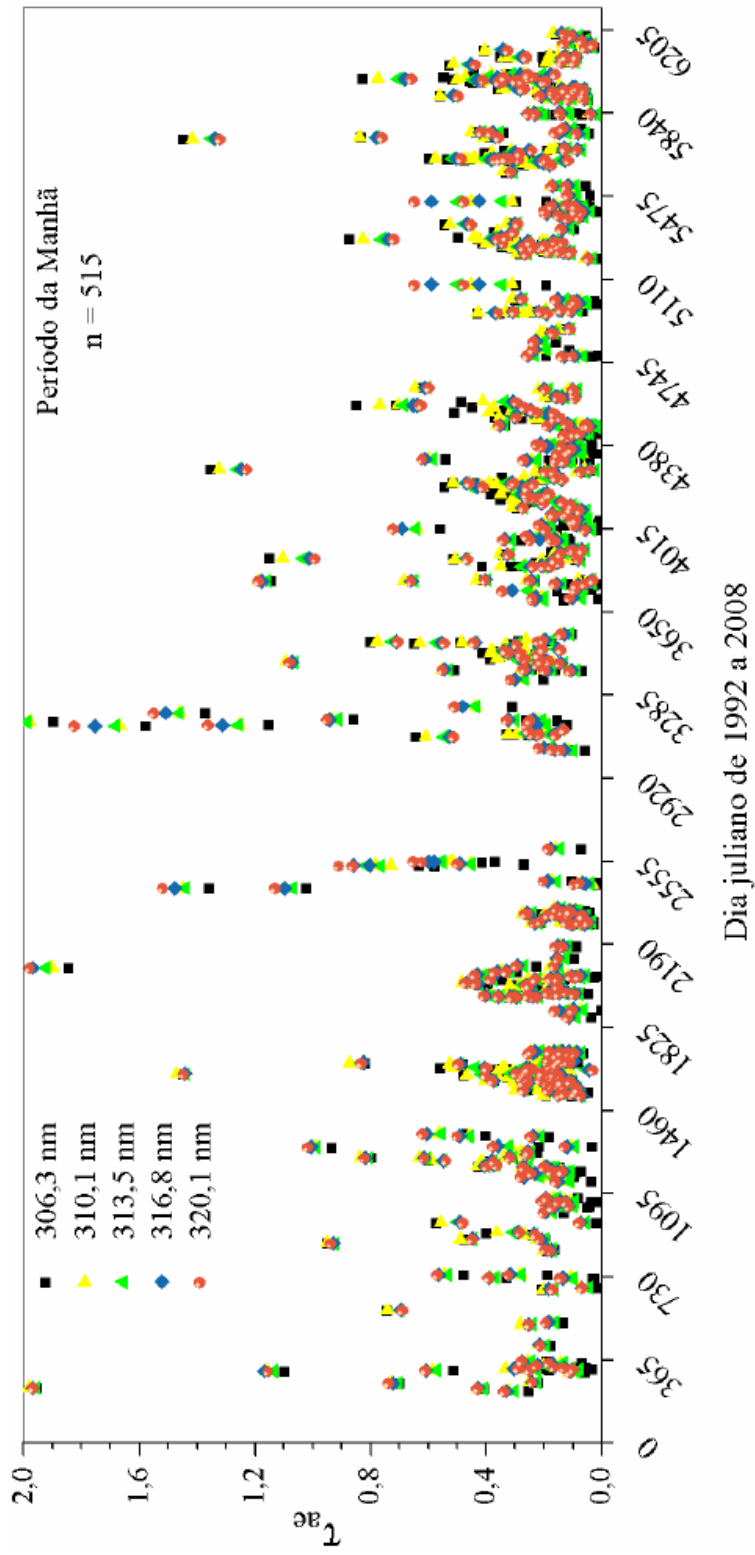


Figura 4.1 - Espessuras ópticas de aerossóis nos comprimentos de onda do Brewer: 306.3; 310.1; 313.5; 316.8; 320.1 nm; entre os anos de 1992 a 2008 no Observatório Espacial do Sul em São Martinho da Serra, RS. Período da manhã.

n = representa a quantidade de dados utilizados.

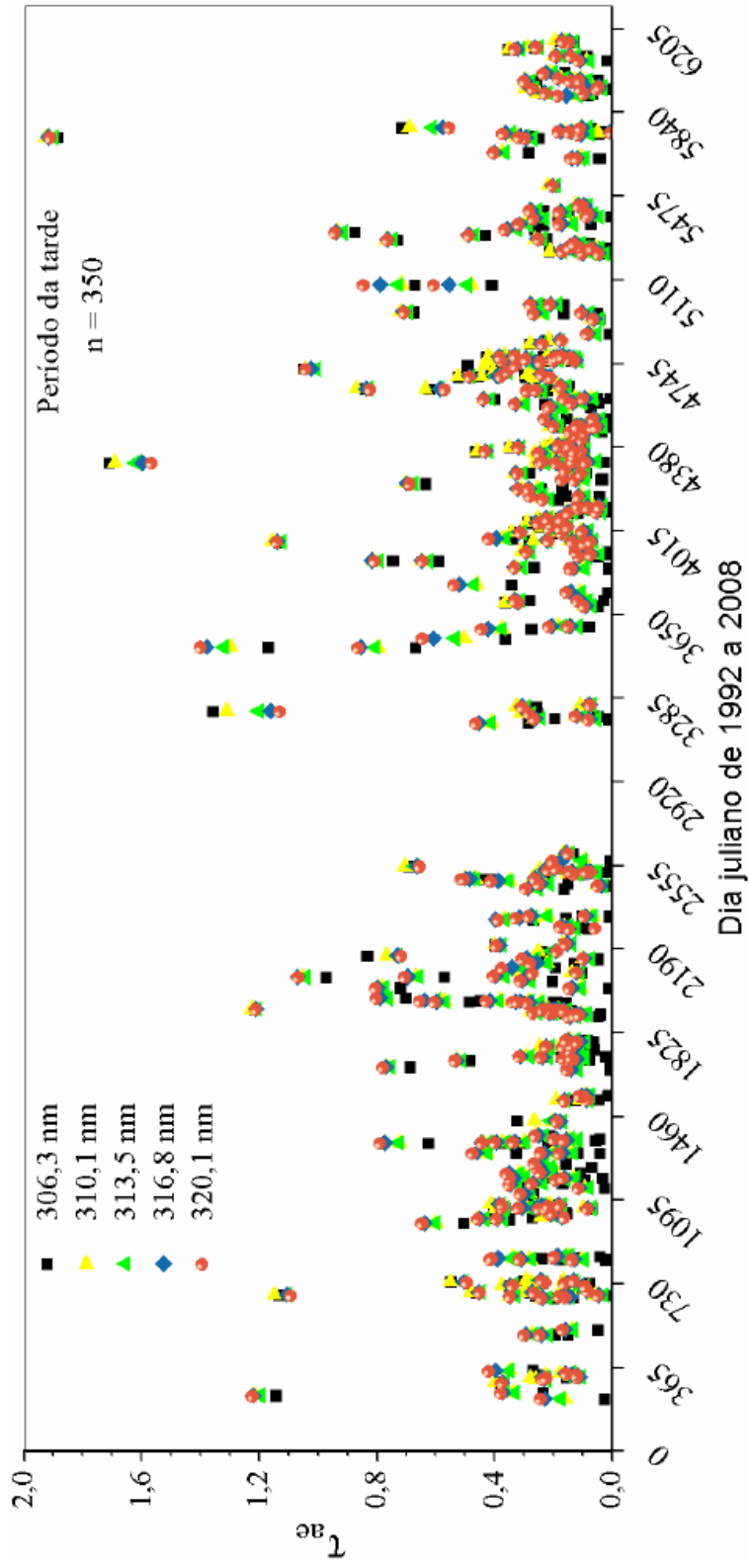


Figura 4.2 - Espessuras ópticas de aerossóis nos comprimentos de onda do Brewer: 306.3; 310.1; 313.5; 316.8; 320.1 nm; entre os anos de 1992 a 2008 no Observatório Espacial do Sul em São Martinho da Serra, RS. Período da tarde.

n = representa a quantidade de dados utilizados.

Como é de difícil visualização o comportamento das EOA ao longo do dia, pela dificuldade de identificação e grande variabilidade dos dados (Figuras 4.1 e 4.2), foram determinadas as médias mensais dos dados brutos de EOA, para cada λ do Brewer, da série temporal analisada (Figura 4.3). Destacando e lembrando que alguns dos anos analisados possuem poucos registros de aerossóis, devido aos critérios adotados no item 3.2.1. Observe-se que as médias mensais dos dados brutos de EOA, na maioria dos meses, são próximas ou inferiores a 0,3 (Figura 4.3), como previsto durante uma primeira análise das Figuras 4.1 e 4.2. No período da manhã, os meses de Junho e Agosto apresentaram as maiores médias (EOA > 0,3), seguidos pelos meses de Maio, Julho, Setembro e Dezembro (EOA \approx 0,3). No período da tarde, os meses entre Julho a Outubro apresentaram médias de EOA > 0,3. Já para nos demais meses, de Janeiro a Abril, foram encontradas as menores médias pelo Brewer, com EOA próximas ou inferiores a 0,2. Portanto, pode ser destacado que, os valores médios de EOA apresentaram um comportamento de ordem crescente, ou seja, seus valores aumentam conforme se aproxima da metade do ano e que o mês de Agosto foi o que apresentou a maior média de EOA, tanto a tarde como na manhã.

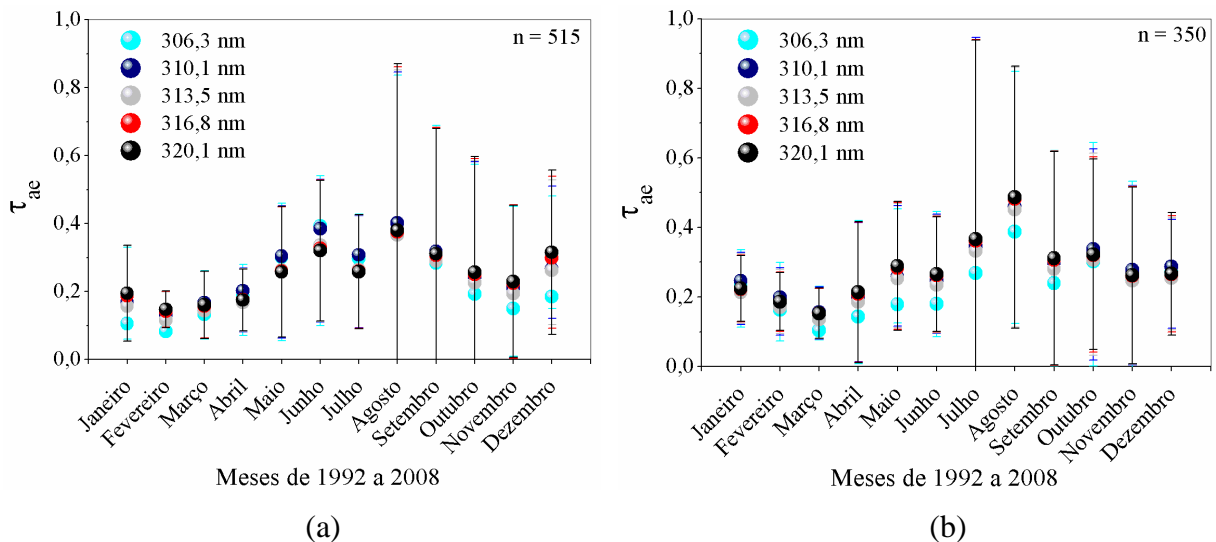


Figura 4.3 - Médias mensais das espessuras ópticas de aerossóis, para os cinco comprimentos de onda do Brewer; 306,3; 310,1; 313,5; 316,8; 320,1 nm; entre 1992 a 2008. (a) período da manhã; (b) período da tarde.

n = representa a quantidade de dados analisados.

Nota-se ainda que, a partir de Maio, as espessuras tornam-se mais elevadas, com seus máximos valores em Junho e Agosto, quando comparados com os demais meses (Figura 4.3a). Como se trata de médias, dos 53 (cinquenta e três) dias válidos do mês de Agosto, 9 (nove) apresentaram espessuras acima de 0,6, sendo que destes 9 (nove), 6 (seis) dos registros ficaram acima de 1,0. Dos 60 (sessenta) dias aceitos para o mês de Junho, 7 (sete) apresentaram valores acima de 0,6, sendo que apenas 1 dia apresentou espessuras acima de 1,0, justificando o comportamento das médias destes meses no período da manhã. Os demais valores, tanto do mês de Junho como Agosto, ficaram em uma faixa entre 0,1 e 0,3. Já no período da tarde (Figura 4.3b), são os meses de Julho e Agosto que possuem as espessuras de aerossóis mais elevadas. Em Julho foram válidos 19 (dezenove) dias, em que 4 (quatro) destes apresentaram valores de τ_{ae} acima de 0,6. No mês de Agosto, que apresenta as espessuras mais altas no período da tarde, foram válidos 23 (vinte e três) dias com leituras, sendo que destes, 8 (oito) foram registrados com valores de τ_{ae} acima de 0,6. Como mencionado anteriormente, tanto na parte da manhã como na parte da tarde, as médias mais baixas de τ_{ae} foram encontradas entre Janeiro a Abril, visto que a maior parte dos registros do Brewer, para esse período, apresentaram valores abaixo de 0,1, não descartando também a ocorrência de dias com EOA levemente elevadas, quando comparadas com a maioria dos dados analisados.

Para uma possível identificação dos dias com espessuras elevadas de aerossóis, foram determinados valores de corte ($M + 1 \times DP$) para cada λ do Brewer, em ambos os períodos (Tabela 4.1). Valores abaixo deste limite foram considerados dias com τ_{ae} normais e valores iguais ou acima deste limite foram considerados dias com τ_{ae} elevadas, ou seja, dias de picos.

Tabela 4.1 - Valores de corte das espessuras ópticas de aerossóis, entre 1992 a 2008, calculados com base nas médias anuais.

λ (nm)	Período da Manhã			Período da Tarde		
	Média Anual	DP	(Média Anual + 1xDP) Valor de Corte	Média Anual	DP	(Média Anual + 1xDP) Valor de Corte
306,3	0,20	0,13	0,33	0,16	0,11	0,27
310,1	0,22	0,11	0,33	0,21	0,11	0,32
313,5	0,19	0,11	0,30	0,19	0,11	0,30
316,8	0,20	0,10	0,30	0,21	0,11	0,32
320,1	0,20	0,10	0,30	0,21	0,11	0,32

λ – Comprimento de onda, em nanômetros ($= 1 \times 10^{-9}$ m);

DP – Desvio Padrão.

Na Tabela 4.1 fica evidente que as médias anuais das EOA de 1992 a 2008 apresentaram valores baixos, variando de 0,19 a 0,22 no período da manhã, com desvio padrão entre 0,10 a 0,13 e de 0,16 a 0,21 no período da tarde, com desvio padrão de 0,11, em seus respectivos λ . Observando que, para a determinação das médias, EOA acima de 0,5 foram retiradas, evitando, com isso, o mascaramento de eventuais registros elevados sobre o comportamento médio das EOA, uma vez que o OES situa-se em uma área rural, apresentando assim, baixas EOA. Kirchhoff et al. (2001) encontrou valores absolutos de EOA, na região do UV-B utilizando também o Espectrofotômetro Brewer, em Natal e La Paz – Bolívia (áreas consideradas com o ar relativamente limpo), variando entre 0,0 a 0,4, próximo aos valores encontrados em São Martinho da Serra, RS. Em ambos os períodos (Tabela 4.1), os valores de pico de EOA ficaram compreendidos em uma faixa de 0,27 a 0,33, apresentando um valor médio de 0,31, que foi adotado como valor de corte para São Martinho da Serra.

A partir dos valores de corte (Tabela 4.1), foram identificados dias com picos de aerossóis. Na Figura 4.4 estão apresentadas as ocorrências dos dias com picos de aerossóis, de Janeiro a Dezembro entre 1992 a 2008, pelo período da manhã e tarde, respectivamente, para São Martinho da Serra, RS. De acordo com a metodologia adotada, 102 dias de picos pela parte da manhã e 75 dias de picos pela parte da tarde, foram registrados pelo equipamento.

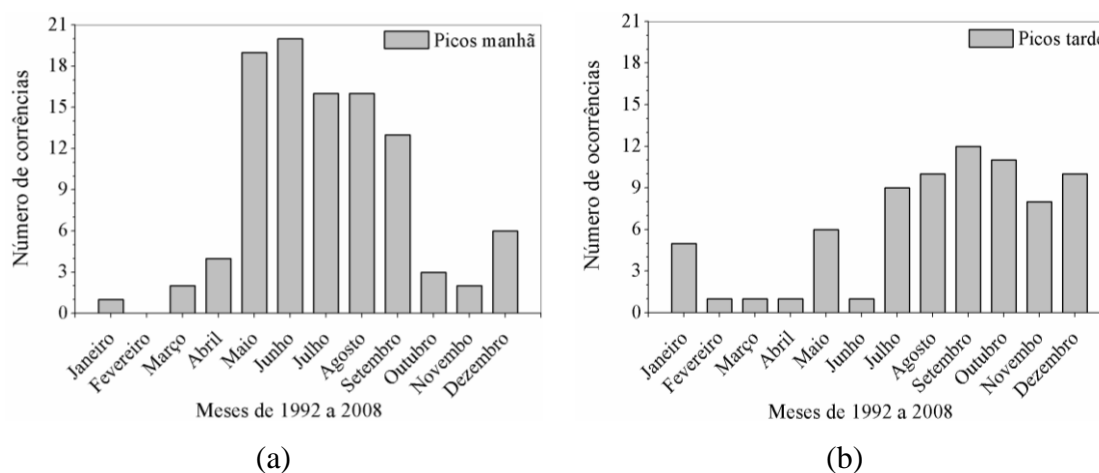


Figura 4.4 - Ocorrência dos dias com picos de aerossóis sobre São Martinho da Serra, entre 1992 a 2008. (a) período da manhã; (b) período da tarde.

Dos 102 dias com espessuras elevadas de aerossóis, os meses entre Maio a Setembro apresentaram maiores ocorrências e os meses entre Outubro a Dezembro e Janeiro a Abril, poucas ocorrências foram registradas (Figura 4.4a). Na Figura 4.4(b), dos 75 dias registrados com picos, os meses de Julho a Dezembro apresentaram as maiores ocorrências; de Janeiro e Maio também foram registradas algumas ocorrências relevantes e, finalmente, entre Fevereiro a Abril, junto com o mês de Junho, poucos registros foram identificados.

O elevado número de ocorrências de picos de Maio a Setembro, no período da manhã (Figura 4.4a), juntamente com as médias mensais de EOA registrados pelo Brewer nesse período (Figura 4.3a), pode ser explicado por diferentes fatos. O fato da umidade relativa do ar no Rio Grande do Sul ser elevada (acima dos 80%) pode ser determinante para este resultado, sendo uma das condições para a formação de nevoeiro (suspensão de gotículas de água na camada atmosférica próxima à superfície), somada a condições ótimas como a temperatura do ar igual à temperatura do ponto de orvalho (uma saturação do ar - acréscimo de vapor d'água ou do resfriamento), núcleos higroscópicos elevados e vento de superfície fraco (SANTOS, 2002; VAREJÃO-SILVA, 2006). Assim, os picos de aerossóis de Maio a Setembro podem estar sendo influenciados por este fenômeno meteorológico, devido a maior presença de partículas líquidas suspensas próximas ao solo que é registrada pelo Brewer. Ferreira et al. (1998) e Lima (1982) afirmam ainda que a região Sul do Brasil, em quase todas as estações do ano, apresenta condições favoráveis a formação de nevoeiros de massa de ar que se forma por radiação, fenômeno meteorológico que pode ocorrer em qualquer lugar e época do ano, mas frequentemente observado no outono e inverno. Piva e Anabor (2008), através de observações locais, indicam um alto índice de ocorrência de nevoeiro para Santa Maria (17 km de São Martinho da Serra), onde foram observadas 15 ocorrências em Junho e Setembro de 2006.

A Figura 4.5 fornece o comportamento das médias mensais de umidade relativa do ar, monitorada a cada três horas pela Plataforma de Coleta de Dados (PCD) do OES de São Martinho da Serra, entre 2005 a 2007 (INPE, 2011c). As horas analisadas, entre às 9:00 e 21:00 horas (horário GMT) – das 6:00 as 18:00 horas (horário local) - foram escolhidas em função do período de tempo em que o Brewer realiza suas leituras. Nota-se claramente, que os valores médios de umidade são bastante elevados, acima de 90% nos horários das 6:00 e das 9:00 horas locais e; entre 50% a 90% nos horários das 15:00 e das 18:00 horas locais, ou seja, a umidade relativa do ar decresce ao longo do dia em São Martinho da Serra, elevando-se novamente conforme chega o anoitecer. Esta média demonstra que não é apenas nos meses da estação de inverno que a umidade local é elevada, mas durante todo o ano, podendo-se

afirmar, portanto, que as leituras do Espectrofotômetro Brewer podem estar sendo influenciadas por estas partículas líquidas suspensas no ar durante o período da manhã.

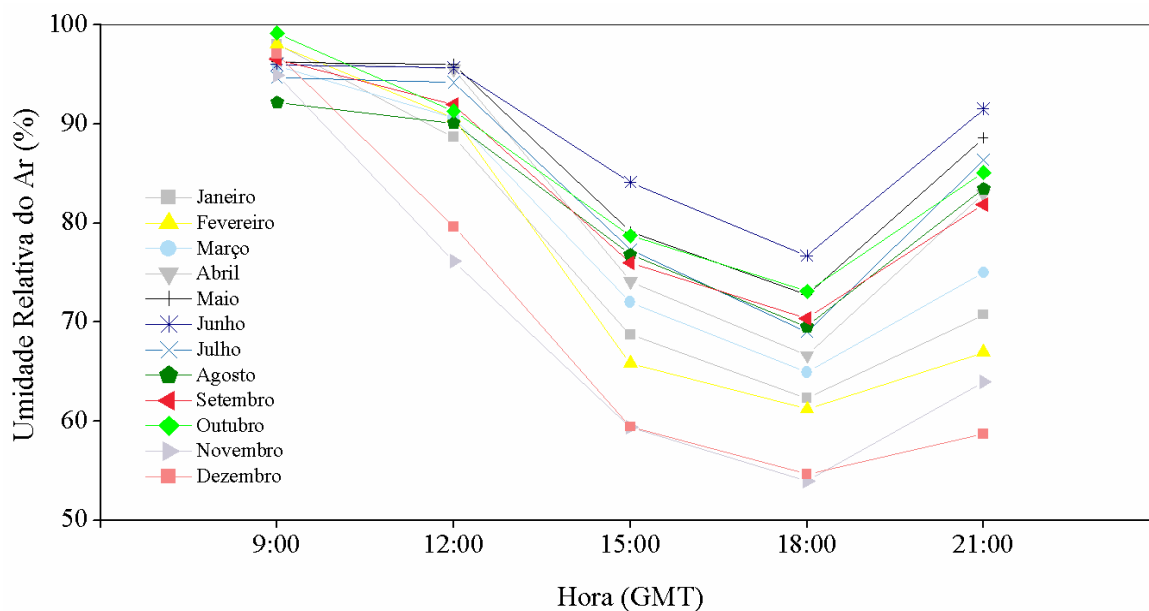


Figura 4.5 - Médias mensais de umidade relativa do ar às 6:00, 9:00, 12:00, 15:00 e 18:00 horas local, de São Martinho da Serra, de 2005 a 2007.

Fonte: INPE (2011c).

