

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

RICARDO ALMEIDA DE SIQUEIRA

**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**

**SÃO PAULO
2008**

RICARDO ALMEIDA DE SIQUEIRA

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

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

**Área de concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dra. Márcia Akemi Yamasoe**

**SÃO PAULO
2008**

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar gostaria de agradecer à Prof. Márcia, por sua orientação sempre competente e brilhante desde os tempos de iniciação científica. Por sua grande capacidade de motivação, pelas palavras construtivas, por sua paciência, dedicação e acima de tudo confiança durante a realização deste trabalho.

Ao Brent Holben e demais operadores dos fotômetros da AERONET, que proporcionaram a obtenção dos dados necessários para a realização deste trabalho.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro (processo nº. 135433/2005-3).

Ao Carlos Pires e à Melina Paixão, por cederem o modelo dinâmico de aerossóis para Cuiabá, o que proporcionou um aumento de qualidade no resultado final deste trabalho.

Aos amigos do grupo de radiação André e Nilton, pelas horas de amizade, descontração e companheirismo.

Ao meu pai e à minha mãe, que são as pessoas mais importantes da minha vida. Sem o carinho, atenção e amor proporcionado por vocês, tudo seria infinitamente mais difícil.

RESUMO

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. 108 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto Astronômico, Geofísico e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

Os aerossóis são parte integrante do sistema climático e são capazes de interagir com a radiação solar de maneira direta via absorção e espalhamento, e indireta via modificação das propriedades micro-físicas das nuvens. Um dos maiores desafios dos cientistas é o de entender plenamente como essas partículas interagem nesse sistema. Para isso é necessário o conhecimento preciso da carga de aerossóis na atmosfera, das suas propriedades ópticas, e da capacidade das partículas atuarem como núcleos de condensação. O único meio disponível para a obtenção desse conhecimento em escala global é através do sensoriamento remoto via satélite. O sensor MODIS desenvolvido pela NASA é um dos principais meios disponíveis para o monitoramento dos aerossóis via satélite. Seu algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes depende da correta estimativa das refletâncias de superfícies nos canais do visível, que por sua vez, depende do valor da refletância de superfície obtida em 2,1 μm . Este trabalho teve como principal objetivo avaliar o comportamento das correlações entre as refletâncias do visível e em 2,1 μm utilizando dados de refletância obtidos pelo sensor MODIS em determinados sítios da AERONET sobre o Brasil. Tal estudo visou também identificar possíveis discrepâncias nas estimativas das refletâncias de superfície. Tais estimativas correspondem a uma das principais dificuldades para se obter valores acurados de profundidade óptica do aerossol via satélite. Os resultados mostraram grande variabilidade nas correlações entre os sítios analisados, sendo que o coeficiente angular variou de 0,38 a 0,60 na correlação entre 0,66 e 2,1 μm e de 0,17 a 0,38 entre 0,47 e 2,1 μm . Os coeficientes lineares também exibiram grande variabilidade podendo variar de 0,001 a 0,017 dependendo do sítio. As correlações também mostraram dependência com o ângulo de espalhamento em vários sítios, porém não sendo suficiente para uma real melhoria na estimativa das refletâncias de superfície no visível. Em geral as refletâncias de superfície são preditas com erros de no máximo 60% em 0,47 μm e de 30% em 0,66 μm , o que pode significar erros de 70% e 25% na profundidade óptica do aerossol respectivamente, caso o valor da profundidade óptica seja de 0,2, de acordo com estudo de sensibilidade realizado. Entretanto, considerando a dispersão ao redor de um desvio padrão, o que representa 68% da base de dados, os erros obtidos para as refletâncias foram de 30% e 12% respectivamente.

Palavras chave: Aerossóis, Sensoriamento Remoto, Refletância de superfície.

ABSTRACT

SIQUEIRA, R. A. **Study of the correlation between surface reflectance at 2.1 micrometers and visible ones obtained with MODIS near AERONET sun photometers at Brazilian sites.** 2008. 108 f. Dissertation (Master) – Instituto Astronômico, Geofísico e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

The aerosols are major players of the climate system and interact directly with solar radiation via absorption and scattering, and indirectly via modification of the microphysical properties of clouds. One of the biggest challenges for scientists is to understand how these particles interact into the system. To accomplish this goal, it is necessary a precise knowledge of aerosols load in the atmosphere, their optical properties, and the ability of such particles to act as cloud condensation nuclei. The only means available for obtaining such knowledge on a global scale is through satellite remote sensing. The MODIS sensor developed by NASA is one of the principal means available to monitoring aerosols. The algorithm for retrieving aerosol optical thickness, over land from MODIS, depends on the correct estimation of surface reflectance in the visible channels, which in turn, depends on the value of surface reflectance obtained at 2.1 μm . The goal of this work was to evaluate the behaviour of correlations between reflectances in the visible and 2.1 μm using data obtained with MODIS sensor around AERONET sites in Brazil. This study aimed to identify possible discrepancies in the prediction of surface reflectance, one of the main uncertainties in obtaining accurate values of the aerosol optical thickness with satellite remote sensing. The results showed wide variability in the correlations between the analyzed sites, and the slope ranged from 0.38 to 0.60 in the correlation between 0.66 and 2.1 μm and from 0.17 to 0.38 between 0.47 and 2.1 μm . The offsets also showed great variability, and varied from 0.001 to 0.017 depending on the site. The correlations also showed dependence with scattering angle in many places, but not enough for a real improvement in the prediction of surface reflectance in the visible channels. In general, the surface reflectances are predicted with maximum errors up to 60% at 0.47 μm and up to 30% at 0.66 μm , which, according to a sensitivity study, may lead to errors of 70% and 25% in the aerosol optical thickness respectively, if the value of the aerosol optical thickness is 0.2. However most of the data presented error lower than 30% at 0.47 μm e 12% at 0.66 μm .