Analisando, como exemplo, a média das EOA e o número de dias com ocorrências de picos do mês de Maio (Figura 4.3 e 4.4), fica evidente que neste mês houve registros elevados, tendo no período da manhã valores entre 0,3 a 0,5, faixa acima dos valores de corte, conforme apresentados na Tabela 4.1. Vale destacar também que, dentro desta faixa de valores, 4 (quatro) ficaram acima de 0,6 e 2 (dois) acima de 1,0, que é considerado muito elevado devido a região do OES estar afastada de centros urbanos. O período da tarde desse mês, também apresentou valores um pouco acima da maior parte dos meses analisados. Estes dados também podem estar sendo influenciados pela alta umidade no ar, sendo uma das características do clima da região de estudo.

Na Figura 4.6 estão representadas a umidade relativa do ar em São Martinho da Serra, as 9:00 e 15:00 horas local, entre 2005 a 2007, onde é visível que Maio e Junho apresentem alta umidade no período da manhã e levemente alta no período da tarde, comprovando as elevadas médias de EOA nestes meses.

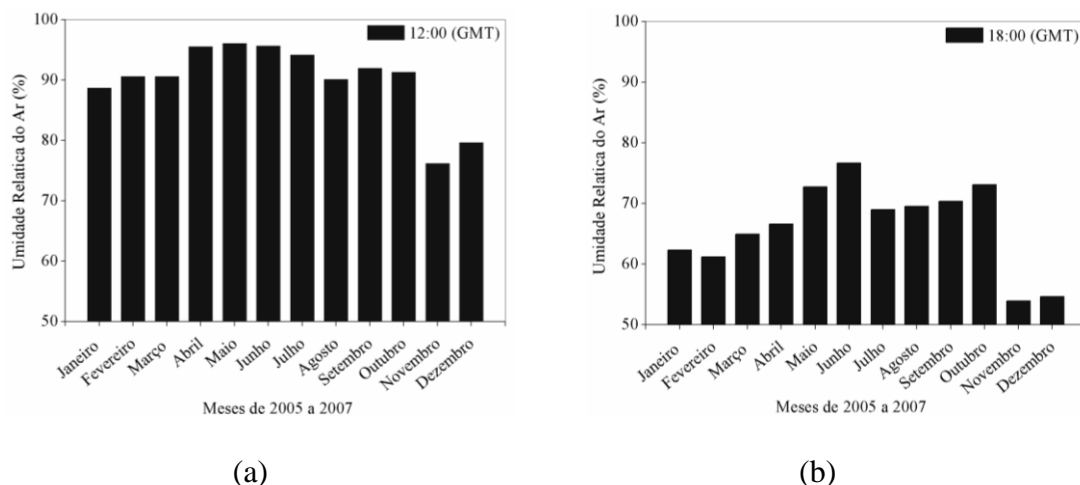


Figura 4.6 - Médias mensais de umidade relativa do ar de São Martinho da Serra, RS, entre 2005 a 2007. (a) 9:00 horas local; (b) 15:00 horas local.

Fonte: INPE (2011c).

Outro importante fato a ser considerado, para estas leituras elevadas, pode ser atribuído a influência de queimadas locais, constatado por Raghavendra Kumar et al., (2010), em um de seus trabalhos sobre incêndios em pastagens no Sul da Índia, onde ocorre o aumento das EOA durante dias de queima em comparação com dias normais. Na região onde se encontra o OES, pertencente a uma área agrícola, existe algumas atividades que podem interferir nas leituras do Brewer, como queimadas controladas, que são utilizadas como ferramenta para o manuseio da terra. De acordo Carbone et al. (2006b), a região do OES é influenciada por uma temporada de leves queimadas da biomassa, entre novembro a fevereiro, meses que apresentam os maiores focos de calor em algumas regiões do Rio Grande do Sul. Mas segundo os autores, estas queimadas possuem fracas influências nas EOA com exceção de poucos dias. Isso pode ser visualizado na Figura 4.4, em que se registrou no mês de Dezembro um número de ocorrências de aerossóis levemente elevado, 6 (seis) no período da manhã e 10 (dez) no da tarde, sendo também visualizado um maior número de ocorrências a tarde nos meses de Novembro e Janeiro. Kirchhoff et al. (2001) encontraram EOA próximos a 0,4, em uma campanha realizada em Campo Grande no ano de 1999, e verificou elevações ocasionais próximas a 1,0, 1,2 e 2,2, devido à atividade de queima da biomassa frequente nessa região, valores que possuem certa concordância com os dados de São Martinho da Serra, observando, porém as diferentes características climáticas entre estas áreas.

Há também a influência de incêndios e queimadas florestais tanto regionais do Brasil como de países vizinhos, levando em consideração, que esta prática é uma das fontes majoritárias no processo de inserção de partículas de aerossóis na baixa atmosfera, que podem ser transportadas por massas de ar, a longas distâncias, de um local para outro (ARTAXO et al., 2006; GARCIA, 2005). Para estudar a presença de contaminantes atmosféricos é fundamental conhecer a procedência (origem) das massas de ar e seus deslocamentos, sabendo que poluentes atmosféricos podem ser resultados de emissões locais e/ou provenientes por processos de transportes distante do local de origem (AIRES; KIRCHHOFF, 2001). O elevado número de ocorrências de picos de aerossóis, Figura 4.4, principalmente nos meses de Agosto a Outubro no período da tarde, pode ser explicado através do alto índice de queimadas de outras regiões do Brasil, sabendo-se que a umidade do ar, à tarde, em São Martinho da Serra é menor do que na manhã e, sabendo-se que as médias nestes meses também são elevadas, Figura 4.3.

Durante o inverno no Hemisfério Sul, a região do Brasil Central e a porção sul da Amazônia são caracterizadas pela diminuição da incidência de precipitação, estimulando com isso a ocorrência de queimadas na região (GARCIA, 2005). O uso de queimadas como um recurso agropecuário é frequente na Amazônia e no centro-oeste brasileiro, utilizado principalmente, para a formação de grandes áreas de pastagem. Essas queimadas não afetam apenas a região amazônica, pois aerossóis provenientes das mesmas podem ser transportados para o sudeste do país e países vizinhos como a Bolívia, em decorrência da quantidade de material particulado emitido nessas ocasiões (FREITAS et al., 2005, 2009). Outros autores como Aires e Kirchhoff (2001), Boian e Kirchhoff (2005), Nascimento (2010), Sánchez-Ccoyllo et al. (2006) e Souza (2004), também afirmam que contaminantes atmosféricos como, por exemplo, CO e material particulado, emitidos de queimadas do centro do Brasil podem ser transportados para regiões distantes, como constataram em seus trabalhos, através de análises dos poluentes atmosféricos e das trajetórias de massas de ar, nas cidades de Maringá e Curitiba - PR, São Paulo - SP, Sul de Goiás e Norte do MS.

De acordo com Pinto (2001), no final de Agosto e início de Setembro são registrados mais de 1000 focos de queimadas por dia. Garcia (2005), que trabalhou com as propriedades ópticas dos aerossóis de queimadas, da base de dados da AERONET ($\lambda = 500$ nm), em regiões geográficas dentro da Bacia Amazônica e em seus arredores, encontrou 80% a mais de dias com valores iguais ou maiores que 0,3 em comparação ao período úmido. Comenta ainda que durante a estação úmida, os valores médios de espessura óptica do aerossol oscilaram

entre 0,01 e 0,2 e que os casos em que o limite superior foi ultrapassado não representaram 4% do total de dias entre os meses de janeiro a julho.

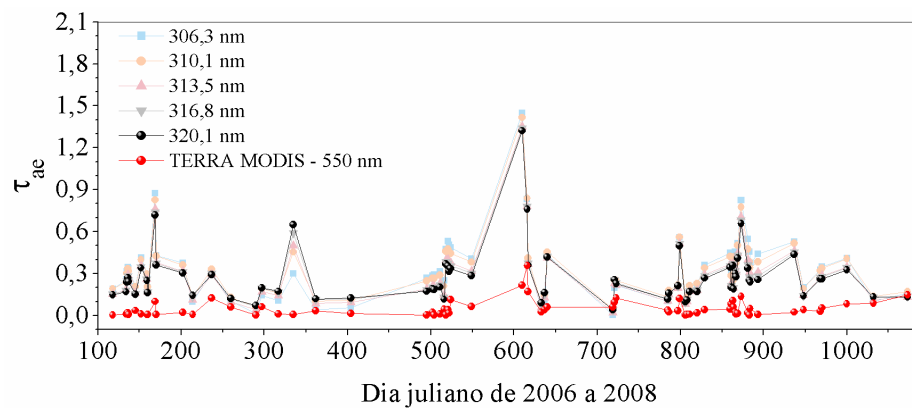
A partir da avaliação das EOA sobre São Martinho da Serra e tomando como referência a Figura 4.3, pode-se dizer que os altos valores de EOA podem estar sendo influenciados, por atividades antropogênicas, como é o caso de queima de biomassa, e também pela elevada umidade do ar na a região do OES, para um determinado período do ano. O elevado número de ocorrências de picos de Maio a Setembro, período da manhã (Figura 4.4a), juntamente com as médias mensais de EOA registrados pelo Brewer nesse período (Figura 4.3a), pode ser devido a: maior presença de partículas líquidas suspensas no ar que são registradas pelo Brewer, devido à formação de nevoeiro (Outono e inverno no Hemisfério Sul); maior ocorrência de queimadas remotas no centro-oeste do Brasil e países vizinhos, o que pode levar ao transporte desse material queimado, pelas massas de ar, para regiões distantes, podendo assim atingir o RS; e queimadas locais no RS. No período da tarde (Figura 4.3b) as médias elevadas de EOA, entre 1992 a 2008, também podem estar sendo influenciadas por partículas emitidas de grandes queimadas.

4.2 Comportamento das EOA de diferentes equipamentos de monitoramento

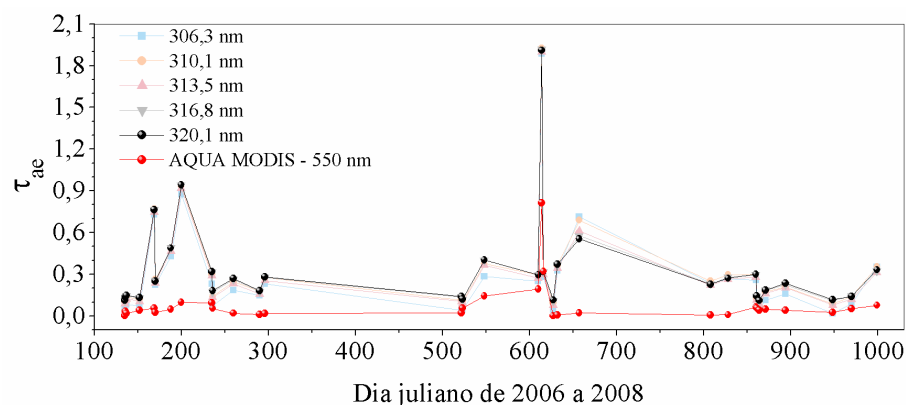
Para que os dados das espessuras ópticas de aerossóis de São Martinho da Serra, RS sejam validadas, ou seja, para que seus resultados sejam mais seguros e confiáveis, optou-se em utilizar outros tipos de equipamentos que tenham como uma de suas funções, o monitoramento dos aerossóis atmosféricos. Neste sentido, foram obtidos dados de aerossóis de dois equipamentos diferentes: o fotômetro solar da rede global de monitoramento da AERONET e; o sensor MODIS presente nos satélites AQUA e TERRA. Ressalta-se aqui que equipamentos de solo, como o Brewer e o fotômetro da AERONET, fornecem dados localizados e representativos, somente dos níveis atmosféricos mais próximos da superfície, uma vez que os aerossóis podem apresentar variações em um perfil vertical (SEINFELD; PANDIS, 2006; SOUZA, 2004). Cheymol et al. (2006) realizaram um estudo de comparação entre 6 Espectrofotômetros Brewer e 2 fotômetros solares, para validação dos resultados, que foram determinados através do método de Langley, método este utilizado em outro trabalho pelos autores (CHEYMOL; De BACKER, 2003). Neste item são mostrados os resultados do comportamento das EOA entre os três equipamentos citados acima para o OES, porém como

o Espectrofotômetro Brewer não operou de 2009 a 2011 e o AERONET foi instalado no mesmo ano em que o Brewer parou de funcionar, não foi possível fazer uma comparação entre estes dois equipamentos para São Martinho da Serra.

O sensor MODIS fornece dados de EOA, sobre todo o globo, operando em um comprimento de onda de 550 nm. Para utilizar os dados desse instrumento de satélite no intuito de verificar seu comportamento com os dados do Brewer, foi necessário utilizar as coordenadas geográficas do OES (29° 44' 28'' Sul e 53° 82' 30'' Oeste) para localizar o correspondente pixel do MODIS. As leituras de aerossóis registradas pelo Brewer ($\lambda = 306,3$; 310,1; 313,5; 316,8; 320,1 nm) foram comparadas aos dados do MODIS ($\lambda = 550$ nm), nos anos de 2006 a 2008, período da manhã e da tarde, Figura 4.7.



(a)



(b)

Figura 4.7: Espessuras ópticas de aerossóis do sensor MODIS (coleção 051 - 550nm), com o Espectrofotômetro Brewer (306,3; 310,1; 313,5; 316,8; 320,1nm), entre 2006 a 2008, sobre São Martinho da Serra, RS. (a) período da manhã; (b) período da tarde.

Na Figura 4.7 são fornecidos dados de aerossóis registrados em dias iguais pelos dois equipamentos, totalizando 68 (sessenta e oito) dias com leituras no período da manhã e 32 (trinta e dois) dias no período da tarde. Estes poucos registros diários de aerossóis, entre 2006 a 2008, deve-se a pouca disponibilidade de dados, ou seja, poucos registros em dias iguais destes equipamentos, lembrando que os satélites com o sensor MODIS não tem passagem diária sobre a estação do OES e também que o Brewer depende dos dias de céu claro (sem a presença de nuvens). É claramente visível que todos os valores absolutos de τ_{ae} do MODIS são inferiores aos valores do Brewer, em ambos os períodos analisados, Figura 4.7. Isso acontece pelo fato dos equipamentos operarem em comprimentos de onda diferentes. Segundo a Lei de Angstrom ou lei de $\lambda^{-\alpha}$, em que λ é o comprimento de onda e α é uma constante (ANGSTROM, 1964), as EOA diminuem com o comprimento de onda e são muito menores para a radiação de ondas longas do que para a radiação de ondas curtas (HUANG, 2009). Neste sentido é justificável valores de EOA menores no $\lambda = 550$ nm obtidas pelo sensor MODIS do que os EOA determinados pelo BREWER com $\lambda = 320$ nm.

Para avaliar o comportamento das EOA entre o Espectrofotômetro Brewer e o sensor MODIS, foram determinados seus valores relativos (Valor da EOA do dia – Média anual da EOA)/ Média anual da EOA), determinados em módulo (todos os valores positivos) e seus resultados expressos em porcentagem (%), facilitando a análise comportamental das EOA entre os dois equipamentos. Esta metodologia foi utilizada apenas para os comprimentos de onda de 320,1 nm (Brewer) e 550 nm (MODIS), λ mais próximos entre os instrumentos de medida, no período da manhã e tarde, Figura 4.8.

Analisando a Figura 4.8, com enfoque apenas no comportamento das EOA ao longo do período selecionado, percebe-se que as EOA obtidas e comparadas entre os equipamentos possuem comportamentos similares, ou seja, dias em que foram registradas EOA elevadas para o OES a partir do Brewer, também foram encontradas leituras elevadas pelo MODIS. O inverso também ocorreu, dias em que houveram registros de EOA baixos ou normais, ambos equipamentos mativeram tal comportamento, ou seja, hora crescente e hora decrescente, salientando, claro, que os valores absolutos de EOA diário possui diferenças e esta diferença foi analisada anteriormente na Figura 4.7. A partir da análise acima, pode-se afirmar portanto, que os dados do sensor MODIS podem ser utilizados para uma avaliação comportamental das partículas de aerossóis, porém estes devem ser validados com um equipamento de maior acurácia, ainda que os métodos para a determinação dos valores de espessura óptica de aerossóis estão em constante aprimoramento através do algoritmo do MODIS (LEVY et al., 2007a,b; PAPADIMAS et al., 2009).

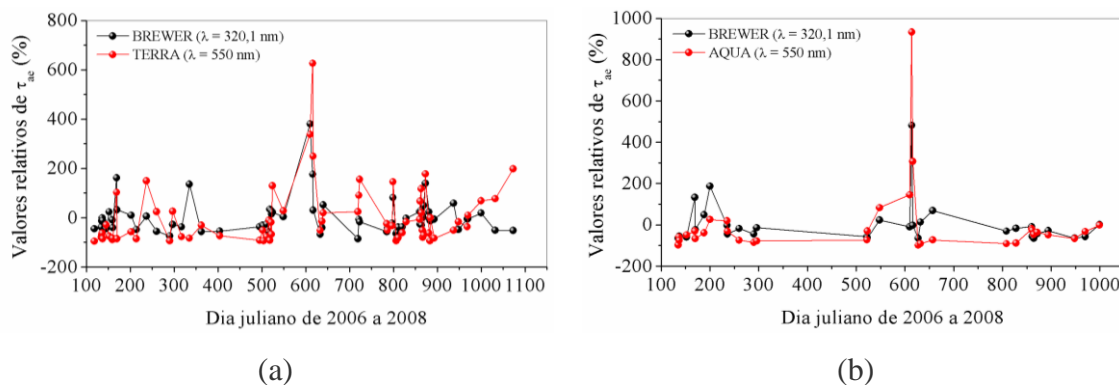


Figura 4.8 - Valores relativos das espessuras ópticas de aerossóis do sensor MODIS (coleção 051 - 550nm), com o Espectrofotômetro Brewer (320,1nm), entre 2006 a 2008, de São Martinho da Serra, RS. (a) período da manhã; (b) período da tarde.

Para a avaliação dos valores absolutos de EOA, de instrumentos de satélites, ocorre a necessidade do aprimoramento dos algoritmos, por exemplo, determinar as EOA em comprimentos de onda diferentes ou utilizar algum equipamento de solo que opera em um λ igual ou próximo do sensor deste satélite. Yang et al. (2010) comparou os dados de EOA do sensor MODIS (nível 2, coleção 5) com os dados de um fotômetro solar de solo, no comprimento de onda de 550 nm, em um sítio localizado em uma região tropical costeira da China, e constatou que os equipamentos apresentam uma boa correlação de medidas, mas que os dados do sensor MODIS subestimam os do fotômetro solar. Quando se trata do algoritmo utilizado pelo MODIS, Siqueira (2008) encontrou valores de subestimação da refletância de superfície sobre São Paulo, que é uma consequência do fato deste algoritmo sobre o continente ser designado para regiões mais escuras, ou seja, com a presença de vegetação. Ele comenta que para diminuir o erro na estimativa da espessura óptica do aerossol, os modelos de correlação entre as refletâncias no visível e IF-próximo não podem ser generalizados, sabendo-se que em regiões urbanas a refletância é maior do que em regiões rurais, alterando assim os valores determinados de EOA. Os sítios localizados em regiões rurais apresentam refletâncias de superfície mais escuras, assim os erros na sua estimativa foram menores, em termos de 5% (SIQUEIRA, 2008).

Como o Espectrofotômetro Brewer encontrava inoperante de 2009 a 2011, foram utilizados, para comparação com o MODIS, dados de aerossóis do fotômetro solar do AERONET no OES, com leituras a partir do mês de Junho de 2009 à Maio de 2011, período de funcionamento do equipamento. Ressalta-se aqui que estes dados são do nível 1.5, ou seja,

corresponde aos dados obtidos após a eliminação da contaminação por nuvens, e são disponibilizados na web em até dois dias após a realização das leituras pelo sensor.

De Bock et al. (2010) realizaram um estudo em Uccle, na Bélgica, com medidas a partir do Espectrofotômetro Brewer#178, que possui um monocromador duplo semelhante ao modelo #167 do OES, em comparação com os dados de um fotômetro solar da Cimel – AERONET, nível 1.5. Ele adaptou nas rotinas de observações padrão do Brewer, os comprimentos de onda de 335 e 345 nm, a fim de obter leituras no λ de 340 nm e compará-las com o AERONET. Seus resultados mostraram que os dados da rede de monitoramento do AERONET com os dados do Brewer apresentaram uma boa concordância linear, provando que as observações de ambos os equipamentos podem ser utilizados com segurança.

Papadimas et al. (2009) compararam os resultados do algoritmo para recuperação da espessura óptica de aerossol do sensor MODIS, da coleção atual 005 e coleção anterior 004, com medidas de 29 estações do AERONET, para a maior bacia do Mediterrâneo. Segundo os autores, os dados de recuperação da EOA pelo MODIS ainda subestimam e superestimam os valores do AERONET, mas que a coleção 005 apresentou melhores resultados com relação à coleção anterior - 004.

Na Figura 4.9 aparecem os valores absolutos de EOA do sensor MODIS (coleção 051) com os dados do fotômetro solar do AERONET, em São Martinho da Serra, RS entre 2009, 2010 e 2011. Na Figura 4.9(a) são fornecidos os valores absolutos de EOA pelo sensor MODIS a bordo do satélite TERRA, horário local de passagem às 10:30 sobre o Equador, com os valores do fotômetro da AERONET, período da manhã. Na Figura 4.9(b) os dados do sensor MODIS a bordo do satélite AQUA, horário local de passagem às 13:30 sobre o Equador, em comparação aos dados do fotômetro solar da AERONET, período da tarde. As EOA encontradas pelo Espectrofotômetro Brewer apresentaram, em mais de 80% de seus resultados, valores abaixo de 0,4, Figura 4.1 e 4.2, sendo que os valores médios foram próximos de 0,3, Tabela 4.1. Quando comparados os dados do Brewer com os dados do fotômetro AERONET e do sensor MODIS, verificou-se certa concordância com os resultados destes três equipamentos, visto que, na maior parte dos dias trabalhados, as EOA ficaram abaixo de 0,3, Figura 4.9. Analisando os dados da Figura 4.9, fica claro que os valores absolutos entre os dois equipamentos, MODIS e AERONET, possuem certa similaridade, sabendo que estes operam em comprimentos de onda próximos, 550 e 500 nm, respectivamente, diferente dos valores encontrados quando comparados o Brewer com o MODIS, Figura 4.7. Para análise de comportamento das EOA de ambos equipamentos, foram

determinados seus valores relativos, no período da manhã e tarde, para os anos de 2009, 2010 e 2011, Figura 4.10.

Como pode ser observado na Figura 4.10, os valores referentes ao comportamento das EOA ficaram parecidos com os valores absolutos, Figura 4.9, justificando a similaridade das leituras de ambos os equipamentos que operam em comprimentos de onda próximos. Entretanto, para uma análise mais detalhada dos dados, foi determinada a diferença em módulo (para trabalhar com todos os valores positivos) e o resultado expresso em porcentagem (%), entre os valores absolutos do sensor MODIS com os do fotômetro do AERONET, para o período da manhã e tarde, entre 2009 a 2011, mostrados na Figura 4.11.

Pode-se observar antecipadamente que, tanto no período da manhã como na tarde, Figura 4.11(a,b), grande parte dos valores possuem diferenças abaixo dos 10%, indicando que os dados registrados pelos equipamentos apresentam, de certa forma, uma similaridade entre si. Podem ser identificados também alguns dias com diferenças em grandes proporções, como é o caso dos que apresentaram diferenças próximas ou acima dos 20%. Foram comparados 170 dias de leituras entre os equipamentos do AERONET e do sensor MODIS durante o período da manhã, Figura 4.11(a). Destes, identificou-se 31 (trinta e um) dias com diferenças abaixo dos 5% no ano de 2009; 35 (trinta e cinco) dias no ano de 2010 e 25 dias no ano de 2011; totalizando 91 dias com baixo percentual de diferença do total dos 170 dias analisados. Uma parcela, do total dos valores analisados durante os anos selecionados, apresentou diferenças acima dos 20%, mais precisamente 29 (vinte e nove) dos dias adquiridos.