Key words: Aerosols, Remote Sensing, Surface reflectance.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1:** Imagem ilustrativa do balanço energético médio anual terrestre. Dos 342 Wm^{-2} de radiação solar incidente, 184 Wm^{-2} são refletidos de volta ao espaço. A superfície terrestre reflete 30 Wm^{-2} enquanto nuvens, aerossóis e atmosfera refletem 77 Wm^{-2} . São absorvidos 67 Wm^{-2} pela atmosfera e 168 Wm^{-2} pela superfície terrestre. A superfície retorna energia para a atmosfera em forma de calor sensível (24 Wm^{-2}), calor latente (78 Wm^{-2}) e radiação de onda longa (390 Wm^{-2}) totalizando 492 Wm^{-2} . Devido principalmente ao papel dos gases estufa, 324 Wm^{-2} retornam para a superfície devido à reemissão de radiação pela atmosfera, o que juntamente com os 168 Wm^{-2} absorvidos de radiação solar, totalizam novamente os 492 Wm^{-2} emitidos. Da radiação de onda longa total que chega ao topo da atmosfera (235 Wm^{-2}), 165 Wm^{-2} são emitidos pela atmosfera, 30 Wm^{-2} por nuvens e 40 Wm^{-2} pela superfície. Figura adaptada de Kiehl e Trenberth (1997).....15
- Figura 1.2:** Forçantes radiativas estimadas para diferentes agentes de mudança no clima causadas por processos naturais e antrópicos. Figura obtida de IPCC (2007).....16
- Figura 1.3:** Ilustração dos efeitos indireto e semi-direto dos aerossóis. Figura adaptada de IPCC (2007).....17
- Figura 1.4:** Imagem ilustrativa do conceito de ângulo de espalhamento Θ entre o sol e o sensor. Também mostra a expressão matemática de seu cálculo em função do ângulo zenital e do azimute de ambos.....21
- Figura 1.5:** Refletâncias de superfície no visível e em $2,1 \mu\text{m}$ (a) e os coeficientes angulares entre $0,47$ e $2,1 \mu\text{m}$, $0,66$ e $2,1 \mu\text{m}$ e $0,47$ e $0,66 \mu\text{m}$ (b) em função do ângulo de espalhamento. Figura obtida de Levy et al. (2007).....22
- Figura 1.6:** Refletância de superfície em $0,66 \mu\text{m}$ em função da refletância de superfície em $2,1 \mu\text{m}$ para diferentes faixas de $NDVI_{swir}$. Figura obtida de Levy et al. (2007).....23
- Figura 2.1.1:** Representação esquemática das ondas eletromagnéticas com comprimento de onda λ . Figura adaptada de Kidder e Vonder Haar (1995).....26
- Figura 2.1.2:** O espectro eletromagnético. Figura obtida de Ferreira (2006).....26
- Figura 2.1.3:** Propagação de energia radiativa $d^A E$ através da área dA numa direção $\hat{\Omega}$ delimitada por um elemento de ângulo sólido $d\omega$ a partir da área $d\sigma$. O vetor normal à superfície dA é \hat{n} . θ é o ângulo entre as direções $\hat{\Omega}$ e \hat{n} ($\cos\theta = \hat{n} \cdot \hat{\Omega}$). Figura adaptada de Thomas e Stamnes (1999).....28
- Figura 2.2.1:** Irradiância espectral no topo da atmosfera e ao nível médio do mar em comparação com a curva de irradiância de um corpo negro a 6000 K . As regiões escuras indicam a atenuação devido à absorção gasosa. Figura obtida de Kidder e Vonder Haar (1995).....30

- Figura 2.2.2:** Diagrama de espalhamento obtido para partículas esféricas de diferentes tamanhos com radiação incidente no comprimento de onda de $0,5 \mu\text{m}$. Em (a) partícula com raio de $10^{-4} \mu\text{m}$, em (b) $10^{-1} \mu\text{m}$ e (c) $1 \mu\text{m}$. Figura obtida de Wallace e Hobbs (2006).....36
- Figura 2.2.3:** Eficiência de espalhamento $Q_{\lambda,scat}$ em função do parâmetro de tamanho X . A parte real do índice de refração vale 1,5 e são mostrados resultados para quatro valores da parte imaginária m_i . Figura adaptada de Liou (2002).....38
- Figura 2.2.4:** Espectro de absorção para alguns gases presentes na atmosfera e da atmosfera como um todo. Figura obtida de Lutgens e Tarbuck (2006).....39
- Figura 2.3.1:** Desenho esquemático dos processos que ocorrem na propagação de um feixe de radiação L_i num volume diferencial de seção da e comprimento ds . Em *a*) e *b*) o feixe é atenuado devido absorção e espalhamento no volume, respectivamente, em *c*) o feixe é intensificado por emissão do volume e em *d*) o feixe é intensificado por espalhamento.....41
- Figura 2.3.2:** Representação esquemática de uma atmosfera plano-paralela com suas camadas homogêneas (exemplo com duas camadas) em termos de pressão (P) temperatura (T) e densidade (ρ). θ é o ângulo zenital e φ é o ângulo azimutal considerando-se um caminho óptico s na direção $\hat{\Omega}$45
- Figura 2.4.1:** Esquemática do princípio do sensoriamento remoto. Figura adaptada de Liou (2002).....46
- Figura 2.4.2:** Ilustração mostrando a contribuição da superfície e da atmosfera para a refletância aparente no topo da atmosfera. Figura adaptada de Liou (2002).....47
- Figura 3.1.1:** Vista externa (A) e interna (B) do sensor MODIS presente nos satélites TERRA e AQUA e alguns de seus componentes, como a porta para o difusor solar utilizado para a calibração das bandas do espectro solar. Figura (A) obtida de MODIS Characterization Support Team disponível em <http://www.mcst.ssai.biz/mcstweb/images/extern.gif> e figura (B) adaptada de Barnes et al. (1998).....53
- Figura 3.1.2:** Gráfico que ilustra a estratégia do algoritmo de máscara de nuvens do MODIS que atribui um nível de confiança para uma dada observação. Os valores de α e γ representam as observações limite para as quais são associadas alta confiança na presença de nuvens e alta confiança na não presença (ausência) de nuvens respectivamente. Figura obtida de Ackerman et al. (2002).....56
- Figura 3.1.3:** Imagem RGB (esquerda) e produto de máscara de nuvens (direita) sobre a região Amazônica (acima) e sobre a parte centro-sul do Brasil (abaixo).....57
- Figura 3.1.4:** Mapas mostrando os tipos de aerossol da moda fina utilizados no algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes, em diferentes épocas do ano. Em verde é utilizado um modelo com albedo simples de aproximadamente 0,95 (não absorvente), em vermelho de aproximadamente 0,85 (absorvente) e em branco de aproximadamente 0,9 (neutro). Figura obtida de Remer et al. (2006).....59

- Figura 3.2.1:** Foto mostrando um radiômetro CIMEL em operação. Figura obtida de Procópio (2005).....61
- Figura 3.4.1:** Imagem do MODIS obtida sobre a região metropolitana de São Paulo. O quadrado em vermelho ilustra a região delimitada sobre a cidade de 10x10 km em torno do sítio da AERONET.....66
- Figura 3.4.2:** Mapa do Brasil mostrando a localização dos sítios da AERONET escolhidos para a realização do trabalho.....66
- Figura 3.4.3:** Três regiões hipotéticas onde cada “quadrado” representa um pixel de máscara de nuvens. Cada região representa um caso onde os pixels presentes são de pelo menos claro 95%. Nestes três casos, considerou-se ausência de nuvens.....67
- Figura 3.4.4:** Dados de refletância no topo da atmosfera em 0,47 μm obtidos pelo MODIS no período de 2004 a 2006 em função do ângulo de espalhamento entre o Sol e o sensor. Todos estes dados foram considerados como livres de contaminação de nuvens de acordo com o produto de máscara de nuvens. Também são mostradas imagens RGB de 250 m de resolução obtidas de *MODIS Rapid Response System* disponível em <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/>. Cada uma das imagens corresponde a um caso onde aparecem valores altos de refletância, o que sugere presença de nuvens.....68
- Figura 3.4.5:** Dados de refletância em 0,47 μm obtidos pelo MODIS em função do ângulo de espalhamento entre o Sol e o sensor para os sítios de Alta Floresta (esquerda) e Cuiabá-Miranda (direita) após a correção atmosférica. Os dados em vermelho são referentes ao período de 2004 a 2006 e são considerados como ausentes de contaminação por nuvens através da inspeção visual de imagens RGB de 250 m. Na parte superior da figura são exibidos em azul os dados de 2000 a 2003 sem nenhuma filtragem dos dados. Na parte inferior são exibidos os correspondentes dados filtrados. A filtragem é realizada com relação ao comportamento dos dados de 2004 a 2006, e refletâncias muito altas são descartadas.....69
- Figura 3.4.6:** Histograma do número de dias selecionados que obedeceram aos critérios (1), (2) e (3) mencionados anteriormente em função do dia juliano. Em cada gráfico também é exibido o número total de dias obtidos. Os dados são exibidos para cada site analisado neste trabalho e para o conjunto total de imagens obtidas. As imagens corresponderam ao período de 2000 a 2006.....70
- Figura 3.4.7:** Valores de função filtro utilizadas para as simulações com o SBDART para as bandas 1,3 e 7 do MODIS para o sensor TERRA. Valores obtidos do código de transferência radiativa FLISS (*Fast Line-by-Line Satellite Signal Simulator*) (Corrêa et al., 2005).....72
- Figura 3.4.8:** Diferença percentual entre a refletância de superfície simulada com o SBDART (ρ_{λ}^s simulado) e a obtida através da equação (3.4.2) (ρ_{λ}^s) supondo que T_{λ} seja igual a 1. Os resultados são mostrados para as bandas espectrais do MODIS em 0,47 μm ($\rho_{0,47}^s$), 0,66 μm ($\rho_{0,66}^s$) e 2,1 μm ($\rho_{2,1}^s$). A diferença foi calculada como $100(\rho_{\lambda}^s - \rho_{\lambda}^s \text{ simulado})/\rho_{\lambda}^s \text{ simulado}$. Os valores de $\rho_{\lambda}^s \text{ simulado}$ foram de 0,04 para 0,47 μm , 0,08 para 0,66 μm e 0,15 para 2,1 μm . As diferenças são exibidas em função da profundidade óptica do aerossol em 0,55 μm ($\tau_{0,55}$). Os modelos de aerossol utilizados

- foram os de São Paulo, Cuiabá-Miranda e Alta Floresta. Os valores indicados nas legendas se referem ao conteúdo de vapor d'água (wv) utilizado em conjunto com cada modelo de aerossol.....74
- Figura 3.4.9:** Mesmo que a figura 3.4.7, mas com o uso dos valores médio para $T_{0,47}$, $T_{0,66}$ e $T_{2,1}$76
- Figura 3.4.10:** Valores de distribuição volumétrica média de tamanho dos aerossóis ($dV/dlnR$) utilizados para a construção do modelo óptico de aerossol para Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH), São Paulo (SP) e Cuiabá-Miranda. Da mesma forma que na tabela 3.4.3, os dados de CM foram discretizados com relação a τ e agrupados por trimestres. No caso de AH, ao contrário dos dados de índice de refração, os valores de $dV/dlnR$ foram discretizados em termo de τ e foram utilizados apenas a faixa com $0,0 < \tau < 0,2$. As fontes dos dados são as mesmas que as indicadas na tabela 3.4.3.....79
- Figura 4.1:** Refletâncias de superfície, isto é, refletâncias obtidas a partir do sensor MODIS após se efetuar a correção atmosférica dentro da região de $10 \times 10 \text{ km}^2$ em torno do fotômetro da AERONET para os sítios de São Paulo, Alta Floresta, Abracos Hill e Cuiabá-Miranda..... 82
- Figura 4.2:** Os gráficos da esquerda exibem os valores de refletância de superfície nos canais do visível em função da refletância de superfície em $2,1 \mu\text{m}$ obtidas nos sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Acima e à esquerda são exibidas as correlações obtidas com as refletâncias de $0,47$ e $2,1 \mu\text{m}$ e abaixo e à esquerda as correlações entre $0,66$ e $2,1 \mu\text{m}$. Para os casos de São Paulo e Cuiabá-Miranda são exibidas também as expressões obtidas considerando-se apenas os valores de refletância de superfície em $2,1 \mu\text{m}$ ($\rho_{2,1}^s$) menores que $0,25$. Os gráficos da direita exibem histogramas dos valores de $NDVI_{SWIR}$ obtidos em cada sítio além do seu valor médio e desvio padrão além do número de dias e de pixels analisados.....84
- Figura 4.3:** Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície nos canais do visível com o uso da refletância em $2,1 \mu\text{m}$ para os sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Foram utilizadas as expressões dedicadas para cada sítio mostradas na figura 4.2. Nos histogramas da esquerda estão as diferenças calculadas para o canal de $0,66 \mu\text{m}$ e na direita para o canal de $0,47 \mu\text{m}$. A diferença percentual foi calculada como $100(\rho_{\lambda}^s \text{ calculado} - \rho_{\lambda}^s \text{ obtido})/\rho_{\lambda}^s \text{ obtido}$ onde $\rho_{\lambda}^s \text{ calculado}$ é a refletância calculada com as expressões da figura 4.2 e $\rho_{\lambda}^s \text{ obtido}$ é a refletância corrigida a partir dos dados do MODIS.....86
- Figura 4.4:** Razões entre as refletâncias no visível e em $2,1 \mu\text{m}$ em função do ângulo de espalhamento Θ para todos os sítios analisados. As razões foram agrupadas de 10 em 10 graus entre 110 e 180 graus. São exibidos o valor médio da razão, o seu desvio padrão e o número de pixels presentes em cada faixa.....87
- Figura 4.5:** Razões entre as refletâncias no visível e em $2,1 \mu\text{m}$ em função do ângulo de espalhamento Θ para cada sítio. As razões foram agrupadas de 10 em 10 graus entre 110 e 180 graus. São exibidos o valor médio da razão, o seu desvio padrão e o número de pixels presentes em cada faixa.....88