Em se tratando do período da tarde, Figura 4.11(b), foram verificados 190 dias com registros de EOA entre os equipamentos. Destes, 42 (quarenta e dois) dos dias analisados no ano de 2009 apresentaram diferenças abaixo dos 5%; 46 (quarenta e seis) dias no ano de 2010 e 34 (trinta e quatro) dias no ano de 2011; totalizando 122 dias com diferença percentual abaixo dos 5% do total de 190 dias. Portanto, poucos são os dias que apresentaram grandes diferenças de EOA entre o sensor MODIS e o fotômetro solar do AERONET no período da tarde, não ultrapassando os 40%, totalizando assim 21 dias com diferenças acima dos 10%.

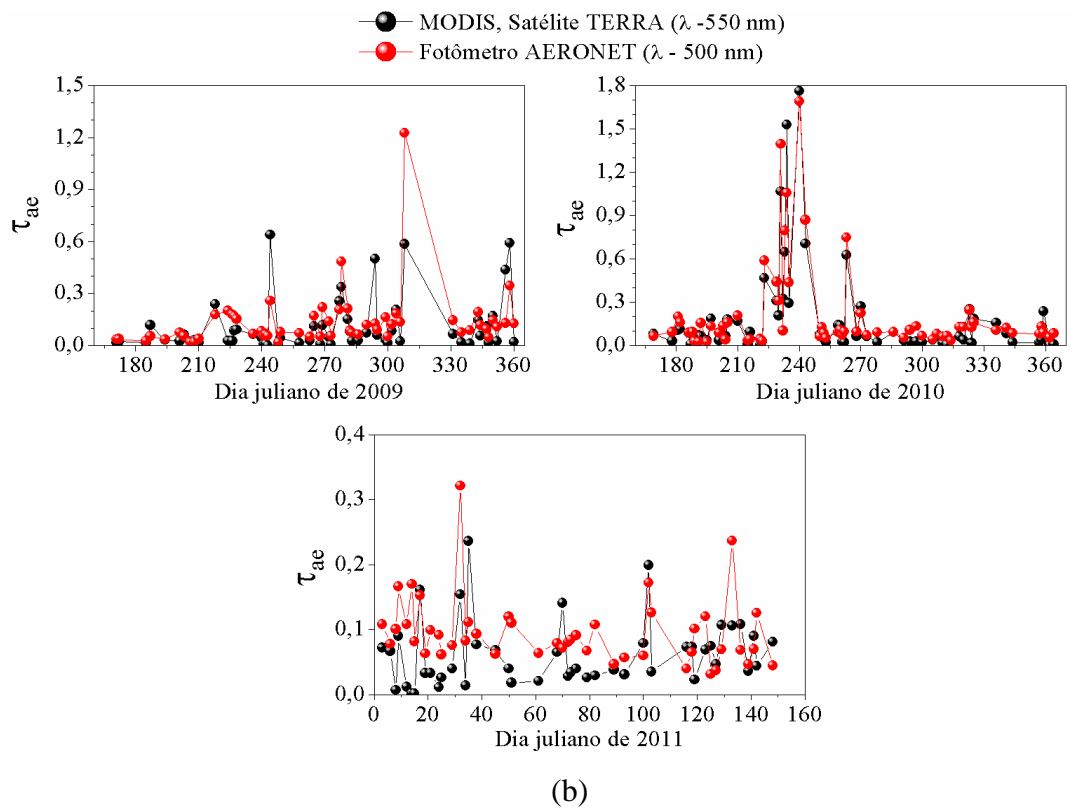
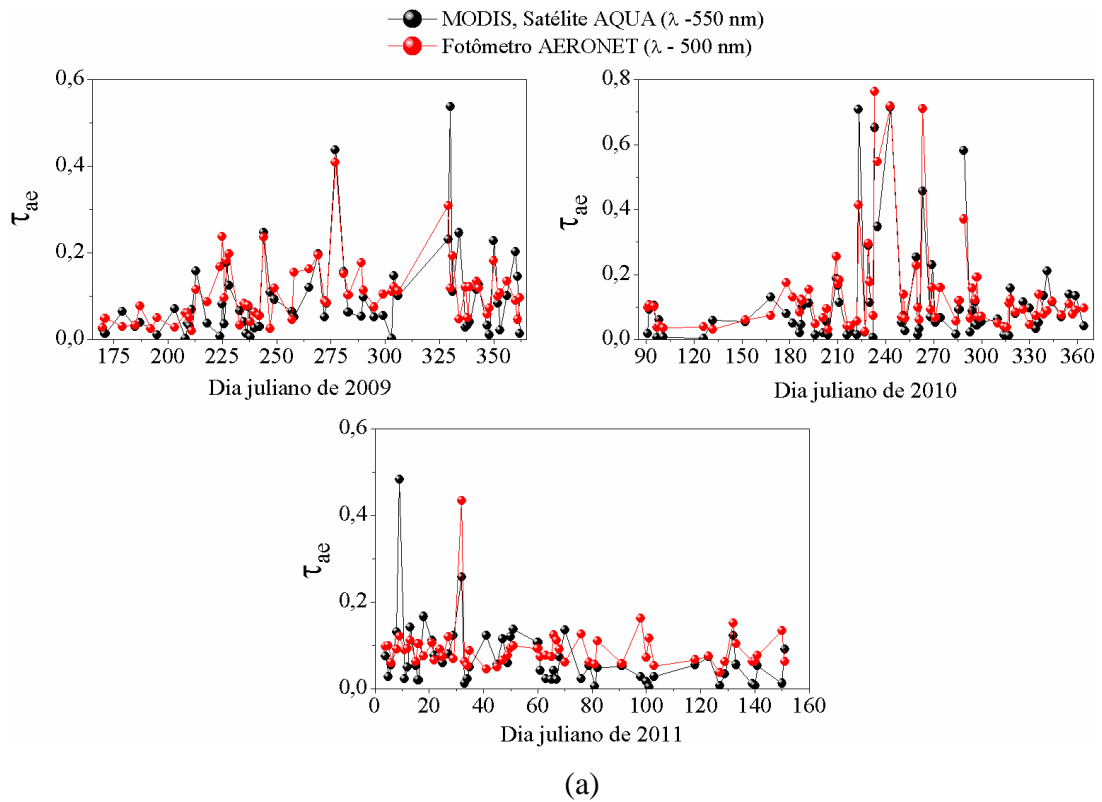


Figura 4.9 - Espessuras ópticas de aerossóis do sensor MODIS (coleção 051 - 550nm) com o fotômetro solar do AERONET (nível 1.5 - 500nm), entre 2009 a 2011, de São Martinho da Serra, RS. (a) período da manhã; (b) período da tarde.

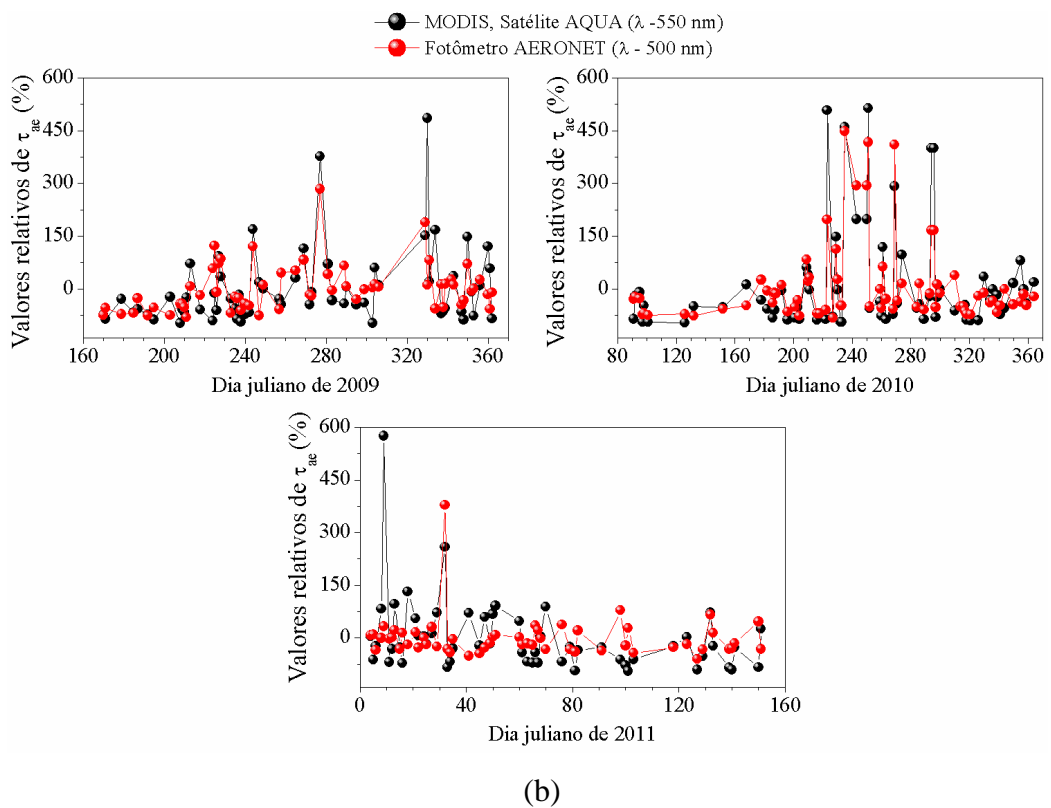
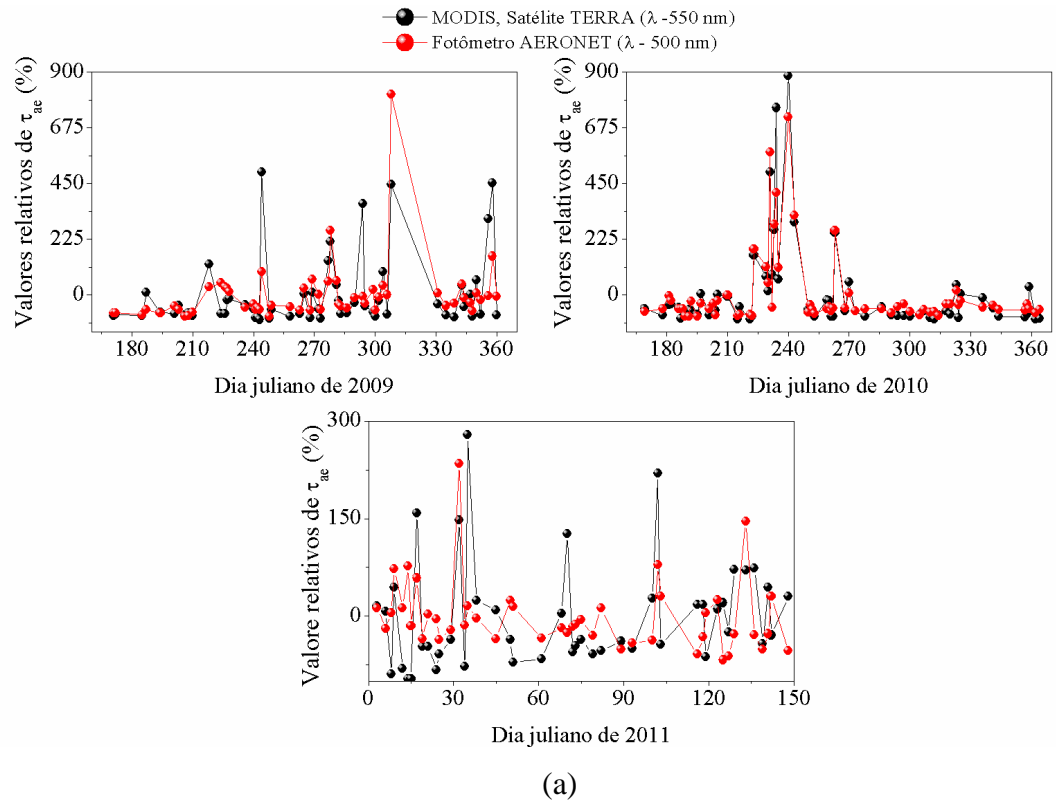


Figura 4.10 - Valores relativos das espessuras ópticas de aerossóis do sensor MODIS (coleção 051 - 550nm), com o fotômetro do AERONET (nível 1.5 - 500nm), entre 2009 a 2011, de São Martinho da Serra, RS. (a) período da manhã; (b) período da tarde.

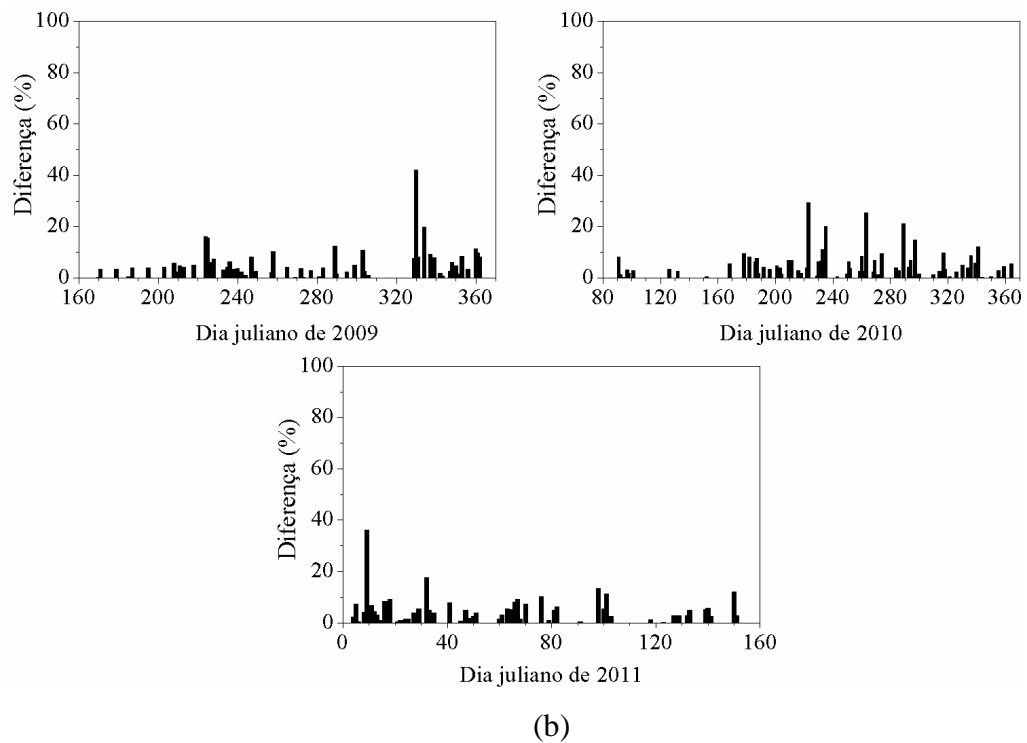
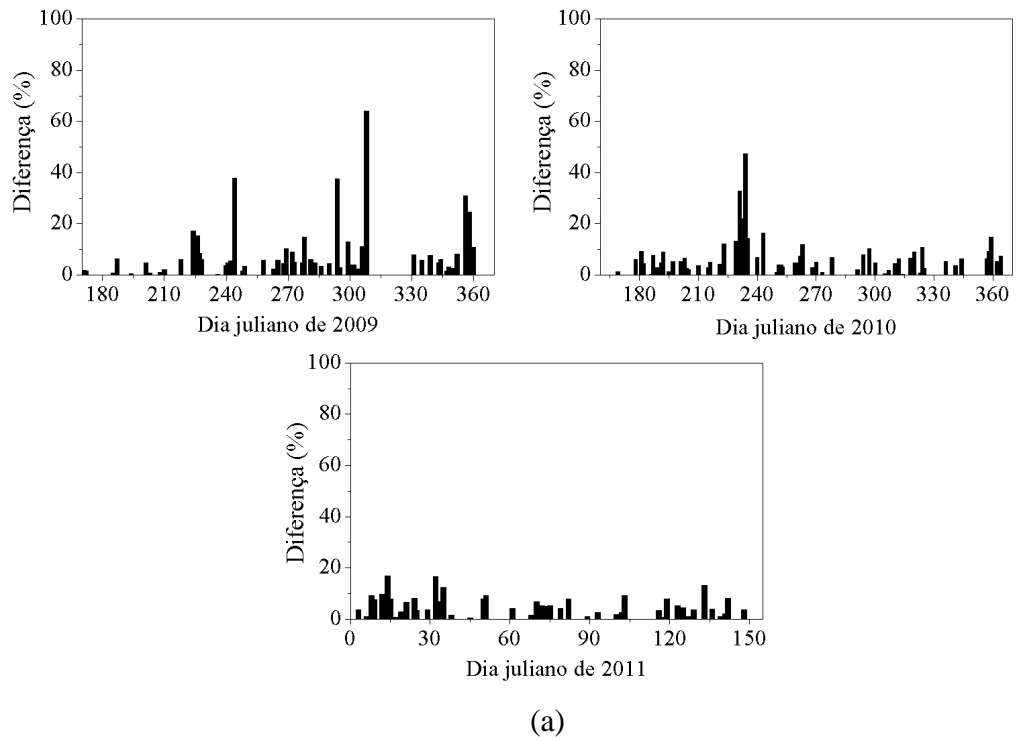


Figura 4.11 - Diferença percentual dos valores absolutos das espessuras ópticas de aerossóis, entre o sensor MODIS (coleção 051 - 550nm) e o fotômetro do AERONET (nível 1.5 - 500nm), de 2009 a 2011 - São Martinho da Serra, RS. (a) período da manhã; (b) período da tarde.

Os valores das diferenças entre os equipamentos foram determinados em módulo, motivo pelo qual todos seus valores são positivos.

Tomando como exemplo os poucos dias obtidos durante o ano de 2011, percebe-se que tanto os valores absolutos, Figura 4.9, como os valores relativos, Figura 4.10, apresentaram maiores variações quando comparados aos anos de 2009 e 2010, induzindo a acreditar que esses dados não possuíam comportamentos parecidos. Mas, conforme mostrado na Figura 4.11, a diferença da maior parte dos valores, entre os dados obtidos pelo MODIS e pelo fotômetro do AERONET, ficaram compreendidos em uma faixa de 0 a 10% e poucas foram as diferenças acima dos 20%, ou seja, não houve uma variabilidade muito elevada neste ano. Nas Tabelas 4.2 e 4.3, têm-se os dias que apresentaram valores com uma grande diferença entre o instrumento de satélite e o equipamento de solo, para 2009, 2010 e 2011.

Tabela 4.2 - Dias com elevadas diferenças de espessuras ópticas de aerossóis, entre o sensor MODIS do satélite TERRA (coleção 051 – 550 nm) e o fotômetro solar do AERONET (nível 1.5 – 500 nm).

Dia juliano	Data	Satélite TERRA (550 nm)	AERONET (500 nm)	Diferença
244/2009	01/09/2009	0,63	0,26	0,38
294/2009	21/10/2009	0,50	0,12	0,37
308/2009	<u>04/11/2009*</u>	<u>0,58</u>	<u>1,23</u>	<u>0,64</u>
356/2009	22/12/2009	0,44	0,13	0,31
358/2009	24/12/2009	0,59	0,34	0,25
231/2010	<u>19/08/2010*</u>	<u>1,07</u>	<u>1,40</u>	<u>0,33</u>
232/2010	20/08/2010	0,32	0,10	0,22
234/2010	<u>22/08/2010*</u>	<u>1,53</u>	<u>1,06</u>	<u>0,47</u>

* Dias com Espessuras Ópticas de Aerossóis muito elevadas. Tomando como base as leituras registradas pelo fotômetro solar de AERONET.

Quando comparados os dados do satélite TERRA com o AERONET, se pode observar que os valores do MODIS geralmente são mais elevados que o do fotômetro, Tabela 4.2. Essas diferenças não se restringem apenas aos dados da Tabela 4.2, mas também em grande parte dos dados analisados entre os equipamentos, mostrando assim uma leve superestimação dos valores determinados pelo algoritmo do MODIS com os dados determinados pelo Método de Langley do fotômetro do AERONET. Este fato também foi observado por Papadimas et al. (2009). Entretanto, Cermak e Knutti (2009) encontraram valores de EOA do sensor MODIS (MOD08 – coleção 005, $\lambda = 550$ nm) que subestimam os dados do AERONET ($\lambda = 500$ nm),

no mês de agosto entre 2000 a 2008. Este estudo foi realizado em Pequim e áreas próximas, onde um de seus objetivos era mostrar o efeito das reduções de emissões antrópicas sobre a carga de aerossóis na região. Segundo os autores, o que pode contribuir para esta subestimação é a limitada resolução espacial e eventuais imprecisões nos dados do MODIS.

Na Tabela 4.3 estão apresentadas as maiores diferenças encontradas entre o satélite AQUA e o AERONET, podendo-se identificar que os dados do MODIS novamente superestimam os dados do AERONET, como mostrado nos valores do sensor a bordo TERRA, não ocorrendo apenas nestes dados em que houve uma grande diferença, mas também nos demais valores registrados durante o período analisado. Nem todos os valores do sensor MODIS apresentaram valores mais altos que os do AERONET, alguns apresentaram medidas mais baixas, como é caso do dia 23 de agosto e 20 de setembro de 2010, Tabela 4.3.

Tabela 4.3 - Dias com elevadas diferenças de espessuras ópticas de aerossóis, entre o sensor MODIS do satélite AQUA (coleção 051 – 550 nm) e o fotômetro solar do AERONET (nível 1.5 – 500 nm).

Dia Juliano	Data	Satélite AQUA (550 nm)	AERONET (500 nm)	Diferença
330/2009	26/11/2009	0,54	0,12	0,42
334/2009	30/11/2009	0,25	0,05	0,20
223/2010	11/08/2010	0,71	0,41	0,29
235/2010	23/08/2010	0,35	0,55	0,20
263/2010	<u>20/09/2010*</u>	<u>0,46</u>	<u>0,71</u>	<u>0,25</u>
289/2010	16/10/2010	0,58	0,37	0,21
09/2011	09/01/2011	0,48	0,12	0,36

* Dias com Espessuras Ópticas de Aerossóis muito elevadas. Tomando como base as leituras registradas pelo fotômetro solar de AERONET.

As leituras que estão sublinhadas nas Tabelas 4.2 e 4.3 mostram alguns dos dias registrados com valores de EOA muito acima da média de São Martinho da Serra, lembrando que valores acima 0,31 são considerados dias com picos de aerossóis. Esses dias de picos foram identificados com base nos dados do fotômetro do AERONET, pois, como já comentado neste trabalho, se trata de um equipamento de solo com leituras mais próximas a superfície e que seus resultados já foram comparados aos do Brewer, garantindo a segurança dos mesmos (De BOCK et al., 2010).

Dos dias que apresentaram picos de aerossóis, registrados pelo fotômetro solar do AERONET e pelo sensor MODIS (satélite TERRA e AQUA), entre 2009, 2010 e 2011, o MODIS foi o que registrou valores mais baixos, ou seja, algumas leituras de EOA subestimaram os dados do fotômetro. Porém, identificou-se também, a partir das Tabelas 4.2 e 4.3, dias com EOA mais elevadas no MODIS quando comparado aos registros do AERONET, ou seja, valores que superestimam os encontrados pelo fotômetro, como é o caso dos dias 1 de setembro de 2009 (satélite TERRA) e 26 de novembro de 2009 (satélite AQUA). Esse fato de subestimação e/ou superestimação dos dados do sensor, quando comparados a outro instrumento de medidas atmosféricas, neste caso o AERONET, colabora com os resultados encontrados por Papadimas et al., 2009.