- Figura 4.6:** Histogramas exibindo os valores estimados do coeficiente linear em 0,66 μm (b_{66}) e em 0,47 μm (b_{47}) com o uso das refletâncias do visível e em 2,1 μm obtidas de todos os sítios. Os histogramas também exibem as expressões utilizadas no cálculo dos coeficientes.....89
- Figura 4.7:** Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície nos canais de 0,47 μm (acima) e no de 0,66 μm (abaixo) com o uso da refletância em 2,1 μm com os dados de todos os sítios. As expressões utilizadas nas previsões das refletâncias de superfície também são exibidas na figura.....90
- Figura 4.8:** Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície no canal de 0,66 μm com o uso da refletância em 2,1 μm para os sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Nos histogramas da esquerda foi utilizada a expressão geral para a previsão da refletância em 0,66 μm da figura 4.2. Nos histogramas da direita foi utilizada a expressão definida em (4.1) que depende do ângulo de espalhamento. A diferença percentual foi calculada como $100(\rho_{0,66}^s \text{ calculado} - \rho_{0,66}^s \text{ obtido}) / \rho_{0,66}^s \text{ obtido}$ onde $\rho_{0,66}^s \text{ calculado}$ é a refletância calculada com as expressões da figura 4.2 e $\rho_{0,66}^s \text{ obtido}$ é a refletância corrigida a partir dos dados do MODIS.....91
- Figura 4.9:** Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície no canal de 0,47 μm com o uso da refletância em 2,1 μm para os sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Nos histogramas da esquerda foi utilizada a expressão geral para a previsão da refletância em 0,47 μm da figura 4.2. Nos histogramas da direita foi utilizada a expressão definida em (4.1) que depende do ângulo de espalhamento. A diferença percentual foi calculada como $100(\rho_{0,47}^s \text{ calculado} - \rho_{0,47}^s \text{ obtido}) / \rho_{0,47}^s \text{ obtido}$ onde $\rho_{0,47}^s \text{ calculado}$ é a refletância calculada com as expressões da figura 4.2 e $\rho_{0,47}^s \text{ obtido}$ é a refletância corrigida a partir dos dados do MODIS.....92
- Figura 4.10:** Histograma do ângulo de espalhamento entre o sol e o sensor para todos os sítios analisados.....93
- Figura 4.11:** Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície no canal de 0,66 μm com o uso da refletância em 2,1 μm para os sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Nos histogramas da esquerda foram utilizadas as novas parametrizações utilizadas na versão 5.2 do algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes (Levy et al., 2007) representadas pela equação (3.1.5). Nos histogramas da direita foram utilizadas as parametrizações da versão anterior do algoritmo de acordo com o trabalho de Kaufman et al. (1997). A diferença percentual foi calculada como $100(\rho_{0,66}^s \text{ calculado} - \rho_{0,66}^s \text{ obtido}) / \rho_{0,66}^s \text{ obtido}$ onde $\rho_{0,66}^s \text{ calculado}$ é a refletância calculada com as expressões da figura 4.2 e $\rho_{0,66}^s \text{ obtido}$ é a refletância corrigida a partir dos dados do MODIS.....95
- Figura 4.12:** Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície no canal de 0,47 μm com o uso da refletância em 2,1 μm para os sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Nos histogramas da esquerda foram utilizadas as novas parametrizações utilizadas na versão 5.2 do algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes

(Levy et al., 2007) representadas pela equação (3.1.5). Nos histogramas da direita foram utilizadas as parametrizações da versão anterior do algoritmo de acordo com o trabalho de Kaufman et al. (1997). A diferença percentual foi calculada como $100(\rho_{0,47}^s \text{ calculado} - \rho_{0,47}^s \text{ obtido}) / \rho_{0,47}^s \text{ obtido}$ onde $\rho_{0,47}^s \text{ calculado}$ é a refletância calculada com as expressões da figura 4.2 e $\rho_{0,47}^s \text{ obtido}$ é a refletância corrigida a partir dos dados do MODIS.....96

Figura 4.13: Refletâncias de superfície obtidas pelo sensor MODIS após se efetuar a correção atmosférica dentro da região de $10 \times 10 \text{ km}^2$ em torno do fotômetro da AERONET para o sítio de Rio Branco. Vale ressaltar que o modelo óptico de aerossol utilizado em Rio Branco como dito na seção 3.4.2.2 foi o de Alta Floresta.....97

Figura 4.14: Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície para o sítio de Rio Branco nos canais de $0,66 \mu\text{m}$ (esquerda) e no canal de $0,47 \mu\text{m}$ (direita). As expressões utilizadas nas previsões foram as obtidas para os sítios de São Paulo (azul), Alta Floresta (verde), Abracos Hill (laranja) e Cuiabá-Miranda (vermelho). Cada expressão utilizada também é exibida na figura.....98

Figura 4.15: À esquerda são exibidos os valores de refletância de superfície obtidas nos canais de $0,47 \mu\text{m}$ (azul) e no de $0,66 \mu\text{m}$ (vermelho) em função da refletância de superfície em $2,1 \mu\text{m}$ obtidas para o sítio de Rio Branco. A direita é exibido o histograma do índice de vegetação $NDVI_{SWIR}$ também obtido sobre Rio Branco.....99

Figura 4.16: Variação absoluta (acima) e percentual (abaixo) da profundidade óptica do aerossol em $0,55 \mu\text{m}$ ($\tau_{0,55}$) inserida no SBDART, em função da própria profundidade óptica para diferentes erros percentuais na estimativa da refletância de superfície. Nas figuras da esquerda a refletância base foi de $0,03$ em $0,47 \mu\text{m}$ e nas figuras da direita de $0,06$ em $0,66 \mu\text{m}$101

LISTA DE TABELAS

- Tabela 3.1.1:** Especificações e principais usos das 36 bandas espectrais (em μm) do sensor MODIS. A resolução espacial é válida para observações no nadir.....52
- Tabela 3.1.2:** Bits analisados do produto MOD35 L2 para seleção de pixels sem nuvens neste trabalho. Os bits escolhidos corresponderam à análise do cenário onde se desejavam apenas dias limpos de acordo com Ackerman et al. (2002).....56
- Tabela 3.4.1:** Coordenadas geográficas em graus que delimitaram as cinco regiões de estudo ao redor do sítio da AERONET.....65
- Tabela 3.4.2:** Valores do índice de refração complexo (m) com sua parte real (m_r) e sua parte imaginária (m_i). Tais valores foram utilizados para a construção do modelo óptico de aerossol para Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH), São Paulo (SP) e Cuiabá-Miranda. As fontes dos dados também são exibidas na tabela. Os dados de CM foram discretizados para diferentes faixas de τ e foram utilizados apenas as faixas com $0,0 < \tau < 0,2$. Os dados de CM também foram agrupados para diferentes períodos do ano representados por trimestres. *MJJ* se refere ao período de maio, junho e julho; *ASO* ao período de agosto, setembro e outubro; *NDJ* ao período de novembro, dezembro e janeiro e *FMA* ao período de fevereiro, março e abril.....79
- Tabela 3.4.3:** Valores de albedo simples (ω_λ) e do coeficiente linear de extinção ($k_{\lambda,ext}$) normalizado em $0,55 \mu\text{m}$, utilizados para a simulação com o SBDART em Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH), São Paulo (SP) e Cuiabá-Miranda (AH). O valor de $k_{\lambda,ext}$ normalizado é utilizado pelo SBDART para efetuar a dependência espectral da profundidade óptica do aerossol a partir do seu valor em $0,55 \mu\text{m}$80

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS.....	14
1.1. MUDANÇAS NO CLIMA E FORÇANTE RADIATIVA.....	14
1.2. IMPACTO DOS AEROSSÓIS NO CLIMA.....	16
1.3. AEROSSÓIS E O PAPEL DO SENSORIAMENTO REMOTO.....	18
1.4. AEROSSÓIS E O PAPEL DO MODIS.....	19
1.5. O PROBLEMA DA REFLETÂNCIA DE SUPERFÍCIE.....	20
1.6. OBJETIVOS DO TRABALHO.....	24
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	25
2.1. CONCEITOS BÁSICOS SOBRE RADIAÇÃO.....	25
2.1.1. DEFINIÇÃO DE RADIANCIA E IRRADIÂNCIA.....	27
2.2. EXTINÇÃO DA RADIAÇÃO SOLAR NA ATMOSFERA.....	29
2.2.1. DESCRIÇÃO DAS GRANDEZAS ÓPTICAS.....	31
2.2.1.1. ÍNDICE DE REFRAÇÃO COMPLEXO.....	31
2.2.1.2. SEÇÃO EFICAZ E EFICIÊNCIA DE EXTINÇÃO.....	31
2.2.1.3. COEFICIENTE LINEAR DE EXTINÇÃO.....	32
2.2.1.4. ALBEDO SIMPLES.....	32
2.2.1.5. PROFUNDIDADE ÓPTICA DE EXTINÇÃO.....	33
2.2.1.6. FUNÇÃO DE FASE E PARÂMETRO DE ASSIMETRIA.....	33
2.2.2. ESPALHAMENTO RAYLEIGH.....	35
2.2.3. ESPALHAMENTO MIE.....	35
2.2.4. ABSORÇÃO GASOSA.....	38
2.3. EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA NA ATMOSFERA.....	40
2.3.1. LEI DE BEER-BOUGUER-LAMBERT.....	42
2.3.2. O TERMO FONTE DE ESPALHAMENTO.....	43
2.3.3. EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA NO ESPECTRO SOLAR.....	43
2.3.4. APROXIMAÇÃO ATMOSFERA PLANO-PARALELA.....	44
2.4. PRINCÍPIOS DO SENSORIAMENTO REMOTO POR SATÉLITE.....	46
2.4.1. REFLETÂNCIA APARENTE NO TOPO DA ATMOSFERA.....	47
2.4.2. SENSORIAMENTO REMOTO DOS AEROSSÓIS.....	49
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	51
3.1. MODERATE RESOLUTION IMAGING SPECTRORADIOMETER.....	51
3.1.1. O SENSOR MODIS.....	51
3.1.2. O PRODUTO MOD021KM L1B DO MODIS.....	54
3.1.3. O PRODUTO DE MÁSCARA DE NUVENS DO MODIS.....	55
3.1.4. ALGORITMO PARA OBTENÇÃO DA PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL SOBRE CONTINENTES.....	58
3.2. AERONET – AEROSOL ROBOTIC NETWORK.....	61
3.3. SBDART – SANTA BARBARA DISORT RADIATIVE TRANSFER.....	63
3.4. METODOLOGIA UTILIZADA.....	65
3.4.1. OBTENÇÃO E SELEÇÃO DOS DADOS.....	65
3.4.2. CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DOS DADOS DE REFLETÂNCIA.....	71
3.4.2.1. MÉTODO.....	71
3.4.2.2. MODELOS DE AEROSSOL UTILIZADOS.....	77