4.3 Verificação dos dias com picos de aerossóis sobre o OES

Como já discutido no anteriormente, a EOA representa uma medida da atenuação da radiação solar em toda a coluna atmosférica, aumentando essa atenuação quanto maior for o número de partículas nessa coluna. Portanto, eventos de queimadas da biomassa ou incêndios florestais, que emitem grande quantidade de material particulado para a atmosfera e compostos, como o CO_2 , H_2O , NO_x , SO_2 , CO , CH_4 (WYREPKOWSKI, 2008), aumentam a atenuação da radiação solar. Freitas et al. (2005) e Gouvello et al. (2010) utilizaram o modelo de emissão, reatividade química, transporte e deposição de gases e aerossóis CCATT (Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport) acoplado ao modelo atmosférico BRAMS (Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System), que é capaz de simular circulações atmosféricas em escalas hemisféricas até escalas de grandes turbilhões da camada limite planetária. Para isso, o Brasil foi dividido em 6 regiões, uma delas representando a parte sul do Brasil, constatando que, embora existam focos de queimadas nessa região, o impacto mais relevante nas variáveis meteorológicas é devido ao transporte das plumas da região Amazônica para a mesma. Segundo os autores, as queimadas que ocorrem na região da Amazônia e do Brasil Central produzem uma distribuição espacial de fumaça sobre uma extensa área, muito superior a área de origem, levadas através do transporte atmosférico de suas emissões, causando efeitos em escala local e afetando regionalmente a composição e propriedades físicas e químicas da atmosfera na América do

Sul e áreas oceânicas vizinhas, com potencial impacto em escala global. Artaxo et al. (2006) acrescenta ainda que as florestas e os cerrados brasileiros são regiões que praticam a queima de biomassa para o uso do solo e o uso da lenha como combustível, e que as áreas de plumas de queimadas de 5 a 8 milhões de quilômetros quadrados são bastante comuns durante os meses de Agosto, Setembro e Outubro.

Os meses que correspondem ao inverno no Hemisfério Sul, período de maior umidade do ar na região de São Martinho da Serra, é o mesmo período em que há uma diminuição da precipitação na região do Brasil Central e porção sul da Amazônia, aumentando a ocorrência de queimadas na região (GARCIA, 2005). Principalmente entre Agosto e Setembro, quando são registrados muitos focos de queimadas (PINTO, 2001), aliadas às condições climáticas favoráveis para o transporte de poluentes atmosféricos, plumas com alta concentração de contaminantes podem chegar ao estado do RS, em um intervalo de tempo de até 10 dias (AIRES; KIRCHHOFF, 2001; BOIAN; KIRCHHOFF, 2005).

Na região Sul do Brasil, uma de suas características no período de inverno é a entrada de sistemas frontais e atuação de centros de baixa pressão, onde é comum ocorrer uma organização da circulação atmosférica da Amazônia passar pela Bolívia, Paraguai, Mato Grosso do Sul chegando até a região Sul do Brasil, favorecendo com isso o transporte de CO, CO₂ e material particulado, originados de queimadas distantes do RS (AQUINO, 2010). Aires e Kirchhoff (2001) também verificaram isso, afirmando que as parcelas de ar provenientes do Oceano Atlântico entram no continente brasileiro pela região nordeste e passam por regiões de queimadas (Tocantins, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul) e deixam o continente pela região sul-sudeste, devido, em parte, da barreira topográfica natural (Cordilheira dos Andes) e em parte pela força do Anticiclone atmosférico. Esse corredor de circulação de massas de ar (Oceano Atlântico - Região Central do Brasil - Região Sul - Oceano Atlântico) ao passar por regiões de queimadas são enriquecidas por contaminantes dessas emissões locais, sendo transportados para outras regiões do Brasil. Para a região do Sul de Goiás e Norte do Mato Grosso do Sul, áreas com menos queimadas que o Norte de Mato Grosso, verificou uma injeção de até 70% do valor local observado de CO e na região do Paraná quase 50% do valor observado localmente de CO é trazido via transporte Aires e Kirchhoff (2001).

Para verificar tal afirmação, foram selecionados alguns dos dias que apresentaram picos de aerossóis para o Município de São Martinho da Serra, RS, registrados pelo Brewer. Foram geradas imagens de satélite, através do aplicativo GIOVANNI (desenvolvido e mantido pela NASA) identificando plumas contendo aerossóis, provenientes de queimadas na região central do Brasil e países vizinhos; imagens de focos de calor na América do Sul

através dos satélites da NOAA e imagens das trajetórias de massas de ar, através do modelo HYSPLIT da NOAA; para os dias que antecederam os eventuais picos de aerossóis no OES. Estas imagens foram utilizadas como complementação de análise.

A Figura 4.12 demonstra os focos de queima do dia 3 ao dia 6 de setembro de 2007, pelo satélite NOAA 15, identificados poucos registros no Estado do RS nesse período, nenhum foco no dia 3, 12 no dia 4, 2 no dia 5 e nenhum no dia 6. Porém, podem ser verificadas quantidades expressivas de focos de queima em algumas regiões brasileiras, como nos Estados do Maranhão, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Pará e Tocantins, sendo que alguns apresentam mais de 1000 focos de queima por dia, além dos focos em países como Argentina, Bolívia e Paraguai. No dia 6 de setembro de 2007 foram registradas, pelo Espectrofotômetro Brewer, elevadas EOA, com valores de 1,9 nos cinco comprimentos de onda operados pelo equipamento, para o período da tarde. Também foi registrado pelo sensor MODIS um valor de Espessura Óptica de Aerossol mais baixo que do Brewer, de 0,8 no $\lambda = 550$ nm do satélite AQUA (horário de passagem as 13:30 horas), mesmo assim, elevado para São Martinho.

Através do aplicativo GIOVANNI, imagens foram geradas para o dia 6 de setembro de 2007 e dias anteriores, servindo como complementação na análise, Figura 4.13. Na Figura 4.13, pode ser visualizada claramente uma grande área coberta por partículas de aerossóis, proveniente provavelmente de queimadas na região central do Brasil países vizinhos, chegando ao Estado Rio Grande do Sul, onde se encontra o OES. Através da escala de cores do aplicativo GIOVANNI, variando de 0,1 (EOA baixa - coloração mais clara) a 0,9 (EOA alta - coloração mais escura), percebe-se elevadas EOA (06/09/2007) na região do OES e também baixas EOA (03/09/2007) na maior parte do Estado.

A trajetória retroativa de massa de ar gerada para o dia 6 de setembro de 2007 pelo modelo HYSPLIT é mostrada na Figura 4.14, onde se verifica que a mesma é proveniente da região central do Brasil e que passa pelo Paraguai e parte da Argentina, somando com isso, mais poluentes atmosféricos emitidos da queima da biomassa desses países.

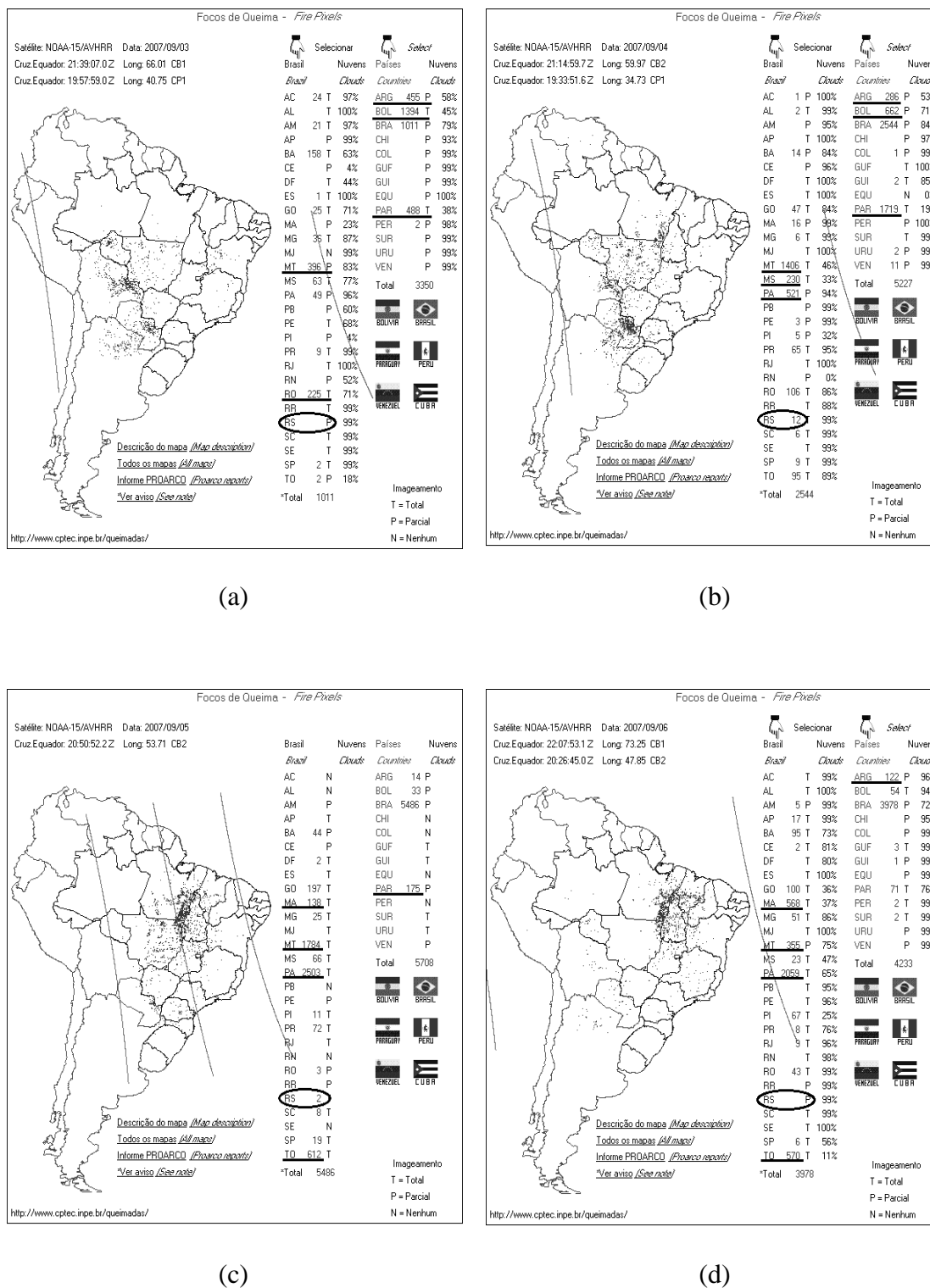


Figura 4.12 - Focos de queima na América do Sul. (a) 03/09/2007; (b) 04/09/2007; (c) 05/09/2007; (d) 06/09/2007. Imagem do satélite NOAA 15 da NASA.

Fonte: Queimadas - monitoramento de focos (INPE, 2011a).

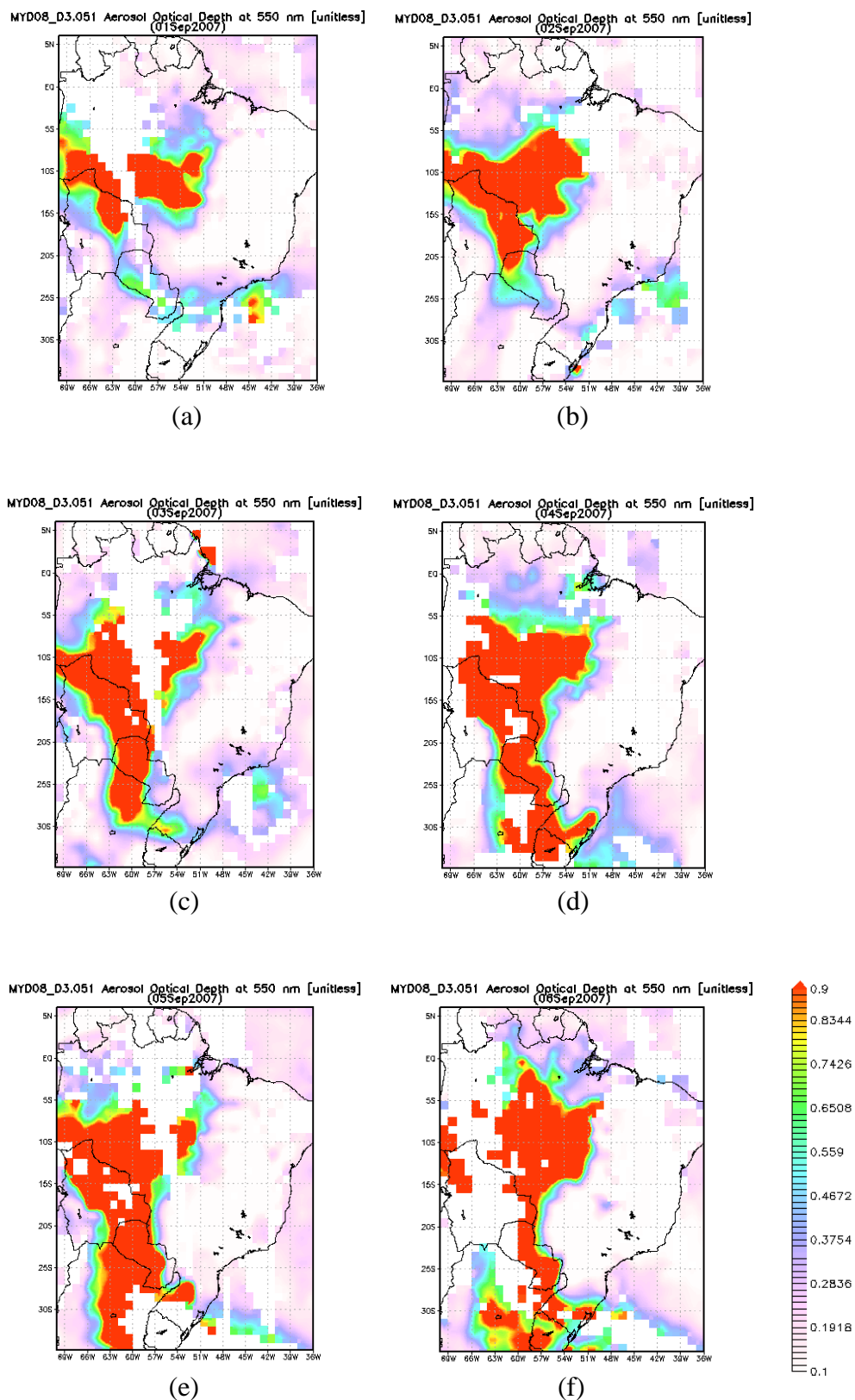


Figura 4.13 - Imagens da Espessura Óptica de Aerossol a 550 nm, do sensor MODIS – satélite AQUA, geradas pelo aplicativo GIOVANNI. (a) 01/09/2007; (b) 02/09/2007; (c) 03/09/2007; (d) 04/09/2007; (e) 05/09/2007; (f) 06/09/2007.

Fonte: GIOVANNI: The Bridge Between Data and Science (NASA, 2011c).

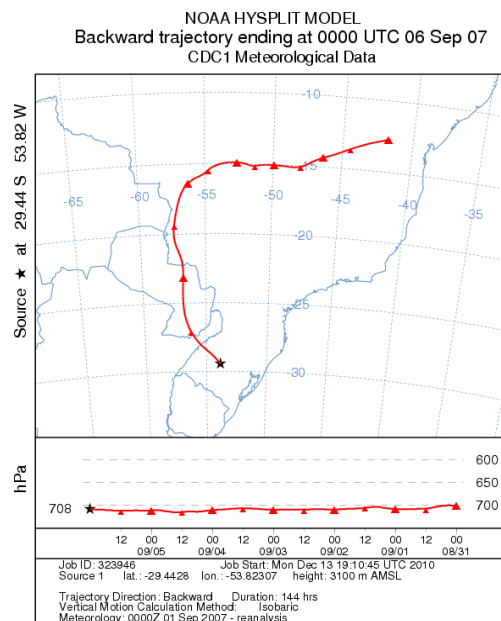


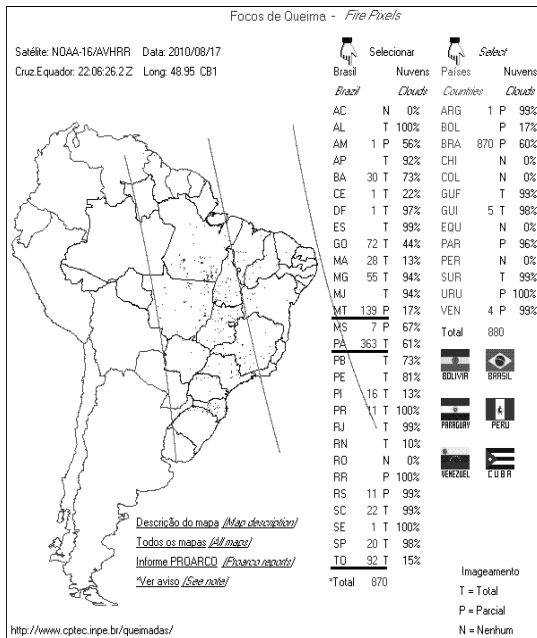
Figura 4.14 - Trajetória retroativa de massa de ar sobre o Observatório Espacial do Sul para os dias anteriores ao dia 06/09/2007 a 700 hPa pelo modelo HYSPLIT da NOAA.

Fonte: Air Sources Laboratory (DRAXLER; ROLPH, 2010).

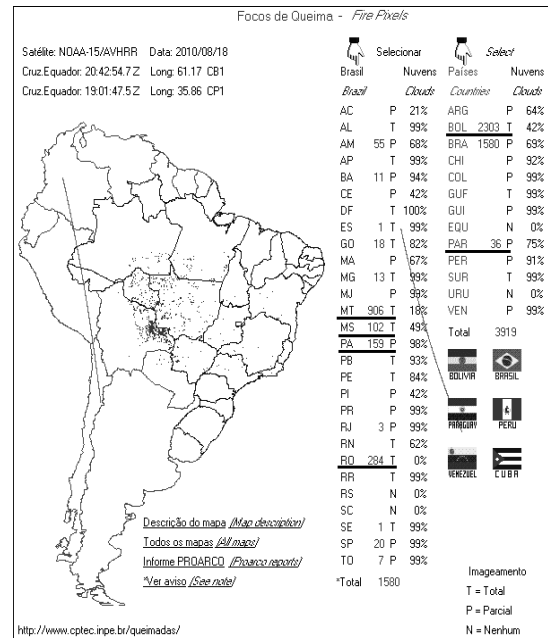
Através das Figuras 4.12, 4.13 e 4.14, onde são identificados muitos focos de queima de biomassa na região central do Brasil e nos países que fazem fronteira com o mesmo (Bolívia, Argentina e Paraguai), em que foi verificando também o deslocamento de plumas de partículas provenientes dessas queimadas (aplicativo GIOVANNI) e as trajetórias de massas de ar (modelo HYSPLIT), constata-se que as leituras realizadas pelo Espectrofotômetro Brewer de São Martinho da Serra, RS, estão sendo influenciadas por partículas emitidas de queimadas trazidas de outras regiões. Boian e Kirchhoff (2005) também constataram este fato, por meio de comparações entre a razão de monóxido de carbono (CO), imagens de satélite e modelo de trajetórias de massas de ar, através de medidas de avião sobre as regiões Nordeste, Centro-oeste e Sul, de que regiões com ar relativamente mais limpo haviam sido fortemente afetadas pelo transporte de CO, emitido de queimadas de outras regiões do Brasil.

Como forma de comprovação e confiabilidade de que as leituras elevadas de EOA sobre o OES estão sendo influenciadas por poluentes de queimadas trazidos por massas de ar distante da região de estudo, foram selecionados outros dias que apresentaram eventuais picos de aerossóis sobre São Martinho da Serra. Nos dias 19 e 22 de Agosto de 2010, foram registradas EOA acima de 1,0, tanto pelo sensor MODIS do satélite Terra (horário de passagem as 10:30 horas) como pelo fotômetro CIMEL do AERONET (Tabela 4.2). Tem-se

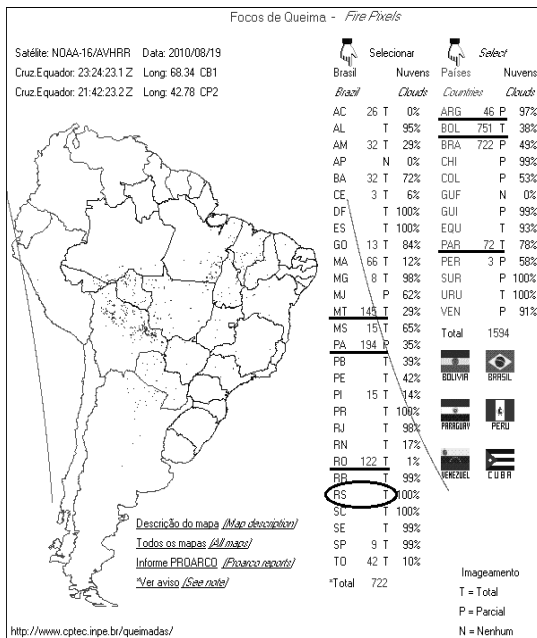
na Figura 4.15 os focos de queima na América do Sul para os dias 19 e 22 de Agosto de 2010 e dias anteriores, registrados pelo satélite NOAA 15 e 16.



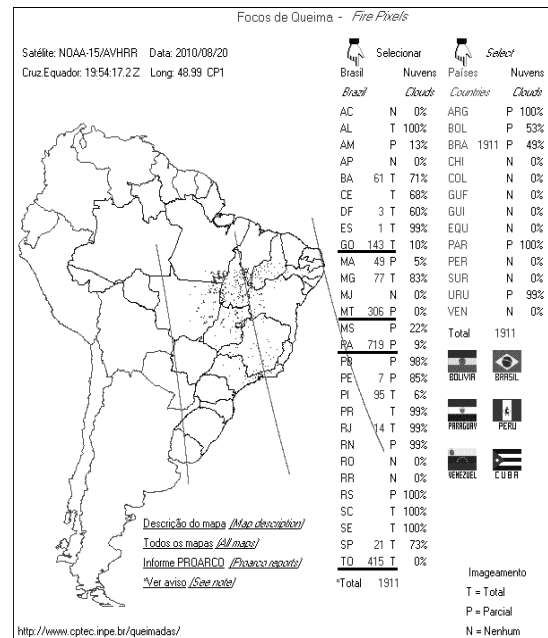
(a)



(b)



(c)



(d)

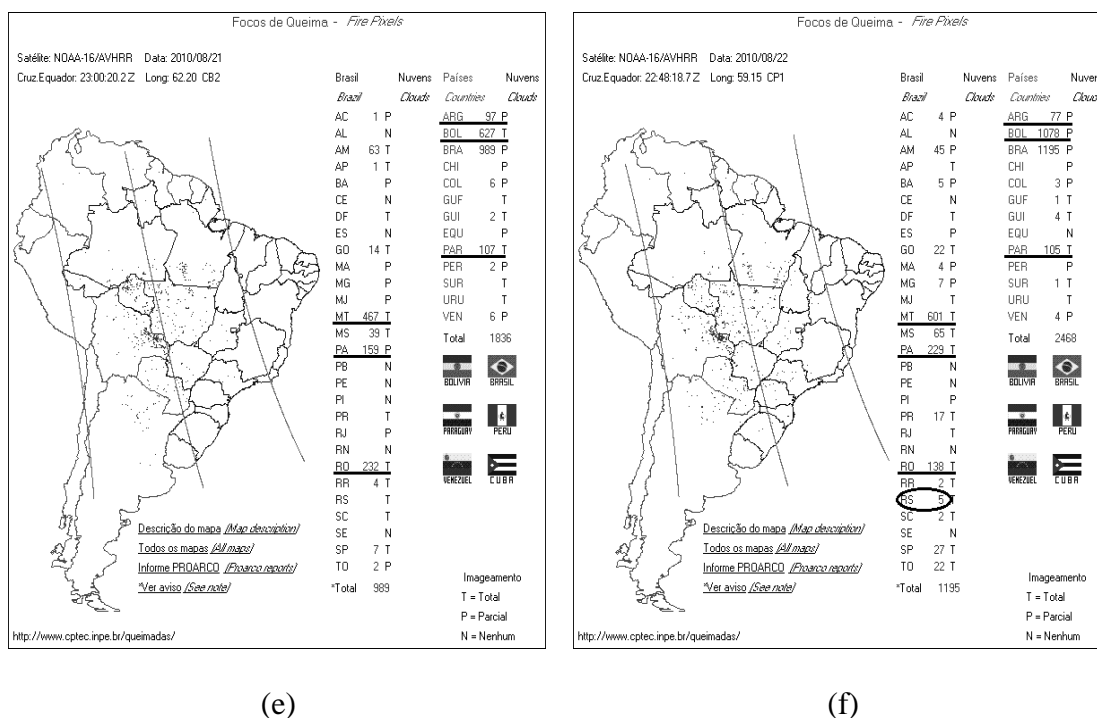


Figura 4.15 – Focos de queima na América do Sul. (a) 17/08/2010; (b) 18/08/2010; (c) 19/08/2010; (d) 20/08/2010; (e) 21/08/2010; (f) 22/08/2010. Imagem do satélite NOAA 15 da NASA.

Fonte: Queimadas - monitoramento de focos (INPE, 2011a).

Identificam-se (Figura 4.15), novamente, muitos focos de queima na região central do Brasil como também na Bolívia, Paraguai e Argentina, lembrando que Agosto é um dos meses com maiores registros de focos de queima no Brasil (ARTAXO et al., 2006). No RS, não houve focos no dia 19, mas foi identificado 5 focos no dia 22 (dia com pico de aerossol sobre o OES), destacando, portanto, que as elevadas EOA registradas pelos equipamentos de monitoramento de São Martinho da Serra, podem estar sendo influenciadas por plumas contendo material de queimadas vindas de regiões distantes. A partir das imagens geradas pelo aplicativo GIOVANNI (Figura 4.16), pode ser visualizado o caminho percorrido pelas plumas contendo poluentes atmosféricos, utilizando como parâmetro de análise as EOA no $\lambda = 550$ nm. Tem-se, portanto, na Figura 4.16 as EOA do dia 17 ao dia 22 de Agosto de 2010, ou seja, 2 dias antes do pico registrado no dia 19/08/2010 e 5 dias antes do pico do dia 22/09/2010, concluindo, portanto, que em um intervalo de tempo de 6 dias as plumas contendo altas concentrações de contaminantes chegaram ao RS, mas dependendo das condições atmosféricas esse intervalo poderá ser um pouco maior, da ordem de até 10 dias, que também é considerado um intervalo curto (AIRES; KIRCHHOFF, 2001).

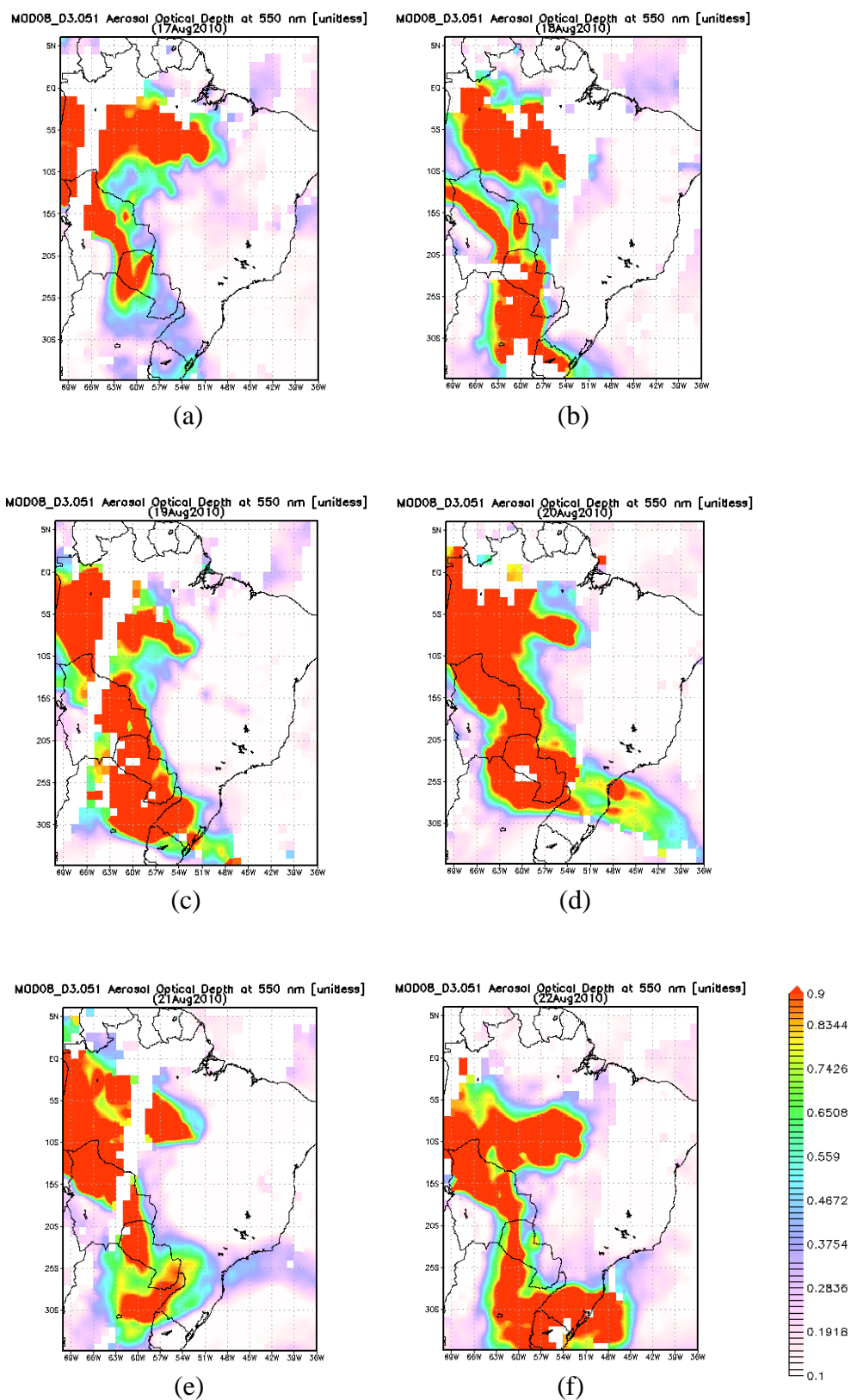


Figura 4.16 - Imagens da Espessura Óptica de Aerossol a 550 nm, do sensor MODIS – satélite TERRA, geradas pelo aplicativo GIOVANNI. (a) 17/08/2010; (b) 18/08/2010; (c) 19/08/2010; (d) 20/08/2010; (e) 21/08/2010; (f) 22/08/2010.

Fonte: GIOVANNI: The Bridge Between Data and Science (NASA, 2011c).

A trajetória retroativa de massa de ar para o dia 22 de Agosto de 2010 é mostrada na Figura 4.17, onde pode ser visualizado o trajeto contrário da massa de ar entre 2,5 e 3 km acima do nível do solo (AGL – Above Ground Level) de 6 dias anteriores ao da data selecionada. Salienta-se aqui ao fato da existência de um “corredor de circulação de massas de ar” que segue da região central para o Sul do Brasil, em baixas altitudes (cerca de 0 a 4 km) (AIRES; KIRCHHOFF, 2001). Um fato a ser considerado é que durante o percurso dessa massa de ar, Estados como Rondônia, Mato Grosso, Pará, entre outros, além da Bolívia, Paraguai e parte da Argentina, contribuem com a adição de poluentes à mesma, através de queimadas locais. Comprova-se, portanto, que as EOA são influenciadas por contaminantes vindos de regiões distantes do OES, principalmente durante o período de inverno no Hemisfério Sul, onde ocorre o aumento de queimadas no Brasil e a organização da circulação atmosférica que da Amazônia passa alguns estados da região central do Brasil e por países que fazem fronteira com o mesmo, chegando até o Rio Grande do Sul (AQUINO, 2010).

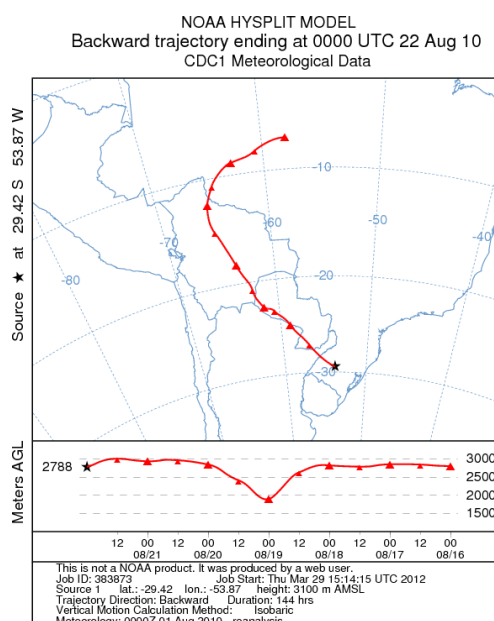
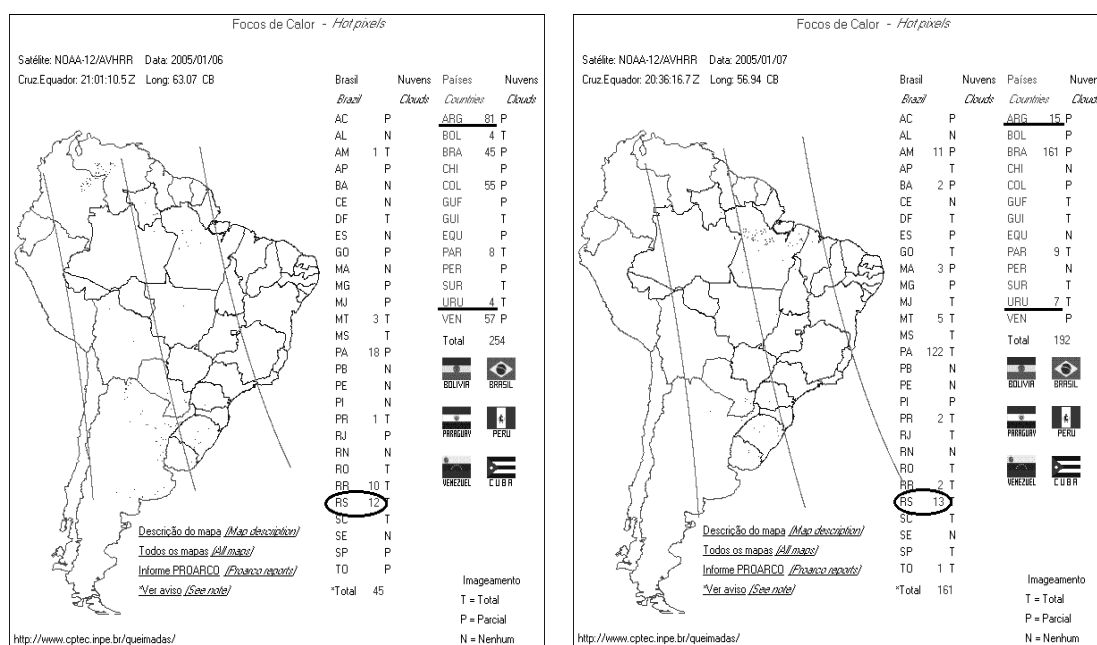


Figura 4.17 - Trajetória retroativa de massa de ar sobre o Observatório Espacial do Sul para o dia 22 de Agosto de 2010, entre 2,5 e 3 km acima do nível do solo (AGL – Above Ground Level) pelo modelo HYSPLIT da NOAA.

Fonte: Air Sources Laboratory (DRAXLER; ROLPH, 2010).

As ocorrências de picos nos meses de verão, em São Martinho da Serra, podem ser atribuídas a eventos de queimadas regionais (plantio e renovação do solo, variando conforme as características agrícolas locais), período característico de novembro a fevereiro no RS (CARBONE et al., 2006b). Como o OES está localizado numa área agrícola, sem muita influência direta de fontes antrópicas nas EOA da região, picos de aerossóis para este período podem estar associados às queimadas locais. Tem-se nas Figuras 4.18 e 4.19, focos de calor na América do Sul pelo satélite NOAA, e a trajetória de massa de ar pelo modelo HYSPLIT - NOAA, para o dia 7 de janeiro de 2005, com EOA de 0,41; 0,41; 0,37; 0,38; 0,37 para os comprimentos de onda de 306.3; 310.1; 313.5; 316.8; 320.1 nm, no período da tarde respectivamente. A partir da Figura 4.18, onde foram identificados 12 focos de calor para o RS no dia 6 de janeiro e 13 focos no dia 7 de janeiro, pode-se afirmar que o estado possui um número de focos de calor expressivo, mas que a região pode estar sendo afetada também por partículas provenientes de queimadas de países vizinhos, pelo fato da trajetória de massa de ar, para dias anteriores, passar pelo Uruguai e Argentina, Figura 4.19, que registraram 4 e 81 focos de calor no dia 6 de janeiro, e 15 e 7 focos de calor no dia 7 de janeiro, respectivamente.



(a)

(b)

Figura 4.18 - Focos de calor na América do Sul. (a) 6 de janeiro de 2005; (b) 7 de janeiro de 2005. Imagem do Satélite NOAA 12 da NASA.

Fonte: Queimadas - monitoramento de focos (INPE, 2011a).

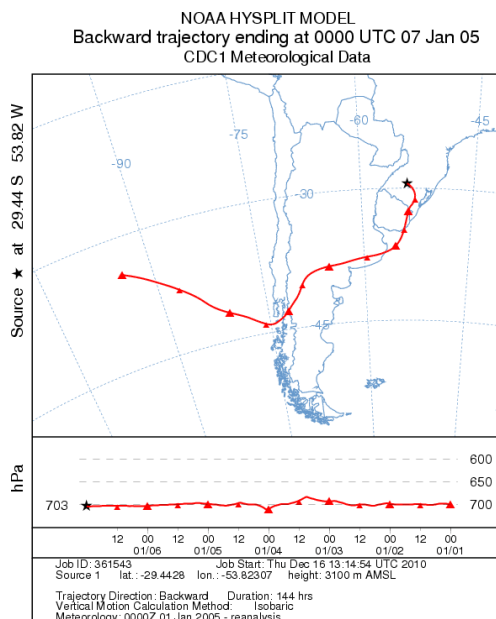


Figura 4.19 - Trajetória retroativa da massa de ar sobre o Observatório Espacial do Sul para os dias anteriores ao dia 07/01/2005 a 700 hPa pelo modelo HYSPLIT da NOAA.

Fonte: Air Sources Laboratory (DRAXLER; ROLPH, 2010).

4.4 Comportamento das EOA de São Martinho da Serra em Contraste com São Paulo

As EOA calculadas pelo Método de Langley sobre São Martinho da Serra, dados obtidos do Espectrofotômetro Brewer, foram comparados aos dados do fotômetro solar da rede de monitoramento AERONET do prédio Pelletron (Instituto de Física da USP, São Paulo), Figura 4.20. Para essa comparação, foram trabalhados dias iguais com registros de EOA, no período da manhã e tarde, de ambos os equipamentos.

Na Figura 4.21 são fornecidos os valores absolutos dos aerossóis para São Martinho da Serra e São Paulo, em 2003, 2004, 2006 e 2007, anos estes escolhidos devido à quantidade de registros e a validação dos dados nestes períodos disponíveis, motivo este que o ano de 2005 ficou fora da análise por apresentar poucos registros de EOA. Sabendo-se que tanto o Brewer como o fotômetro solar AERONET operam em diferentes λ , foram utilizados aqui somente valores de EOA no λ de 320,1 nm (da estação do OES) e no λ de 340 nm (do sito do AERONET de São Paulo). Os dados adquiridos do instrumento AERONET de São Paulo são do nível 2.0, ou seja, além da eliminação de contaminação por nuvens, são analisados aspectos referentes ao desempenho do radiômetro e da calibração do instrumento. Estes dados

são considerados de máxima qualidade, não são disponibilizados em tempo real, podendo demorar entre alguns meses a um ano, possuindo assim uma menor cobertura temporal de dados disponíveis, referente ao intervalo de tempo adequado para a análise (SIQUEIRA, 2008; VERGARA, 2010).

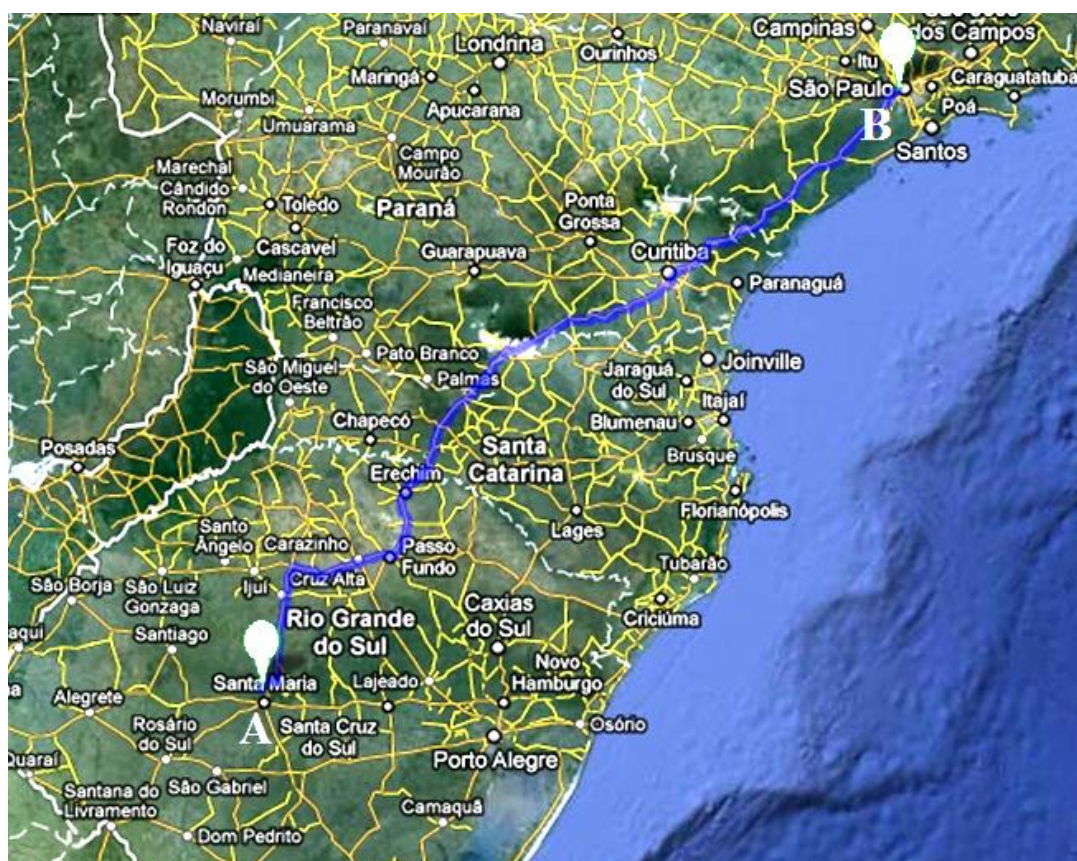
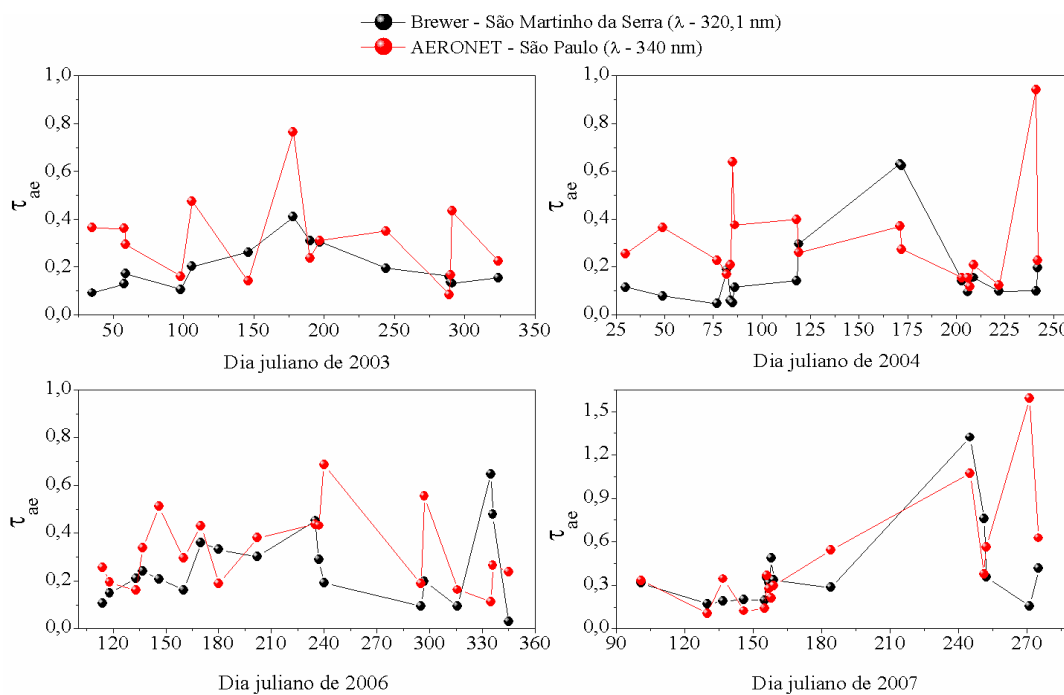
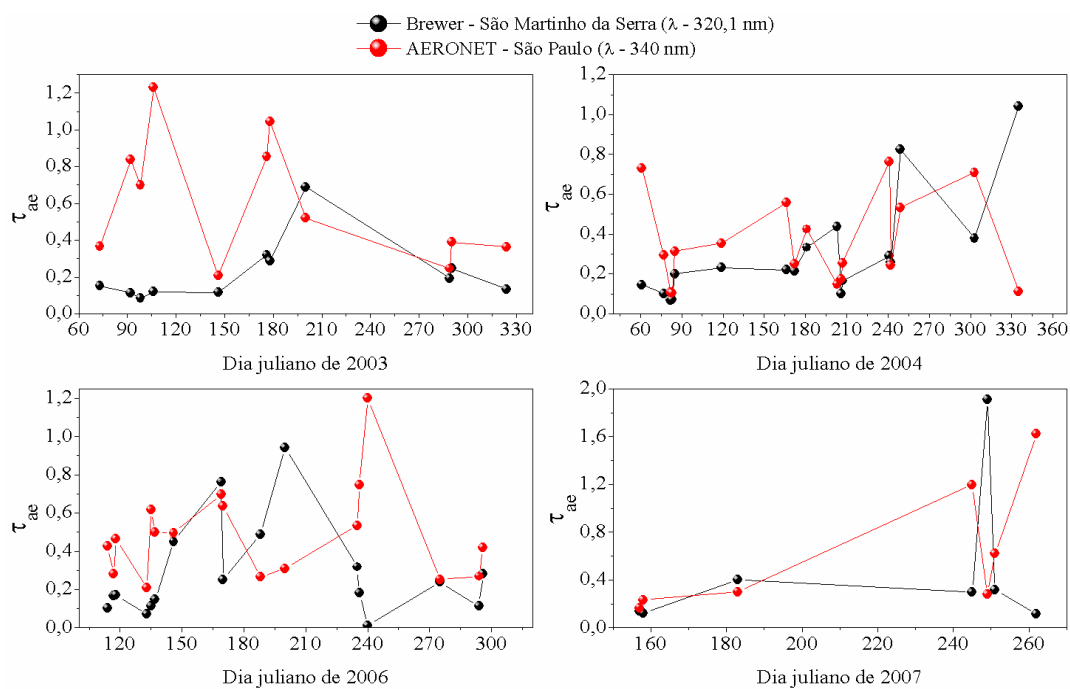


Figura 4.20 - Localização dos pontos de coleta dos dados das espessuras ópticas de aerossóis. (A) Observatório Espacial do Sul, São Martinho da Serra, RS; (B) Sítio da AERONET no Instituto de Física da USP, São Paulo.

Fonte: Imagem gerada no Google Earth.



(a)



(b)

Figura 4.21 - Espessuras ópticas de aerossóis do Espectrofotômetro Brewer, São Martinho da Serra (linha preta), comparadas com o fotômetro solar do AERONET (nível 2.0), São Paulo (linha vermelha), em 2003, 2004, 2006 e 2007. (a) período da manhã; (b) período da tarde.