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	81
4.1. VALORES DE REFLETÂNCIAS E CORRELAÇÕES OBTIDAS.....	81
4.2. DEPENDÊNCIA COM O ÂNGULO DE ESPALHAMENTO.....	87
4.3. COMPARAÇÃO COM OS MODELOS DE PREVISÃO DO MODIS.....	94
4.4. O CASO RIO BRANCO.....	97
4.5. ESTUDO DE SENSIBILIDADE.....	100
5. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS.....	102
6. REFERÊNCIAS.....	104

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

A introdução se inicia com uma descrição bem geral envolvendo aspectos das mudanças climáticas e da forçante radiativa para que, em seguida, o papel dos aerossóis no clima seja enfatizado. Terminada essa discussão, é discutido como o sensoriamento remoto via satélite pode ajudar no estudo de tais partículas, como no caso do sensor MODIS. O algoritmo do MODIS, para a obtenção da profundidade óptica e de outros parâmetros relacionados aos aerossóis sobre o continente, utiliza dados de refletância obtidos em diferentes canais espectrais, entre eles os de 2,1 μm . Este trabalho se baseou na análise desses dados de refletância, cujos objetivos específicos são discutidos no final do capítulo.

1.1 MUDANÇAS NO CLIMA E FORÇANTE RADIATIVA

No contexto científico, o sistema climático terrestre é interpretado como um conjunto de cinco grandes componentes: atmosfera, hidrosfera, biosfera, criosfera e superfície. Todos esses componentes são capazes de interagir entre si através de trocas de energia e umidade, o que o torna um sistema de comportamento complexo (Lutgens e Tarbuck, 2006). Em termos gerais, o clima pode ser definido como uma descrição do comportamento deste sistema num longo período de tempo. Esse comportamento é obtido através da análise de várias variáveis que caracterizam o sistema em função de sua média e variabilidade (IPCC, 2001). Como exemplo, podemos citar a temperatura, a umidade do ar e a quantidade de radiação solar. Uma mudança no comportamento de tais variáveis, e conseqüentemente do sistema climático, pode ser induzida tanto por processos naturais quanto antrópicos.

A radiação proveniente do Sol é a principal fonte de energia dos processos químicos, biológicos e físicos que ocorrem no sistema climático. Dessa forma, o balanço radiativo do sistema Terra-atmosfera é um dos principais aspectos que devem ser entendidos no contexto das mudanças do clima (Liou, 2002). A figura 1.1 mostra os detalhes do balanço energético terrestre e o papel dos vários componentes do sistema climático.

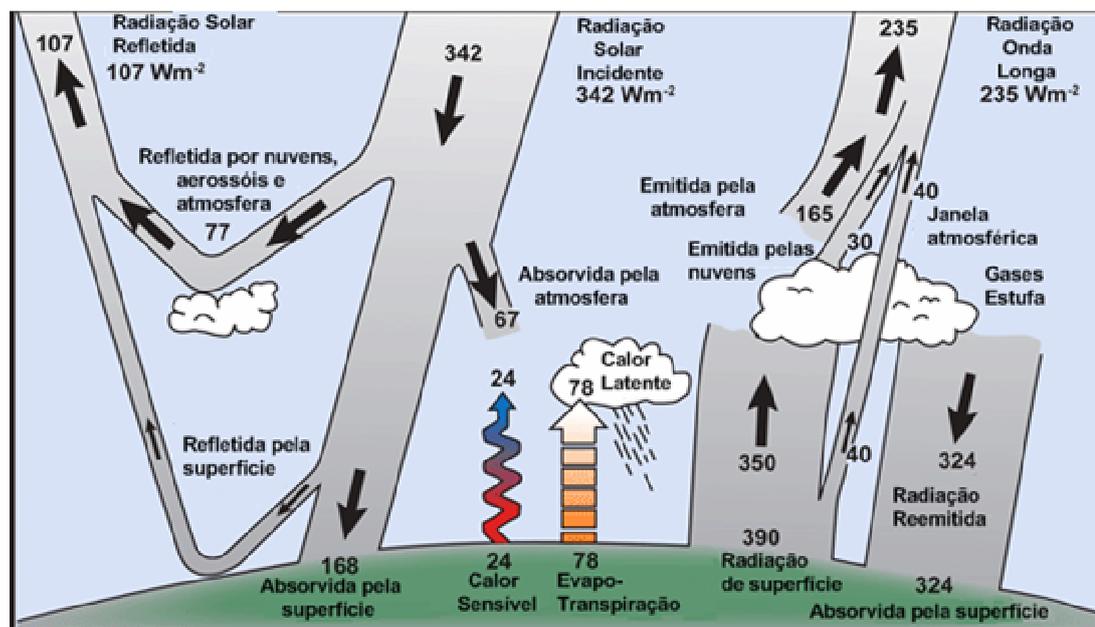


Figura 1.1: Imagem ilustrativa do balanço energético médio anual terrestre. Dos 342 Wm^{-2} de radiação solar incidente, 184 Wm^{-2} são refletidos de volta ao espaço. A superfície terrestre reflete 30 Wm^{-2} enquanto nuvens, aerossóis e atmosfera refletem 77 Wm^{-2} . São absorvidos 67 Wm^{-2} pela atmosfera e 168 Wm^{-2} pela superfície terrestre. A superfície retorna energia para a atmosfera em forma de calor sensível (24 Wm^{-2}), calor latente (78 Wm^{-2}) e radiação de onda longa (390 Wm^{-2}) totalizando 492 Wm^{-2} . Devido principalmente ao papel dos gases estufa, 324 Wm^{-2} retornam para a superfície devido à reemissão de radiação pela atmosfera, o que juntamente com os 168 Wm^{-2} absorvidos de radiação solar, totalizam novamente os 492 Wm^{-2} emitidos. Da radiação de onda longa total que chega ao topo da atmosfera (235 Wm^{-2}), 165 Wm^{-2} são emitidos pela atmosfera, 30 Wm^{-2} por nuvens e 40 Wm^{-2} pela superfície. Figura adaptada de Kiehl e Trenberth, 1997.