Como pode ser identificado na Figura 4.21, os dados de τ_{ae} foram separados com relação aos anos trabalhados para facilitar a visualização do valor das EOA entre as localidades. Através dos valores absolutos obtidos (comparação das EOA em períodos iguais dos equipamentos), nota-se que São Paulo apresenta, no geral, valores mais elevados quando comparados com São Martinho da Serra. Este resultado já era esperado, por se tratar de uma região industrial, ou seja, uma grande área rodeada por inúmeras atividades que possam introduzir poluentes atmosféricos, além deste possuir características geográficas e climáticas desfavoráveis para a dispersão dos poluentes (NASCIMENTO, 2010). Portanto, este fato podem justificar os registros elevados de EOA do sítio do AERONET de São Paulo em comparação aos registros do OES de São Martinho da Serra, que se encontra em uma área rural longe de grandes centros industriais.

Alguns registros do Brewer (São Martinho da Serra, RS) apresentaram EOA mais elevadas que do AERONET (IF-USP, SP), compreendendo os dias Juliano entre 150 e 250, meses de Junho a Agosto. Com exceção dos anos de 2006 (período da manhã) e 2004 (período da tarde), onde as elevadas EOA registradas pelo Brewer compreenderam os dias Juliano entre 330 a 360, meses de Novembro e Dezembro (Figura 4.21). Este fato corrobora com os resultados encontrados anteriormente, já discutidos no item 4.3, em que foram encontradas EOA elevadas para o OES provenientes de fontes de material particulado emitidos de queimadas tanto locais e regionais (Novembro e Dezembro) como de fora da região de São Martinho da Serra (mês de Agosto como um dos períodos de maior índice de queimadas na região central do Brasil). Já os meses de Junho e Julho, onde foram identificados alguns registros diários de EOA mais elevados no OES do que em São Paulo, é justificado pela umidade do ar ser elevada para região rural de São Martinho, referente a estação de inverno onde ocorre a formação de nevoeiro que é registrado pelo Brewer.

Na tentativa de mostrar o comportamento das EOA ao longo dia, fornecidos pelo AERONET de São Paulo e Brewer de São Martinho da Serra, foram analisados 28 dias com leituras entre 2003 a 2007, com exceção do ano de 2005 devido aos poucos dados disponibilizados (Figura 4.22). Nota-se que na maioria dos dias analisados para São Paulo, as τ_{ae} mostram-se mais elevadas no turno da tarde que no turno da manhã, contrariando os resultados de Lucca e Emmert (2005) que realizaram um estudo no período de maio a junho de 2004. Eles encontraram EOA no IF-USP, pela manhã e na hora do almoço, que variaram entre 0,25 e 0,40, e à tarde, entre 0,20 e 0,30 ($\lambda = 610$ nm), lembrando que quanto menor o comprimento de onda maior a EOA, motivo este que as EOA da Figura 4.21 são mais elevadas que a de Lucca e Emmert (2005). Os autores comentam que uma hipótese da

diminuição das EOA à tarde, é que nesse período ocorre um avanço da brisa marítima sobre a cidade de São Paulo, aumentando a umidade relativa do ar, que pode causar o aumento de tamanho dos aerossóis pela adsorção de água. Porém essa mesma brisa também seria responsável pela dispersão das partículas suspensas no ar, o que poderia causar uma diminuição da EOA.

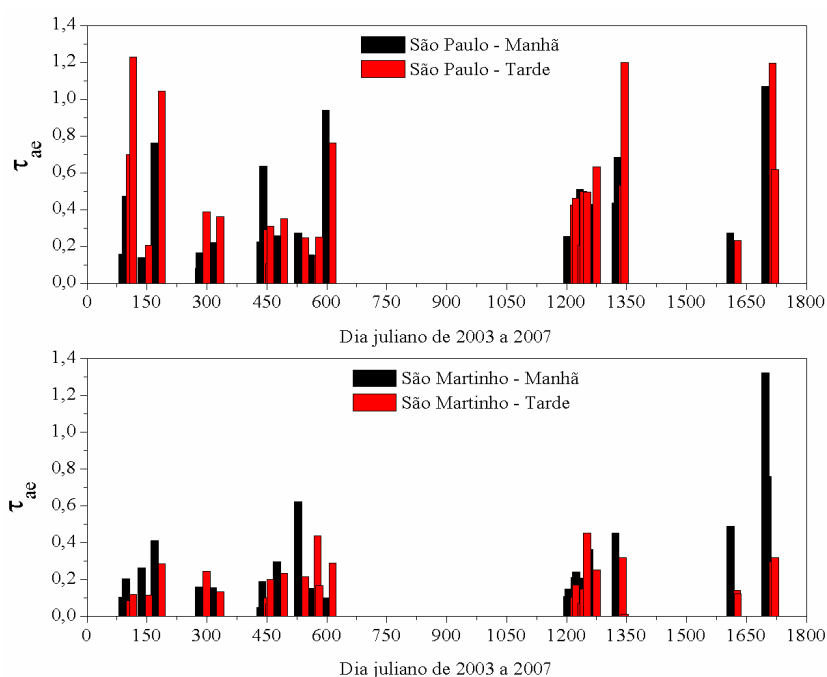
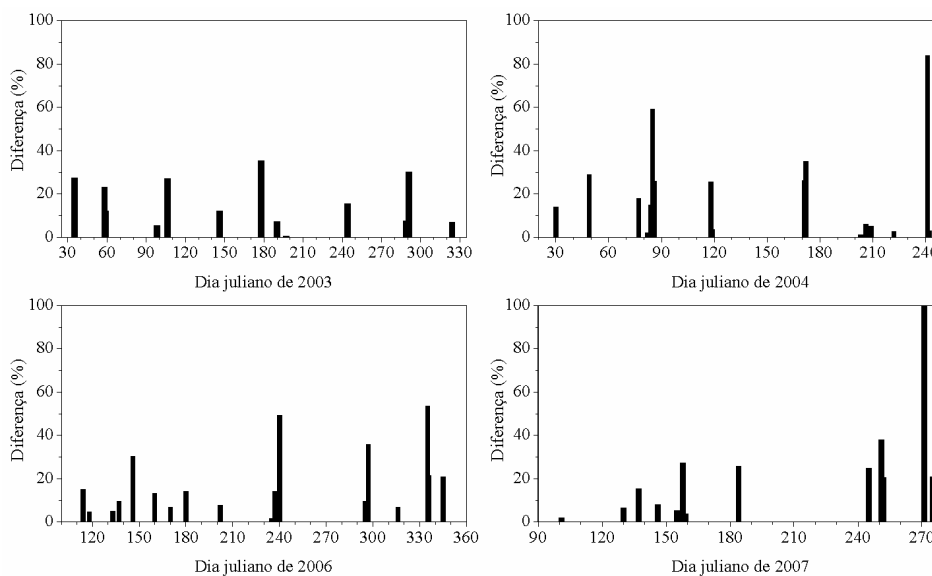


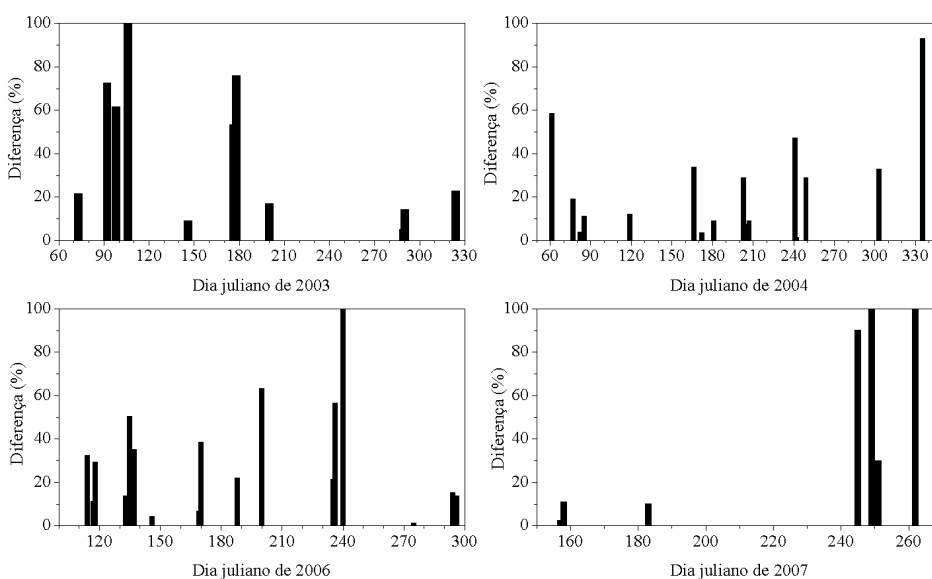
Figura 4.22 - Espessuras Ópticas de Aerossóis, medidas a partir do Espectrofotômetro Brewer ($\lambda - 320,1 \text{ nm}$) e do sítio AERONET de São Paulo ($\lambda - 340 \text{ nm}$), nos turnos da manhã e tarde, nos anos de 2003, 2004, 2006 e 2007.

Quando se observa as espessuras de São Martinho (Figura 4.22), pode ser identificado um comportamento oposto ao do sítio de São Paulo, ou seja, as τ_{ac} apresentam valores menores à tarde do que na manhã. Ressalta-se aqui um curto período de dados analisados para estas interpretações e que para haver a possibilidade de averiguar o comportamento dos aerossóis ao longo do dia, é necessário avaliar um período mais longo de dados.

Para melhor distinção entre os valores destes dois sítios de monitoramento, foi determinada a diferença percentual (EOA do Brewer São Martinho da Serra – EOA do AERONET São Paulo), nos anos de 2003, 2004, 2006 e 2007, Figura 4.23.



(a)



(b)

Figura 4.23 - Diferença percentual dos valores absolutos das espessuras ópticas de aerossóis entre o sítio do Brewer, São Martinho da Serra, e o sítio do AERONET, São Paulo, nos anos de 2003, 2004, 2006 e 2007. (a) período da manhã; (b) período da tarde.

Os valores das diferenças entre os equipamentos foram determinados em módulo, motivo pelo qual todos seus valores são positivos.

De um total de 65 (sessenta e cinco) dias avaliados com registros de EOA, no período da manhã (Figura 4.23a), 15 (quinze) apresentaram valores abaixo dos 5%, 27 (vinte e sete) na faixa entre 5% e 20% e, 23 (vinte e três) acima dos 20%. No período da tarde, Figura

4.23b, foram avaliados 52 (cinquenta e dois) dias de leituras de ambos os aparelhos: 8 (oito) dias ficaram abaixo dos 5% de diferença, 17 (dezesete) na faixa entre os 5% e os 20%, e 27 (vinte e sete) acima dos 20% de diferença, sendo que desses 27 dias alguns valores possuem diferenças que ultrapassam os 100%. É evidente a discrepância dos resultados de EOA quando observado as diferenças nas leituras entre o Brewer de São Martinho da Serra com o AERONET de São Paulo, Figura 4.23. Com base nestas discrepâncias, pode-se dizer, portanto, que uma área urbana pode afetar de maneira notória as leituras de EOA. Eck et al. (1999) contribuem com tal afirmação dizendo que a poluição emitida por diversas fontes antrópicas (processos industriais, geração de energia e a queima de combustíveis fósseis para o transporte veicular) podem influenciar muito nas leituras de EOA, e que essas fontes variam de acordo com os tipos de atividades da região. Entretanto, não se pode afirmar aqui que os elevados valores das EOA de São Paulo são apenas de fontes poluidoras da cidade, pois neste trabalho a região do sítio da AERONET de São Paulo não foi analisada criteriosamente.

Castanho (1999) e Castanho e Artaxo (2001) realizaram um estudo detalhado das fontes de emissão de aerossóis em duas campanhas de amostragem, durante o inverno e verão, na área metropolitana fortemente poluída de São Paulo, constatando que as principais fontes de poluição (fração de material fino) da região são provenientes dos motores de veículos (28% no inverno e 24% no verão do $PM_{2,5}$ - Material Particulado com $D_p < 2,5 \mu m$) e a poeira ressuspensa do solo (25% e 30%); seguido por componentes de sulfato, formados a partir do SO_2 , emitido por veículos e processos industriais (23% e 17%); fontes de combustão de óleo (18% e 21%) e emissões industriais (5% no inverno e 6% no verão do $PM_{2,5}$). A principal diferença entre o período de inverno e verão, está na concentração de particulados que é maior durante o inverno, quando as condições para a dispersão dos poluentes são mais desfavoráveis (CASTANHO, 2005). Castanho (1999) também identificou que a fração de material grosso ($D_p > 2,5 \mu m$) é constituída por ressuspensão do solo com 75% e 78% da massa deste material; fonte industrial com 16% e 14% (elementos Pb, Zn, V, Ni, Cu, S) e partículas marinhas com 11% no inverno e 6% no verão.

Albuquerque e Andrade (2004) também realizaram uma campanha experimental para amostragem do aerossol atmosférico na Região Metropolitana de São Paulo, no período de inverno. Neste estudo foram identificadas concentrações elevadas dos elementos derivados do solo (Al, Si, Ti, Ca, Fe, Mn). Também encontraram partículas de origem antrópica (V e Ni), produtos da queima de óleo e combustível a diesel; de processos de combustão (S); o Mn e Pb, que podem estar relacionados a emissões de processos industriais; Zn e Pb, podem ser emitidos dos incineradores de lixo; Fe e Zn, associados à moda grossa, mas quando aparecem

na fina são provenientes de processos de combustão. Lucca e Emmert (2005) mediram a EOA na cidade de São Paulo e em outras cidades periféricas, com a utilização de fotômetros didáticos, fazendo a calibração dos mesmos com o fotômetro da AERONET da NASA. Os autores constataram que nas cidades analisadas, a EOA diminui à medida que aumentou a distância em relação à cidade de São Paulo, o que pode indicar que há uma menor quantidade de aerossóis na atmosfera das cidades periféricas e com isso um ar menos poluído. Também verificaram que, quanto maior o período sem chuvas, maior era o valor de EOA nas cidades.

Na Tabela 4.4 são mostrados os dias com EOA mais elevadas para o OES, quando comparadas aos dados do sítio do AERONET de São Paulo, no período da manhã.

Tabela 4.4 - Leitura das espessuras ópticas de aerossóis (τ_{ae}) entre o Espectrofotômetro Brewer (320,1 nm) do Observatório Espacial do Sul (OES) e o fotômetro da AERONET (340 nm) de São Paulo (SP), período da manhã.

Dia juliano	Data	τ_{ae} (nm)		Diferença
		Brewer - OES	AERONET - SP	
146	26/5/2003	0,26	0,14	0,12
190	09/7/2003	0,31	0,23	0,08
289	16/10/2003	0,16	0,08	0,08
82	22/3/2004	0,19	0,16	0,03
171	19/6/2004*	0,63	0,36	0,27
172	20/6/2004*	0,62	0,27	0,35
207	25/7/2004	0,15	0,11	0,04
133	13/05/2006	0,21	0,16	0,05
180	29/06/2006	0,33	0,19	0,14
235	23/08/2006	0,45	0,44	0,01
335	01/12/2006*	0,65	0,11	0,54
336	02/12/2006	0,48	0,26	0,22
130	10/05/2007	0,17	0,11	0,06
146	26/05/2007	0,20	0,12	0,08
155	04/06/2007	0,19	0,14	0,05
157	06/06/2007	0,31	0,27	0,04
158	07/06/2007	0,49	0,21	0,28
159	08/06/2007	0,33	0,30	0,03
245	02/09/2007*	1,32	1,07	0,25
251	08/09/2007*	0,76	0,38	0,38

* Dias com Espessuras Ópticas de Aerossóis muito elevadas para o OES.

Dos 65 (sessenta e cinco) dias avaliados para o período da manhã (Tabela 4.4), 20 (vinte) apresentaram maiores leituras para o sítio do OES do que para o sítio da AERONET de São Paulo, sendo que alguns destes como 19 e 20 de junho de 2004, 1 de dezembro de 2006 e 2 e 8 de setembro de 2007 apresentaram τ_{ae} elevadíssimas para o OES, espessuras que ficaram acima de 0,6. Já na Tabela 4.5 são mostrados os dias com EOA mais elevadas para o OES do que para o sítio da AERONET de São Paulo, no período da tarde. Como pode ser observado, no período da tarde (Tabela 4.5), foram avaliados 52 (cinquenta e dois) dias, 9 (nove) desses dias apresentaram valores mais altos para o OES do que para São Paulo, sendo que os dias 5 de setembro e 30 de novembro de 2004, 18 de junho e 19 de julho de 2006, e 6 de setembro de 2007, apresentaram valores de τ_{ae} bastante elevados para OES, variando de 0,75 a 1,05.

Tabela 4.5 - Leitura das espessuras ópticas de aerossóis (τ_{ae}) entre o Espectrofotômetro Brewer (320,1 nm) do Observatório Espacial do Sul (OES) e do fotômetro da AERONET (340 nm) de São Paulo (SP), período da tarde.

Dia juliano	Data	τ_{ae} (nm)		Diferença
		Brewer (OES)	AERONET (SP)	
203	21/07/2004	0,44	0,15	0,29
242	29/08/2004	0,26	0,24	0,02
249	05/09/2004*	0,82	0,53	0,29
335	30/11/2004*	1,04	0,11	0,93
169	18/06/2006*	0,76	0,70	0,06
188	07/07/2006	0,49	0,27	0,22
200	19/07/2006*	0,94	0,31	0,63
183	02/07/2007	0,40	0,30	0,1
249	06/09/2007*	1,91	0,28	1,63

* Dias com Espessuras Ópticas de Aerossóis muito elevadas para o OES.

Como visto no item 4.1, as elevadas EOA no período da manhã podem estar sendo influenciadas pela alta umidade relativa do ar (formação de nevoeiro) na região do OES, assim como contribuições de queimadas locais e regionais. Já no período da tarde, em que a umidade diminui ao longo do dia, as elevadas espessuras de aerossóis podem ser atribuídas às emissões de incêndios ou queimadas florestais, aliadas as condições climáticas favoráveis

para o transporte dessas partículas a longas distâncias, que podem atingir o OES. Apesar de São Paulo ser uma área de constante crescimento e de fortes influências industriais, suas EOA elevadas não podem ser apenas atribuída a poluição local, como identificado por Mariano et al. (2010a) em seu estudo sobre a entrada de plumas de queimadas de biomassa na área de São Paulo. Em outros trabalhos de Mariano et al. (2009, 2010b), através do sensoriamento remoto à laser (LIDAR) e fotômetro solar da AERONET, em que encontraram grande quantidade de aerossóis de fração fina em relação à fração grossa, um indicativo do transporte desse tipo de material na atmosfera livre, possivelmente devido a entrada de plumas de queimadas na atmosfera livre. Os autores comentam que, partículas da queima de biomassa existentes em diversas regiões da América do Sul, podem ser transportadas para São Paulo. Apesar da influência de fontes remotas, a contribuição de fontes locais para a concentração do material particulado presente na atmosfera de São Paulo é dominante ao longo do ano (CASTANHO; ARTAXO, 2001).

Cheymol et al. (2009) realizaram sete intercomparações das EOA, a partir do método de Langley, obtidos pelo Espectrofotômetro Brewer em 320,1 nm e pelo fotômetro da AERONET em 340 ou 440 nm, com o objetivo de validar os dados deste equipamento que realiza medições no UV-B (Espectrofotômetro Brewer). De acordo com os autores, somente os instrumentos que possuem a mesma localização podem ser utilizados para validar o método de Langley a partir do Brewer, em que todos os coeficientes de correlação ficaram acima 0,82; no caso dos instrumentos não pertencerem às mesmas localidades, como em Hong Kong na China, onde o fotômetro da CIMEL estava a 12 km do Brewer, este apresentou uma correlação de EOA muito menor. Eles comentam ainda que pelo motivo do AERONET estar em uma região com condições atmosféricas rurais e o Brewer em uma região com condições atmosféricas urbanas, isso pode explicar parte da discrepância, mas que ocorre a necessidade de estudos com um maior conjunto de dados para tal afirmação.

Sabendo que o Brewer ficou inoperante de 2009 a 2011, e que um fotômetro solar do AERONET foi instalado no OES a partir de 2009, foram obtidos dados diários de EOA desse último equipamento e comparados aos dados do sítio de São Paulo, Figura 4.24. Trabalhando agora com apenas os dados do fotômetro solar do AERONET, com as leituras obtidas em comprimentos de onda iguais (340 nm), dos dois locais de amostragem: São Martinho da Serra (pequena área rural) e São Paulo (grande área industrial); fica mais clara a diferença entre os valores de EOA destas duas áreas de estudo. É importante comentar que os dados de ambos os instrumentos foram obtidos do AERONET no nível 1.5, ou seja, dados em que há a eliminação da contaminação por nuvens. Foram utilizados dados deste nível, pelo motivo do

tempo de processamento ser mais rápido, possuindo assim um número maior de dados disponíveis, quando comparados aos dados de nível 2.0, que possui uma melhor qualidade, mas com tempo de processamento e disponibilidade mais demorada. Para esta análise foram avaliados 33 (trinta e três) dias no ano de 2009, 34 (trinta e quatro) no ano de 2010 e 37 (trinta e sete) no ano de 2011, destacando-se que nesse ano foram adquiridas as leituras até o dia 1 de junho de 2011.

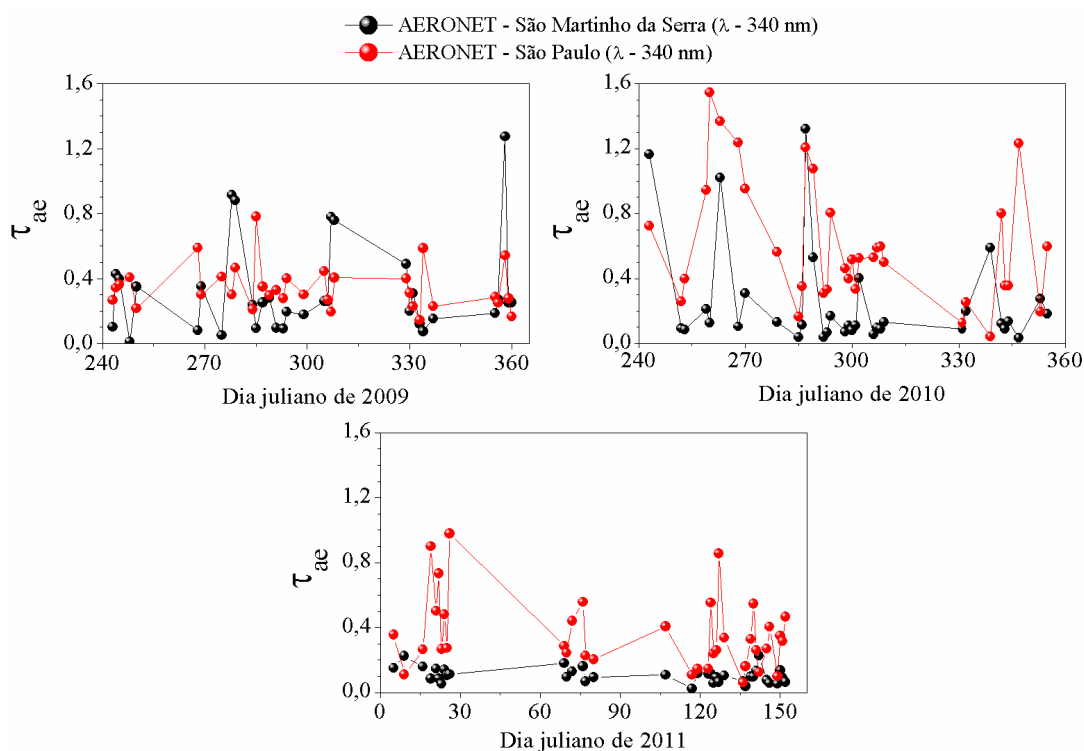


Figura 4.24 - Valores médios diários das espessuras ópticas de aerossóis, pelo fotômetro solar da AERONET (nível 1.5 - $\lambda = 340 \text{ nm}$), entre São Martinho da Serra e São Paulo, de 2009 a 2011.

Novamente observa-se na Figura 4.24, que os valores médios diários das τ_{ae} de São Paulo são maiores, em geral, que de São Martinho. Tendo como base a Tabela 4.1, onde foi determinado o valor médio de 0,31 para dias com picos de aerossóis para São Martinho da Serra, observa-se na Figura 4.24 que no ano de 2009, 23 (vinte e três) dos dias avaliados apresentaram τ_{ae} abaixo de 0,31, sendo que dos 10 (dez) dias que ficaram acima do valor de pico, 5 (cinco) apresentaram leituras elevadíssimas, que variaram entre 0,7 a 1,27; em 2010 foram registrados 28 (vinte e oito) dias com τ_{ae} abaixo de 0,31, e dos 6 (seis) dias restantes

apenas 3 (três) apresentaram valores acima de 1,0; em 2011 todos os valores de τ_{ae} avaliados ficaram abaixo de 0,31. Esses resultados indicam que os dados obtidos pelo espectrofotômetro Brewer e pelo fotômetro solar do AERONET de São Martinho da Serra são similares entre si, pois uma grande parcela dos valores avaliados apresentou espessuras ópticas de aerossóis em uma faixa de 0,1 a 0,4. Analisando somente os dados do AERONET de São Paulo, nível 1.5, verificou-se que no ano de 2009 grande parte das τ_{ae} ficou entre 0,1 e 0,4, com poucos valores oscilando entre 0,5 e 0,7; em 2010, dos 34 (trinta e quatro) dias analisados, poucos dias apresentaram variações de τ_{ae} que ficaram entre 0,1 e 0,4, sendo que 19 (dezenove) dias ficaram com espessuras acima de 0,5 e alguns desses variaram de 0,7 a 1,5; em 2011, a maior parte das espessuras de aerossóis ficou entre 0,1 e 0,4, sendo que 4 (quatro) dias apresentaram valores acima de 0,7.

Na Figura 4.25, têm-se a diferença percentual das EOA, determinadas em módulo (valores positivos), comparando-se os dados do sítio do AERONET de São Martinho da Serra com os de São Paulo. Conforme visualizado na mesma, as espessuras de aerossóis possuem variações expressivas entre os valores dos sítios de monitoramento selecionados para este trabalho. Suas diferenças podem ser classificadas de acordo com a porcentagem entre os dados da AERONET entre os dois equipamentos. Começando pelo ano de 2009, esse apresentou apenas 8 (oito) dias com espessuras abaixo dos 5% de diferença entre os locais de amostragem; 6 (seis) dias entre os 5% e 10% e; 19 (dezenove) dias acima dos 10% de diferença, sendo que alguns ficaram acima dos 50%. No ano de 2010, apenas 3 (três) dias ficaram com diferenças de EOA de 3% a 7% entre as leituras dos sítios e; os 31 (trinta e um) dias restantes apresentaram diferenças acima dos 10%, sendo que uma boa parte desses tiveram diferenças acima dos 50%. Em 2011, dos 37 (trinta e sete) dias avaliados, 5 (cinco) mostraram diferenças abaixo dos 10%; os 32 (trinta e dois) dias restantes apresentaram espessuras acima dos 10%, sendo que desses 32, também foram identificadas diferenças acima dos 50%.

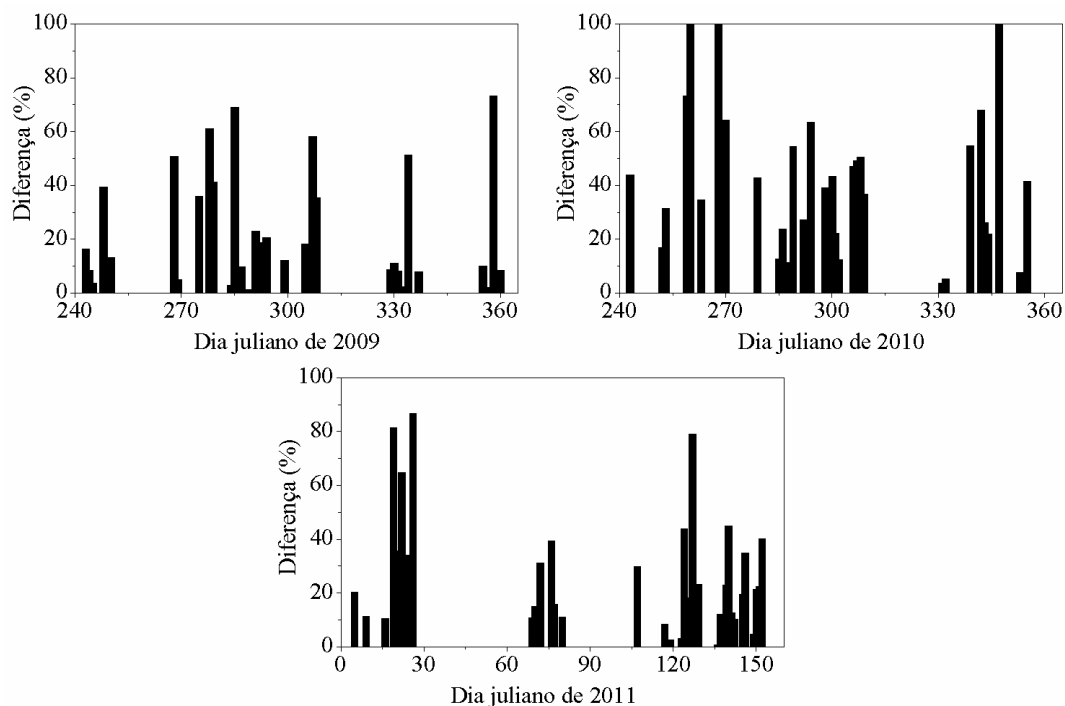


Figura 4.25 - Diferença percentual das espessuras ópticas de aerossóis diárias, obtidas pelo fotômetro solar da AERONET ($\lambda = 340$ nm), entre São Martinho da Serra e São Paulo, de 2009 a 2011.

Como já mencionado anteriormente, a maior parte das espessuras de aerossóis para São Paulo são maiores do que as de São Martinho da Serra. Entretanto, nem todas as EOA da área rural do OES possuem valores mais baixos que os da área urbana de São Paulo. Na Tabela 4.6, são fornecidas as EOA que apresentaram valores mais elevados para o sítio de São Martinho do que o de São Paulo, mostrando, portanto, que em uma área rural também podem ocorrer picos de aerossóis, ou seja, também são registrados EOA elevadas. Os dados da Tabela 4.6 colaboram com os resultados encontrados da comparação entre o Brewer (São Martinho) e o AERONET (São Paulo), Tabelas 4.4 e 4.5, já que agora estão sendo utilizados apenas dados do fotômetro solar do AERONET em iguais comprimentos de onda (340 nm), afirmando que ambos os equipamentos utilizados para análise das EOA de São Martinho da Serra apresentam eventuais dias com valores muito elevados, que ultrapassam aos de uma área urbana, neste caso a de São Paulo. Corrêa e Plana-Fattori (2006) analisaram as características dos aerossóis presentes em um bairro da zona Centro-oeste da região metropolitana de São Paulo e observaram a presença de aerossóis com características continentais e de ambientes poluídos, com médias próximas a 0,5, máximos esporádicos de até 1,38 para o comprimento de onda de 340 nm.

Tabela 4.6 - Média diária das espessuras ópticas de aerossóis (τ_{ae}) entre o fotômetro da AERONET (340 nm) do Observatório Espacial do Sul (OES) de São Martinho da Serra, RS e São Paulo (SP).

Dia juliano	Data	τ_{ae} (340 nm)		Diferença
		AERONET OES	AERONET SP	
244	01/09/2009	0,43	0,34	0,09
245	02/09/2009	0,40	0,36	0,04
250	07/09/2009	0,35	0,22	0,13
269	26/09/2009	0,35	0,30	0,05
278	05/10/2009*	0,91	0,30	0,61
279	06/10/2009*	0,88	0,47	0,41
284	11/10/2009	0,24	0,21	0,03
307	03/11/2009*	0,78	0,20	0,58
308	04/11/2009*	0,76	0,40	0,36
329	25/11/2009	0,49	0,40	0,09
331	27/11/2009	0,31	0,23	0,08
358	24/12/2009*	1,27	0,54	0,73
360	26/12/2009	0,25	0,17	0,10
243	31/08/2010*	1,16	0,72	0,44
287	14/10/2010*	1,32	1,20	0,12
353	19/12/2010	0,27	0,20	0,07
9	09/01/2011	0,22	0,11	0,11
142	22/05/2011	0,23	0,12	0,11

* Dias com Espessuras Ópticas de Aerossóis muito elevadas para o OES.

Neste capítulo foram discutidos os resultados das Espessuras Ópticas de Aerossóis, monitorados por equipamentos instalados no OES, no Município de São Martinho da Serra, RS, uma área rural considerada relativamente limpa de poluentes atmosféricos quando comparada há outras áreas com características urbanas e industriais, neste caso a cidade de São Paulo. Em média, as EOA ficaram abaixo de 0,3, com eventuais picos de aerossóis, que podem estar sendo influenciados por diferentes fatos, como: a umidade relativa do ar no RS ser elevada durante o ano todo (principalmente nas primeiras horas do período da manhã e na estação do inverno, ocorrendo assim a formação de nevoeiro) interferindo nas leituras do Espectrofotômetro Brewer; às queimadas locais e da própria região do RS, que também interferem nos registros; e às emissões de queimadas de fontes distantes do observatório

(OES), que podem ser transportadas para o Sul do Brasil, principalmente durante o inverno, onde forma-se um corredor de circulação de massa de ar passando pela região central do Brasil e países como a Bolívia, Paraguai e Argentina. Da comparação dos dados entre os equipamentos de solo (Espectrofotômetro Brewer e fotômetro solar do AERONET) e dos satélites TERRA e AQUA (sensor MODIS – coleção 051 nível 3) para a região rural, observou-se certa semelhança com relação ao comportamento das EOA, lembrando que os mesmos operam em comprimentos de onda diferentes, mas que os esses aparelhos podem ser utilizados para uma análise comportamental dos aerossóis atmosféricos. Em se tratando da comparação das EOA sobre São Martinho da Serra com as obtidas pelo fotômetro solar do AERONET de São Paulo (IF/USP), os resultados mostraram valores já esperados, ou seja, as EOA da região industrial são maiores que da região rural, levando em consideração que São Paulo é uma cidade de grande porte e que possui muitas indústrias (maior emissão de poluentes para a atmosfera), além do tráfego de veículos que colabora muito com a reemissão de material particulado do solo para o ar. Mesmo assim, dias com picos de aerossóis para São Martinho foram registrados (EOA com valores ultrapassando 1,0), onde em São Paulo, para o mesmo dia, registraram-se EOA menores. Conclui-se, portanto, que apesar da área de estudo (OES) estar afastada de grandes centros urbanos e que na mesma ocorrem poucos registros de queima de biomassa (Novembro a Fevereiro), esta pode estar sendo afetada por poluentes de regiões distantes, que podem ser carregados pelas massas de ar, aliado às condições climáticas favoráveis, como a falta de chuva que é um dos mecanismos de dispersão e remoção dos aerossóis na atmosfera.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

A espessura óptica de aerossóis foi analisada para o município de São Martinho da Serra, RS (Observatório Espacial do Sul) através da Técnica do Método de Langley, utilizada apenas para dias sem a presença de nuvens, a partir dos dados obtidos pelo Espectrofotômetro Brewer modelos MKIV #081 (de 1992 a 1999), MKII #056 (de 2000 a 2002) e MKIII #167 (de 2002 até o momento), para os comprimentos de onda: 306,3; 310,1; 313,5; 316,8; 320,1 nm. Os resultados mostraram que mais de 80% dos dados brutos de EOA sobre São Martinho ficaram abaixo de 0,4, tanto para o período da manhã como para o período da tarde. Algumas τ_{ae} apresentaram valores bastante elevados, ou seja, em torno de 3% dos dados registrados ficaram acima de 1,0. Na maioria dos meses entre 1992 a 2008, as médias dos dados brutos de EOA (elevadas EOA incluídas = dias com concentrações altas de aerossóis) ficaram abaixo de 0,3. Após a filtragem desses dados (elevadas EOA excluídas = dias com concentrações normais de aerossóis), as médias anuais, para os cinco comprimentos de onda do Brewer, ficaram em torno de 0,2, sendo definido o valor de 0,31, ou maior, como pico de aerossóis. Os picos de aerossóis, em sua maioria, compreenderam os meses de Maio a Setembro, no período da manhã, com ocorrências se estendendo a Dezembro, no período da tarde. Os valores médios das EOA, entre 1992 a 2008, apresentaram um comportamento crescente na metade dos anos analisados e também o aumento de suas ocorrências nesse período. Foram identificados alguns fatores para essas elevadas EOA, como: maior presença de partículas líquidas suspensas no ar que são registradas pelo Brewer, devido à formação de nevoeiro (Outono e inverno no Hemisfério Sul); maior ocorrência de queimadas remotas no centro-oeste do Brasil e países vizinhos, o que pode levar ao transporte desse material queimado, pelas massas de ar, para regiões distantes, podendo assim atingir o RS; e queimadas locais no RS. No período da tarde (Figura 4.3b) as médias elevadas de EOA, entre 1992 a 2008, também podem estar sendo influenciadas por partículas emitidas de grandes queimadas.

Também foi utilizado o produto de aerossóis do sensor MODIS (nível 3 coleção 051 em 550 nm), satélites TERRA e AQUA, que apresentou EOA menores que do Brewer (que opera no UV), período entre 2006 a 2008, devido as EOA diminuírem com o comprimento de onda, porém as EOA dos equipamentos apresentaram comportamentos semelhantes, quando comparados seus valores relativos. Da comparação dos dados do AERONET (nível 1.5 em 500 nm) com o MODIS (em 550 nm), período de 2009 a 2011, estes apresentaram EOA mais

próximas (comprimentos de onda próximos) e baixas (com grande parte dos valores abaixo de 0,2), porém, também foi identificado valores com grandes diferenças entre os aparelhos.

As principais fontes de influência para os registros elevados das EOA sobre São Martinho da Serra são a queima de biomassa tanto locais como remotas, principalmente no período de inverno, onde forma-se um corredor de circulação de massa de ar que passa pela região central do Brasil e países como Bolívia, Paraguai e Argentina, indo em direção ao Rio Grande do Sul, trazendo poluentes (emitidos de queimadas) das regiões por onde passa. O número de focos de queima obtidos pelo satélite NOAA 12 e 15, onde foram registrados mais de 1000 focos por dia em algumas áreas do centro do Brasil e o transporte do material particulado, emitido dessas queimas, pelas massas de ar, como verificado nos dias 06/09/2007 e 22/08/2010 pelo modelo HYSPLIT da NOAA, são fortes indícios de sua influência nos eventuais picos de aerossóis registrados pelos equipamentos sobre a região rural.

A pequena área rural de São Martinho da Serra, RS foi comparada a grande área urbanizada e industrializada de São Paulo (uma das maiores metrópoles do mundo, que possui fontes variadas de emissão de material particulado e um período desfavorável de dispersão de poluentes). Os dados adquiridos do sítio do AERONET do IF/USP, na maior parte do período analisado, registraram EOA maiores que do Brewer (dados de 2003, 2004, 2006 e 2007) e do AERONET (dados de 2009, 2010 e 2011) de São Martinho. Porém, São Martinho também apresentou algumas espessuras de aerossóis maiores que SP, principalmente em dias com alta influencia de queimadas sobre a região, sendo que nestes dias as EOA se equivaleram aos valores de uma cidade populacional e com muitas atividades industriais. Concluindo, portanto, que uma região rural que apresente um ar relativamente limpo, também pode apresentar EOA elevadas, mesmo estando afastada de grandes centros urbanos. Mas, neste caso, as leituras de EOA elevadas sobre São Martino da Serra podem estar sendo influenciadas por partículas provenientes de queimadas de regiões distantes, que podem ser transportadas pelas massas de ar e não de fontes de atividades antrópicas de centros urbanos (atividades industriais, tráfego de veículos, entre outros). Neste sentido, se faz necessário um estudo mais detalhado dos aerossóis sobre São Martinho da Serra, comparando sua composição com suas fontes de emissão, ou seja, as atividades desenvolvidas na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKER, J.; LEPTOUKH, G.; KEMPLER, S.; BERRICK, S.; RUI, H.; SHEN, S. Application of NASA Giovanni to coastal zone remote sensing research: Web-based use of NASA remote-sensing data. In: 3^a EARSeL Workshop Re-mote Sensing of the Coastal Zone, 2007, Bolzano - Itália. **Anais eletrônicos...** Bolzano: EARsel, 2007. Disponível em: <http://www.earsel.org/SIG-CZ/3rd_CZ_workshop/publications/wscz2007-acker.pdf>. Acesso em: 10 nov. 2010.

ADAMS, F. Chemical characterization of atmospheric particles. In: BOUTRON, C. F. (Ed.). **Topics in atmospheric and interstellar physics and chemistry**. Ulis Cedex A, France: Les Éditions de physique, 1994. p. 271-289. (European Research Course on Atmospheres).

Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL). Disponível em: <[http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/atlas/pdf/03-Energia_Solar\(3\).pdf](http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/atlas/pdf/03-Energia_Solar(3).pdf)>. Acesso em: 7 de nov. 2011

AIRES, C. B.; KIRCHHOFF, V. W. J. H. Transporte de monóxido de carbono gerado em queimadas para regiões onde não se queima. **Revista brasileira de Geofísica**, v. 19, p. 61-74, 2001.

ALBUQUERQUE, T. T. A.; ANDRADE, M. F. Distribuições de tamanho do aerossol atmosférico na região metropolitana de São Paulo: estudo de caso para o inverno de 2003. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2004.

ALMEIDA, I. T. **A poluição atmosférica por material particulado na mineração a céu aberto**. 1999. 186 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

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

ANDERSON, L. O.; LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E.; JÚNIOR, O. A. C. **Sensor MODIS: uma abordagem geral**. São José dos Campos - SP: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2003. 86 p.

ANDRADE, M. F.; ORSINI, C.; MAENHAUT, C. Relation between aerosol sources and meteorological parameters for inhalable atmospheric particles in São Paulo city, Brazil. **Atmospheric Environment**, v. 28, n. 14, p. 2307-2315, 1994.

ANDREAE, M.O.; ROSENFELD, D.; P. ARTAXO, P.; COSTA, A. A.; FRANK, G. P.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science**, v. 303, p. 1342-1345, 2004.

ANGSTROM, A. The parameters of atmospheric turbidity, **Tellus**, v. 16, n. 1, p. 64-75, 1964.

AQUINO, F. E. [Entrevista disponibilizada em 6 de setembro de 2010, a Internet]. 2010. Disponível em: <<http://www.oeco.com.br/reportagens/24336-queimadas-afetam-a-qualidade-do-ar-no-rs>>. Acesso em: 5 de nov. 2011.

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

ARTAXO, P. E.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M. A.; PROCÓPIO, A. S.; PAULIQUEVIS, T. M.; ANDREAE, M. O.; GUYON, P.; GATTI, L. V.; LEAL, A. M. C. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondônia, Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 8.081–8.095, 2002.

ARTAXO, P. E.; OLIVEIRA, P. H.; LARA, L. L.; PAULIQUEVIS, T. M.; RIZZO, L. V.; PIRES Jr.; C., PAIXÃO, M. A.; LONGO, K. M.; FREITAS, S.; CORREIA, A. L. Efeitos Climáticos de Partículas de Aerossóis Biogênicos e emitidos em Queimadas na Amazônia. Revista Brasileira de Meteorologia. **Revista brasileira de meteorologia**. v. 21, n. 3 , p. 188-207, 2006.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 12543**: Equipamentos de Proteção Respiratória: Terminologia. Rio de Janeiro: ABNT, 1999.

BERLATO, M. A.; CORDEIRO, A. P. A. Variabilidade Climática e Agricultura do Rio Grande do Sul. In: FEDERACITE. “As Estiagens e as Perdas na Agricultura: Fenômeno Natural ou Imprevidência?”. 2005, Esteio-RS. **Anais eletrônicos...** Esteio: UFRGS, 2005. Disponível em: < <http://www.ufrgs.br/srm/novo/geosafra0405.html>>. Acesso em: 10 de ago. 2011.

BOHREN, C. F.; CLOTHIAUX, E. E. **Fundamentals of atmospheric radiation**: an introduction with 400 problems. Weinheim: Wiley-VCH, 2006. 472 p.

BOIAN, C.; KIRCHHOFF, V. W. J. H. Surface ozone enhancements in the South of Brazil owing to large-scale air mass transport. **Atmospheric Environment**, v. 39, p. 6140 – 6146, 2005.

BOND, T. Aerosols. In: Air Pollution as a climate forcing: A WORKSHOP. 2002. Honolulu-Hawaii. **Anais eletrônicos...** Honolulu: NASA, 2002. Disponível em: <<http://www.giss.nasa.gov/meetings/pollution2002/summaryc.html>>. Acesso em: 14 set. 2011.

BRAGA, C. F.; TEIXEIRA, E. C.; ALVES, R. C. M. Estudo de aerossóis atmosféricos e aplicação de modelos numéricos. **Química Nova**, v. 27, n. 4, p. 567-573, 2004.

BRASSEUR G.; SOLOMON, S. **Aeronomy of the middle atmosphere: chemistry and physics of the stratosphere and mesosphere**. 3. ed. v. 32, Springer, 2005. 646p. (Atmospheric and Oceanographic Sciences Library series).

BRYN, L. M. **Página dinâmica para aprendizado do sensoriamento remoto**. 2008. 170f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

BURIOL, G. A.; ESTEFANEL, V.; CHAGAS, A. C. A vegetação do Estado do Rio Grande do Sul em função dos modelos fitoclimáticos de Martonne e Thornthwaite & Hare e da classificação climática de Koeppen. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006.

CARBONE, S.; FORNARO, A.; ANDRADE, M. F.; LEME, N. P.; PINHEIRO, D. K. Estudo de Caso de Espessura Óptica de Aerossóis Obtidas a partir do Espectrofotômetro Brewer em São Paulo - Campanha Outono 2006. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006a.

CARBONE, S., PADILHA, L. F., ROSA, M. B., PINHEIRO, D. K. e SCHUCH, N. J. First estimations of the aerosol optical thickness using Langley Method at Southern Brazil (29.4°S, 53.8°W). **Advances in Space Research**, v. 37, p. 2178-2182, 2006b.

CASTANHO, A. D. A. **A determinação Quantitativa de Fontes de Material Particulado na Atmosfera da Cidade de São Paulo**. 1999. 140 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

CASTANHO, A. D. A. **Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para a obtenção de profundidade óptica via satélite sobre São Paulo**. 2005. 250 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

CASTANHO, A. D. A.; ARTAXO, P. Wintertime and summertime São Paulo aerosol source apportionment study. **Atmospheric Environment**, v. 35, p. 4889-4902, 2001.

CAZORLA, A., SHIELDS, J. E., KARR, M. E., OLMO, F. J., BURDEN, A.; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Technical Note: Determination of aerosol optical properties by a calibrated sky imager. **Atmospheric Chemistry and Physics**, n. 9, p. 6417-6427, 2009.

CERMAK, J.; KNUTTI, R. Beijing Olympics as an aerosol field experiment. **Geophysical Research Letters**, v.36, L10806, 2009.

CHEYMOL, A.; De BACKER, H.; JOSEFSSON, W.; STÜBI, R. Comparison and Validation of the aerosol optical depth obtained with the Langley plot method in the UV-B from Brewer Ozone Spectrophotometer measurements, **Journal of Geophysical Research**, v. 111, D16202, 2006.

CHEYMOL, A.; De BACKER, H. Retrieval of aerosol optical depth in the UV-B at Uccle from Brewer ozone measurements over a long time period 1984 – 2002, **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D24, 4800, 2003.