Para que não haja mudanças no clima, induzidas por mudanças no balanço de radiação, deve haver um equilíbrio entre a radiação recebida e emitida pelo sistema climático. Quando este equilíbrio não é atingido, significa que alguma perturbação foi imposta ao sistema, como um aumento da concentração dos gases estufa ou mudanças na quantidade de radiação solar incidente (Shine, 2000). A magnitude dos desvios no balanço de radiação devido a perturbações é expressa pela grandeza *forçante radiativa*. Uma forçante radiativa positiva indica que existe mais energia radiativa no sistema causando um aumento da sua temperatura, enquanto uma forçante negativa indica que existe menos energia radiativa no sistema com conseqüente esfriamento do sistema. Através de simulações em modelos atmosféricos é possível estimar a forçante radiativa devido às diferentes perturbações no sistema climático. A figura 1.2 mostra resultados da forçante radiativa estimada pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) para diferentes agentes de mudança do clima. Enquanto os gases de efeito estufa possuem uma forçante radiativa positiva com alto nível de conhecimento científico, os aerossóis possuem uma forçante radiativa negativa e com baixo nível de entendimento científico, sugerindo mais estudos sobre seus impactos no clima.

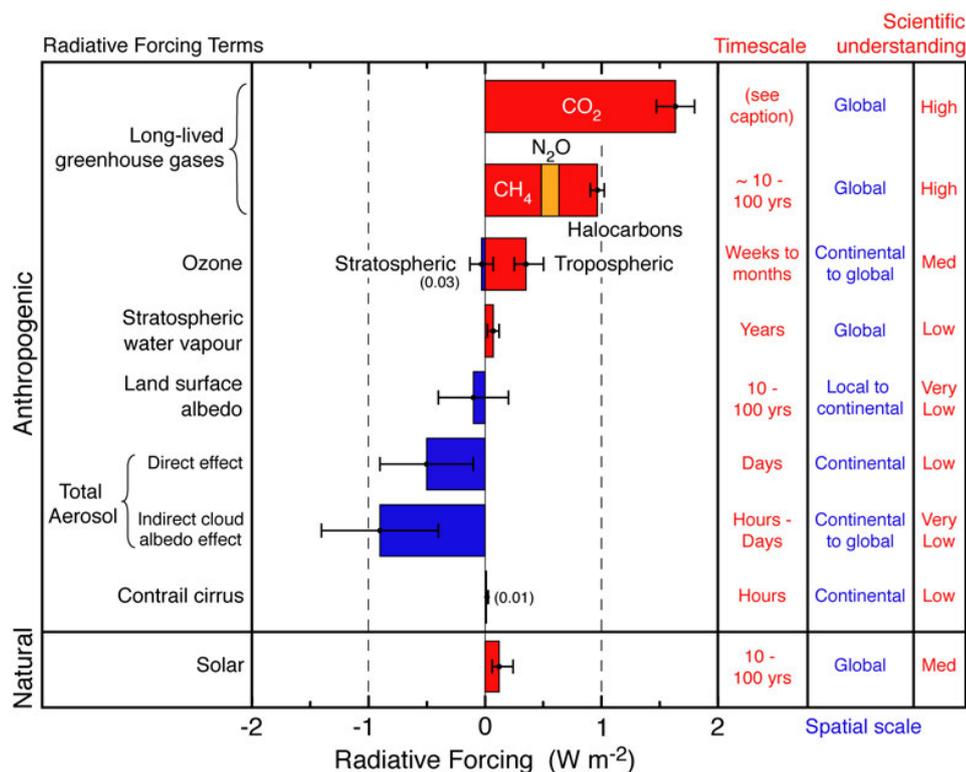


Figura 1.2: Forçantes radiativas estimadas para diferentes agentes de mudança no clima causadas por processos naturais e antrópicos. Figura obtida de IPCC, 2007.

1.2 IMPACTO DOS AEROSSÓIS NO CLIMA

Como visto nas figuras 1.1 e 1.2, os aerossóis são parte integrante do sistema climático e sua forçante radiativa sobre o clima pode ser da mesma ordem que dos gases estufa em termos globais. Um dos maiores desafios dos cientistas é o de entender plenamente como essas partículas interagem no sistema climático.

Os aerossóis são definidos como uma suspensão de partículas líquidas ou sólidas presentes na atmosfera que podem ter diferentes composições químicas e formas, com tamanhos variando de poucos nanômetros a dezenas de micrômetros (Horvath, 2000). Possuem diferentes fontes de produção como as fumaças emitidas por queimadas, fábricas e escapamento de automóveis, partículas de sais marinhos emitidas pela agitação dos mares, e poeira originada por ação do vento (Yamasoe, 1999). Consequentemente são lançadas na atmosfera partículas com peculiaridades distintas em termos de composição química, tamanho, e geometria.

Costuma-se adotar um critério de distinção com relação à maneira como os aerossóis atuam no sistema climático. Quando os aerossóis modificam o balanço radiativo de uma região através da sua própria capacidade de absorver e espalhar radiação, é dito que se trata do

efeito direto do aerossol. Já quando o balanço radiativo é alterado através da capacidade que os aerossóis possuem de alterar determinadas características das nuvens, é dito que se trata do *efeito indireto* do aerossol. O efeito direto é geralmente responsável por um aumento da refletância planetária e do esfriamento da superfície, por causa da reflexão da radiação solar para o espaço, ao mesmo tempo em que pode aquecer localmente a atmosfera por causa da absorção (Lenoble, 1993). No caso do efeito indireto (figura 1.3), este é relacionado com a capacidade que determinados aerossóis possuem de atuarem como núcleo de condensação de nuvens. Assim, eles são capazes de modificar características micro-físicas das nuvens com conseqüentes alterações em suas propriedades radiativas. Além disso, o tempo de vida, eficiência de precipitação e cobertura das nuvens também são alterados. Dessa forma, os aerossóis podem provocar mudanças também no ciclo hidrológico.