CHEYMOL, A.; SOTELINO, L. G.; LAM, K. S.; KIM, J.; FIOLETOV, V.; SIANI, A. M.; DE BACKER, H. Intercomparison of Aerosol Optical Depth from Brewer Ozone spectrophotometers and CIMEL sunphotometers measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, p. 733-741, 2009.

CHU, D. A.; KAUFMAN, Y. J.; ICHOKU, C.; REMER, L. A.; TANRE, D.; HOLBEN, B. N. Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 12, p.8007, 2002.

CORRÊA, M. P.; PLANA-FATTORI, A. Uma análise das variações do índice ultravioleta em relação às observações de conteúdo de ozônio e da espessura óptica dos aerossóis sobre a cidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 1, p. 24-32, 2006.

CORREIA, A. L.; CASTANHO, A. D. A.; MARTINS, J. V.; LONGO, K.; YAMASOE, M.; ARTAXO, P. Inferência de aerossóis. In: RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. (Org.). **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos: Bookimage, 2006. p. 297-314.

CORREIA, A.; PIRES, C. Validation of aerosol optical depth retrievals by remote sensing over Brazil and South America using MODIS. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006.

COSTA, A. A.; PAULIQUEVIS, T. Aerossóis, nuvens e clima: resultados do experimento LBA para o estudo de aerossóis e microfísica de nuvens. **Revista brasileira de meteorologia**. v. 24, n. 2, p. 234-253, 2009.

COULSON, K. L. **Solar and terrestrial radiation: methods and measurements**. New York: Academic, 1975. 322p.

COURA, S. M. C. **Mapeamento de vegetação do estado de Minas Gerais utilizando dados MODIS**. 2006. 129f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2006.

COUTINHO, A. C. **Dinâmica das queimadas no estado do Mato Grosso e suas relações com as atividades antrópicas e a economia local**. 2005. 308 f. Tese (Doutorado em Ciência Ambiental) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

CRUZ, G. F. H. **Estudo da utilização da energia solar no RS**. Monografia (Graduação em Engenharia Elétrica) Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

De BACKER, H. Time series of daily erythemal UV doses at Uccle, Belgium. **International Journal of Remote Sensing**, v. 30, n. 15-16, p. 4145-4151, 2009.

De BOCK, V.; DE BACKER, H.; MANGOLD, A.; DELCLOO, A. Aerosol Optical Depth measurements at 340nm with a Brewer spectrophotometer and comparison with Cimel observations at Uccle, Belgium. **Atmospheric Measurement Techniques Discussions**, v. 3, p. 2743–2778, 2010.

DRAXLER, R. R.; ROLPH, G. D. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 2010. Model access via NOAA ARL READY Website. Disponível em: <<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>>. Acesso em 10 de Dez. 2010.

ECHER, E. **Observação da radiação ultravioleta solar tipo B em banda larga**. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999.

ECHER, E.; SOUSA M. P.; SCHUCH, N. J. A Lei de Beer Aplicada na Atmosfera Terrestre. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 23, n. 3, p. 276-283, 2001.

ECK, T. F.; HOLBEN, B. N.; DUBOVIK, O.; SMIRNOV, A.; GOLOUB, P.; CHEN, H. B.; CHATENET, B.; GOMES, L.; ZHANG, X. -Y.; TSAY, S. -C.; JI, Q.; GILES, D.; SLUTSKER, I. Columnar aerosol optical properties at AERONET sites in central eastern Asia and aerosol transport to the tropical mid-Pacific. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D06202, 2005.

ECK, T. F.; HOLBEN, B. N.; REID, J. S.; DUBOVIK, O.; SMIRNOV, A.; O'NEILL, N. T.; SLUTSKER, I.; KINNE, S. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert aerosols. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D24, p. 31333-31349, 1999.

ECK, T. F.; HOLBEN, B. N.; WARD, D. E.; DUBOVIK, O.; REID, J. S.; SMIRNOV, A.; MUKELABAI, M. M.; HSU, N. C.; O'NEILL, N. T.; SLUTSKER, I. Characterization of the Optical Properties of Biomass Burning Aerosols in Zambia During the 1997 ZIBBEE Field Campaign. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D4, p. 3425-3448, 2001.

Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) - Monitoramento por satélite. **Sistemas Orbitais de Monitoramento e Gestão Territorial**. 2009. Disponível em: <<http://www.sat.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 11 de out. 2011.

FERREIRA, N. J.; NUNES, A. M. B.; FERREIRA, N. S.; BASTOS, E. B. Determinação de nevoeiros sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil utilizando-se imagens multiespectrais do Satélite GOES-8. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1998, Brasília. **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998.

FIGUEIREDO, D. **Conceitos Básicos de Sensoriamento Remoto**. Companhia Nacional de Abastecimento - CONAB. Brasília, DF, 2005.

FINLAYSON-PITTS, B.J.; PITTS, J.N. **Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: Theory, Experiments, and Applications**. Academic Press, 2000. 993p.

FITZ, P. R. Variação de temperaturas e precipitações no Estado do Rio Grande do Sul (Brasil) no período 1930-2005: conseqüências na sua situação climáticas. In: XI Conferência Iberoamericana de SIG, 2007. **Memórias**. XI Conferência Iberoamericana de SIG, 2007.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; RODRIGUES, L. F. Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. **Revista brasileira de meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 188-207, 2009.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; CHATFIELD, R.; PRINS, E.; ARTAXO, P.; GRELL, G. A.; RECUERO, F. S. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, p. 135-167. 2005.

FUZZI, S. Clouds in the troposphere. In: BOUTRON, C. F. (Ed.). **Topics in atmospheric and interstellar physics and chemistry**. Ulis Cedex A, France: Les Éditions de physique, 1994. p. 291-308. (European Research Course on Atmospheres).

GARCIA, M. P. **Resultados de um estudo estatístico das propriedades ópticas das partículas de aerossol de queimadas na Amazônia via AERONET**. 2005. 138f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

GOUVELLO, C.; SOARES FILHO, B. S.; NASSAR, A. (Coord.). **Estudo de baixo carbono para o Brasil: uso da Terra, mudanças do uso da Terra e florestas**. Banco Internacional para Reconstrução e Desenvolvimento: Banco Mundial, 2010.

HEINTZENBERG, J. The life cycle of the atmospheric aerosol. In: BOUTRON, C. F. (Ed.). **Topics in atmospheric and interstellar physics and chemistry**. Ulis Cedex A, France: Les Éditions de physique, 1994. p. 251-270. (European Research Course on Atmospheres).

HOLBEN, B. N.; ECK, T. I.; SLUTSKER, I.; TANRÉ, D.; BUIS, J. P.; SETZER, A.; VERMOT, E.; REAGAN, J. A.; KAUFMAN, Y. J.; NAKAJIMA, T.; LAVENU, F.; JANKOWIAC, I; SMIRNOV, A. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote Sensing of Environment**, v. 66, n. 1, p. 1-16, 1998.

HOOD, L. L. Effects of short-term solar uv variability on the stratosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, p. 45- 51, 1999.

HUANG, H. **Aerosol Remote Sensing Using AATSR**. In: Department of Physics. Oxford: University of Oxford, 2009. Disponível em: <<http://www2.physics.ox.ac.uk>>. Acesso em: 15 jun. 2011.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). **Queimadas: monitoramento de focos**. 2011. Disponível em: <<http://sigma.cptec.inpe.br/queimadas>>. Acesso em: 13 de out. 2011a.

_____. **Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA)**. 2011. Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br/informacao/orbitas.jsp>>. Acesso em: 13 de out. 2011b.

_____. **Sistema Nacional de Dados Ambientais (SINDA)**. 2011. Disponível em: <<http://sinda.crn2.inpe.br/PCD//>>. Acesso em: 15 de out. 2011c.

JACOBSON, M. Z. **Fundamentals of Atmospheric Modeling**. 2. ed. Cambridge University Press: New York, 2005.

KAZADZIS, S.; BAIS, A.; AMIRIDIS, V.; BALIS, D.; MELETI, C.; KOUREMETI, N.; ZEREFOS, C. S.; RAPSOMANIKIS, S.; PETRAKAKIS, M.; KELESIS, A.; TZOUMAKA, P.; KELEKTSOGLU, K. Nine years of UV aerosol optical depth measurements at Thessaloniki, Greece. **Atmos. Chem. Phys.**, v.7, p. 2091–2101, 2007.

KING, M. D.; MENZEL, W. P.; KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; BO-CAI GAO, PLATNICK, S.; ACKERMAN, S. A.; REMER, L. A.; PINCUS, R.; HUBANKS, P. A. Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, n. 2, p. 442-458, 2003.

KIRCHHOFF, V. W. J. H.; ECHER, E.; LEME, N. P.; SILVA, A. A. A variação sazonal da radiação ultravioleta solar ativa. **Brazilian Journal of Geophysics**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p.64-74, 2000.

KIRCHHOFF, V. W. J. H.; SILVA, A. A.; COSTA, C. A.; LEME, N. P.; PAVÃO, H. G.; ZARATTI, F. UV-B optical thickness observations of the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D3, p. 2073–2963, 2001.

KIRCHHOFF, V. W. J. H.; SILVA, A. A.; PINHEIRO, D. K. Wavelength dependence of aerosol optical thickness in the UV-B band. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 12, 2002.

KOREN, I.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; MARTINS, J. V. Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. **Science**, v. 303, p. 1342-1345, 2004.

LEVY, R. C.; REMER L. A; DUBOVIK, O. Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. D13210, 2007a.

LEVY, R. C.; REMER, L. A.; MATTOO, S.; VERMOTE, E. F.; KAUFMAN, Y. J. Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of moderate resolution imaging spectroradiometer spectral reflectance. **Journal of Geophysical Research**, v.112, n. D13211, 2007b.

LIMA, J. S. Previsão de ocorrência de nevoeiro em Porto Alegre Método objetivo. In: II Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1982, Pelotas. **Anais...** Pelotas: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1982.

LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. 2. ed. San Diego, CA: Elsevier Academic Press, 2002. 583 p. (International Geophysics Series, 84).

LUCCA, S.; EMMERT, O. C. Medição da espessura óptica de aerossóis com fotômetros didáticos. In: XVI Simpósio Nacional de Ensino de Física, 2005, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Física, 2005.

LUTGENS, F. K.; TARBUCK E. J. **The Atmosphere**: an introduction to Meteorology. 11. ed. New Jersey: Pearson Prentice Hall, 2010.

MANAHAN, S. E. **Fundamentals of Environmental Chemistry**, 2. ed. Boca Raton, FL: Lewis Publishers, 2001.

MARIANO, G. L.; LOPES, F. J. S.; JORGE, M. P. P. M.; LANDULFO, E. Assessment of biomass burnings activity with the synergy of sunphotometric and LIDAR measurements in São Paulo, Brazil. **Atmospheric Research**, v. 98, p. 486-499, 2010a.

MARIANO, G. L.; LOPES, F. J. S.; LANDULFO, E.; JORGE, M. P. P. M. Medidas das propriedades ópticas dos aerossóis sobre São Paulo por LIDAR e fotômetro solar durante um episódio de queima de biomassa. **Ciência e Natura**, v. Especial, p. 197-200, 2009.

MARIANO, G. L. MARTINS, M. P. P.; LANDULFO, E.; LOPES, L. Análise da entrada de uma pluma de queimada sobre a cidade de São Paulo-SP através de fotômetro solar e de um LIDAR elástico. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010b.

MARQUARD, L. C.; WAGNER, T. E PLATT, U. Improved air mass factor concepts for scattered radiation differential optical absorption spectroscopy of atmospheric species. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D1, p. 1315 – 1327, 2000.

MCARTHUR, L. J .B.; HALLIWELL, D. H.; NIEBERGALL, O. J.; O'NEILL, N. T.; SLUSSER, J. R.; WEHRLI, C. Field comparison of network Sun photometers. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 1-18, 2003.

MIGUEL, A. H. Poluição atmosférica urbana no Brasil: uma visão geral. **Química Nova**, v. 15, n. 2, p. 118-125, 1992.

MOZETO, A. A. **Química Atmosférica**: a química sobre nossas cabeças. Instituto de Química da USP, São Paulo, 2001. 41-49 p. (Cadernos Temáticos de Química Nova na Escola nº1 – Química Ambiental)

NASCIMENTO, K. H. **Determinação de compostos orgânicos no aerossol atmosférico em sítios da América do Sul**. 2010. Dissertação (Mestrado em Química Analítica) - Instituto de Química, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

NATALI, L. **Utilização dos produtos obtidos por sensoriamento remoto na caracterização da qualidade do ar na Região Metropolitana de São Paulo**. 2008. 126 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **Aerosol Robotic NETwork (AERONET)**. 2011. Disponível em: <<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/index.html>>. Acesso em: 1 de set. 2011a.

_____. **The Remote Sensing Tutorial**. 2011. Disponível em: <http://rst.gsfc.nasa.gov/Sect16/Sect16_7.html>. Acesso em 11 de out. 2011b.

_____. **GIOVANNI – The Bridge Between Data and Science**. 2011. Disponível em: <<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>>. Acesso em: 5 de out. 2011c.

_____. **MODIS WEB**. 2011. Disponível em: <<http://modis.gsfc.nasa.gov/index.php>>. Acesso em: 11 de out. 2011d.

NATIONAL EARTH SCIENCE TEACHERS ASSOCIATION (NESTA). **Windows to the Universe Team. Aerosols: Tiny particles in the air**. Boulder, CO: 2010. Disponível em: <<http://www.windows2universe.org>>. Acesso em: 7 de jul. 2011.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). **Satellite and Information Service**. 2010. Disponível em: <<http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/genlsatl.html>>. Acesso em: 13 de out. 2011.

PAIXÃO, M. A.; PIRES, C.; ARTAXO, P.; CORREIA, A. Climatologia das propriedades ópticas do aerossol na Amazônia com base na rede AERONET. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006. v. 1. p. 1-8.

PAPADIMAS, C. D.; HATZIANASTASSIOU, N.; MIHALOPOULOS, N.; KANAKIDOU, M.; KATSOUKIS, B. D.; VARDAVAS, I. Assessment of the MODIS Collections C005 and C004 aerosol optical depth products over the Mediterranean basin. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, p. 2987-2999, 2009.

PARKINSON, C. L. Aqua: An Earth Observing Satellite Mission to Examine Water and Other Climate Variables. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, n. 2, p. 173-183, 2003.

PAULIQUEVIS, T. M. **Os efeitos de aerossóis emitidos por queimadas na formação de gotas de nuvens e na composição da precipitação na Amazônia**. 2005. 222f. Tese (Doutorado em Física) - Instituto de Física da Universidade de São Paulo, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, 2005.

PINHEIRO, D. K. **Estudo do comportamento do dióxido de nitrogênio atmosférico com base nos dados do espectrofotômetro Brewer**. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2003.

PINTO, M. A. Relação empírica da visibilidade com profundidade óptica, concentração de aerossóis e focos de queimadas em alta floresta e Cuiabá, em 1993 e 1994. 2001. 143f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2001.

PIRES, D. O. **Inventário de emissões atmosféricas de fontes estacionárias e sua contribuição para poluição do ar na Região Metropolitana do Rio de Janeiro**. 2005. 194f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

PIVA, E.; ANABOR, V. Avaliação do modelo Brams na formação de nevoeiro de radiação em ambiente com turbulência pouco desenvolvida. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 417-430, 2008.

POPE, C. A. III; DOCKERY, D. W. Health effects of fine particulate air pollution: lines that connect. **Journal Air and Waste Management Association**. v. 56, p. 709–742, 2006.

POPESCU, F.; IONEL, I. Anthropogenic air pollution sources. In: Kumar, A. (Ed.). **Air Quality**. InTech, 2010. p. 1-22. Disponível em: <<http://www.intechopen.com/books/air-quality>>. Acesso em: 5 de nov. 2010.

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

PROSPERO, J. M.; BLADES, E.; MATHISON, G.; NAIDU, R. Interhemispheric transport of viable fungi and bacteria from Africa to the Caribbean with soil dust, **Aerobiologia**, v. 20, n.4, 2004.

RAES, F.; DINGENEN, R. V.; VIGNATI, E.; WILSON, J.; PUTAUD, J.-P.; SEINFELD, J. H.; ADAMS, P. Formation and cycling of aerosols in the global troposphere. **Atmospheric Environment**, v. 34, p. 4215-4240, 2000.

RAGHAVENDRA KUMAR, K.; NARASIMHULU, K.; BALAKRISHNAIAH, G.; REDDY, B. S. K.; GOPAL, K. R.; REDDY, R. R.; SATHEESH, S. K.; MOORTHY, K. K.; BABU, S. S. A study on the variations of optical and physical properties of aerosols over a tropical semi-arid station during grassland fire. **Atmospheric Research**, v. 95, p. 77-87, 2010.

RAMANATHAN, V.; CESS, R. D.; HARRISON, E. F.; MINNIS, P.; BARKSTROM, B. R.; AHMAD, E.; HARTMANN, D. Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. **Science**, v. 243, n. 4887, p. 57-63, 1989.

RAMANATHAN, V.; CRUTZEN, P. J.; KIEHL, J.T.; ROSENFELD, D. Aerosols, climate and the hydrological cycle. **Science**, v. 294, p. 2119-2124, 2001.

RECUERO, F. **Estudo do transporte das partículas de aerossol de queimada via sensoriamento remoto**. 2003. 67f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

REID, G.C. Solar variability and its implications for the human environment. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, p. 3 – 14, 1999.

REKACEWICZ, P. Cooling factors. 2000. In: **UNEP/GRID-Arendal Maps and Graphics Library**. Disponível em: <<http://maps.grida.no/go/graphic/cooling-factors>>. Acesso em: 29 jun. 2011.

REMER, L. A.; KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; MATTOO, S.; CHU, D. A.; MARTINS, J. V.; LI, R. -R.; ICHOKU, C.; LEVY, R. C.; KLEIDMAN, R. G.; ECK, T, F.; VERMOTE, E.; HOLBEN, B. N. The MODIS aerosol algorithm, products and validation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62(4), p. 947-973, 2005.

ROSÁRIO, N. M. E. **Comparação de profundidades ópticas espectrais do aerossol obtidas para São Paulo a partir de um Multifilter Rotating Shadowband Radiometer e do fotômetro solar da AERONET**. 2006. 137 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

ROSASCO, F. V. **Estudo sazonal e caracterização do aerossol black carbon medido no INPE de São José dos Campos**. 2009. 159f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

ROTTMAN, G. Solar ultraviolet irradiance and its temporal variation. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, p. 37 – 44, 1999.

SÁNCHEZ-CCOYLLO, O. R.; SILVA DIAS, P. L.; ANDRADE, M. F.; FREITAS, S. R. Determination of O₃-, CO- and PM₁₀-transport in the metropolitan area of São Paulo, Brazil through synoptic-scale analysis of back trajectories. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 92, p. 83–93, 2006.

SANTOS, A. M. A. **O tamanho das partículas de poeira suspensas no ar dos ambientes de trabalho**. São Paulo: FUNDACENTRO, São Paulo, 2001.

SANTOS, A. M. A. **Exposição Ocupacional a Poeiras em Marmorarias: Tamanhos de Partículas Característicos**. 2005. 192f. Tese (Doutorado em Engenharia Metalúrgica e de Minas) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.

SANTOS, C. B. Características da formação de nevoeiros para Curitiba – Fase I. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002. p. 100-103.

SAYÃO, A. C. **Estudo da variabilidade sazonal da profundidade óptica do aerossol em São Paulo a partir de radiômetros MFRSR**. 2008. 131f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

SCHNELLE, K. B.; BROWN, C. A. **Air pollution control technology handbook**. Boca Raton: CRC Press, 2002 (Mechanical engineering handbook Series).

SCHUCH, N. J.; ADAIME, S. F.; OLIVEIRA, N. U. V.; BORTOLOTTI, E.; SARKIS, P. J.; PINHEIRO, D. K.; LÜDKE, E.; WENDT, F. A.; TRIVEDI, N. B.; COSTA, J. M.; KIRCHHOFF, V. W. J. H.; DUTRA, S. L. G.; SOBRAL, J. H. A.; ABDU, M. A.; TAKAHASHI, H. O Observatório Espacial do Sul. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 15, n. 1, 1997.

SCI-TEC Instruments Inc. **Brewer MKIII spectrophotometer operator's manual**. Saskatoon: Sci-Tec instruments, 1999. 135p

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

_____. **Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change**. 2 ed. New York: John Wiley & Sons, 2006.

SILVA, A. A. **A espessura óptica de aerossóis na banda do UV-B**. São José dos Campos – INPE, 2001.

SILVA, A. A.; KIRCHHOFF, V. W. J. H. Aerosol Optical Thickness from Brewer Spectrofotometers and an investigation into stray light effect. **Applied Optics**. v. 43, p. 2484-2489, 2004.

SILVA DIAS, M. A. F.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O. Aerosols impact clouds in the Amazon Basin. **GEWEX Newsletter**, v. 14, n. 4, p. 4-6, 2004.

SIQUEIRA, R. A. **Estudo da correlação entre a refletância de 2,1 micrômetros e dos canais do visível obtidas com o MODIS ao redor de fotômetros solares da AERONET em localidades brasileiras**. 2008. 109f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

SOUZA ECHER, M. P.; MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. A importância dos dados de cobertura de nuvens e de sua variabilidade: Metodologias para aquisição de dados. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 28, n. 3, p. 341-352, 2006.

SOUZA, R. F. **Estudo do perfil vertical de aerossóis na troposfera utilizando a técnica de LIDAR**. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

TEILLET, P. M. Rayleigh optical depth comparisons from various sources. **Applied Optics**, v. 29, n. 13, p. 1897-1900, 1990.

TURNER, J.; COLBECK, I. Physical and Chemical Properties of Atmospheric Aerosols. In: COLBECK, I. (Ed.). **Environmental Chemistry of Aerosols**. Oxford: Blackwell Publishing Ltd, 2008. p.1-25.

VALSARAJ, K. T. **Elements of Environmental Engineering: Thermodynamics and Kinetics**. 2. Ed. CRC Press, Boca Raton: Lewis Publishers, 2000, 684p.

VALSARAJ K. T.; KOMMALAPATI, R. R.. **Atmospheric Aerosols: Characterization, Chemistry, Modeling, and Climate**. Washington, DC: Oxford University Press, 2009. 216 p. (American Chemical Society Symposium series, 1005)

VANICEK, K.; FREI, T.; LITYNSKA, Z.; SCHMALWIESER, A. **UV Index for the Public**. European Union, Brussels: COST-713 Action, 2000. 27p.

VARDAVAS, I.M.; TAYLOR, F.W. **Radiation and Climate**. New York: Oxford University Press, 2007. 511 p. (International Series of Monographs on Physics, 138)

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão Digital 2. Recife, 2006.

VERGARA, P. Del C. C. **Análise das propriedades ópticas do aerossol ao sul da América do Sul**. 2010. 108 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

WANG, Z.; RADOSAVLJEVIC, V.; HAN, B.; OBRADOVIC, Z.; VUCETIC, S. Aerosol Optical Depth Prediction from Satellite Observations by Multiple Instance Regression. In: **Proceedings of the SIAM International Conference on Data Mining**, 2008.

WYREPKOWSKI, C. C. **Avaliação das propriedades ópticas dos aerossóis na atmosfera de Cuiabá com base na rede AERONET**. 2008. 76f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2008.

YANG, J.M.; QIU, J.H.; ZHAO, Y.L. Validation of aerosol optical depth from terra and aqua MODIS retrievals over a tropical coastal site in China. **Atmospheric and Oceanic Science Letters**, v.3, n. 1, p.36–39, 2010.

YNOUE, R. Y; ANDRADE, M. F. Size-Resolved Mass Balance of Aerosol Particles Over The São Paulo Metroplolitan Area of Brazil. **Aerosol Science and Tecnology**. v. 38, p. 52-62, 2004.

ZDUNKOWSKI, W.; TRAUTMANN T.; BOTT, A. **Radiation in the Atmosphere: A Course in Theoretical Meteorology**. New York: Cambridge University Press, 2007, 496p.