Alguns autores como Menon (2004), citam o chamado efeito *semi-direto* do aerossol (figura 1.3). Ele é relacionado com a evaporação das gotículas de nuvens devido à absorção de radiação pelos aerossóis, dificultando a formação e permanência das nuvens na atmosfera.

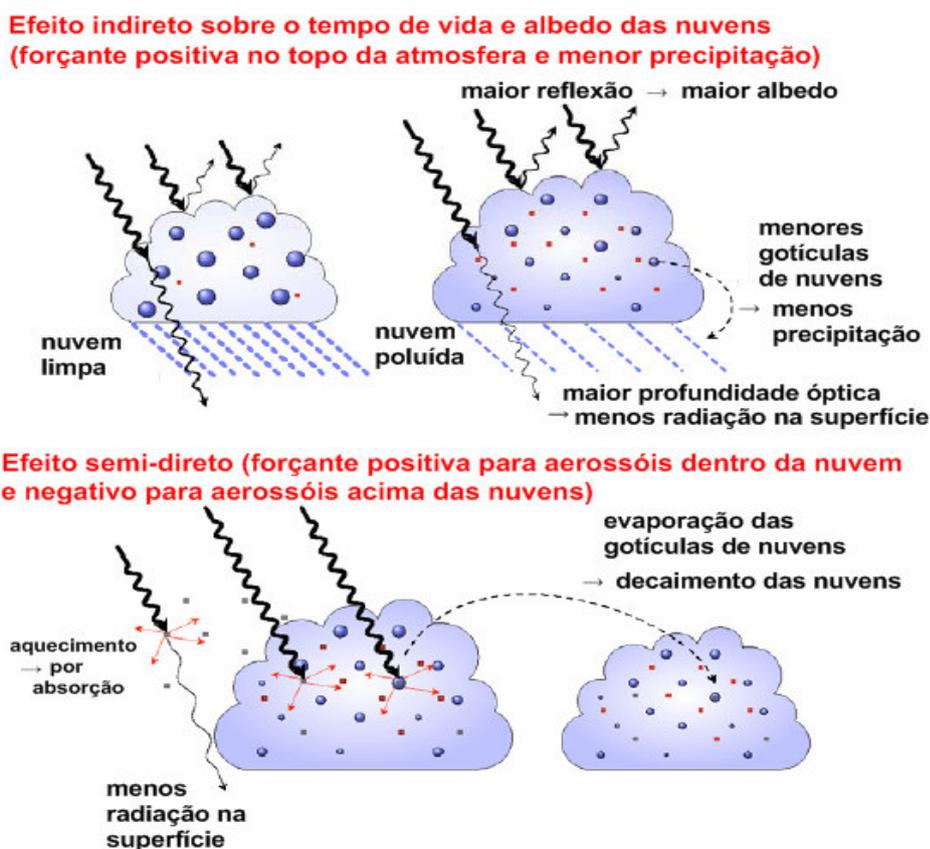


Figura 1.3: Ilustração dos efeitos indireto e semi-direto dos aerossóis. Figura adaptada de IPCC, 2007.

Para a determinação da magnitude dos efeitos dos aerossóis discutidos anteriormente, são necessários o correto conhecimento da carga de aerossóis na atmosfera, das suas propriedades ópticas¹, e da capacidade das partículas atuarem como núcleos de condensação. Esses por sua vez, dependem de parâmetros com relação ao tamanho, morfologia e composição química das partículas. Muito desse conhecimento sobre os aerossóis é obtido com a ajuda do sensoriamento remoto que é discutido a seguir.

1.3 AEROSSÓIS E O PAPEL DO SENSORIAMENTO REMOTO

O sensoriamento remoto dos aerossóis visa à obtenção de parâmetros ópticos e físicos necessários para a correta aferição do papel dos aerossóis no sistema Terra-atmosfera. A obtenção é realizada de forma indireta através da captação, realizada por instrumentos, da radiação eletromagnética refletida ou espalhada pelas partículas. De maneira geral, esses instrumentos são denominados de radiômetros ou sensores, ou seja, são instrumentos capazes de realizar medições de uma dada grandeza radiométrica (como a radiância ou irradiância) em diferentes faixas espectrais.

Em geral, o sensoriamento remoto dos aerossóis é realizado através de medições realizadas por instrumentos presentes em superfície, aeronaves ou satélites, cada uma com suas vantagens e desvantagens (Charlson, 2001). As observações realizadas em superfície são realizadas através de radiômetros presentes em diversas localidades e que podem até constituir uma rede. Talvez a mais famosa dessas redes seja a *Aerosol Robotic Network* (AERONET) (Holben et al., 1998) com radiômetros presentes em diversos países. Redes desse tipo são capazes de obter diversos parâmetros ópticos e físicos relacionados aos aerossóis como seu albedo simples, distribuição de tamanho, índice de refração complexo e profundidade óptica, mas possuem a desvantagem de obter apenas a dependência temporal destes parâmetros, pois seu alcance é apenas local. No caso das medições realizadas a bordo de aeronaves, é possível estender as características discutidas no caso das observações de superfície para uma área de atuação maior fugindo do caráter local do primeiro caso, mas os altos custos impedem que os parâmetros sejam obtidos em grandes extensões de área e para grandes períodos de tempo. Por último, os satélites oferecem a vantagem de oferecer cobertura global, mas em contrapartida são incapazes de realizar medições de vários parâmetros como o albedo simples, a distribuição de tamanho e outros. Em geral, os satélites

¹ Propriedades constituídas pelo conhecimento do albedo simples, função de fase, coeficiente de extinção e outros parâmetros ópticos.

são capazes de fornecer informações com relação à profundidade óptica do aerossol, o coeficiente de Ångström e o raio efetivo das partículas.

Apesar do sensoriamento remoto dos aerossóis via satélite apresentar desvantagens, trata-se do único meio disponível para realizar o monitoramento das partículas em todo globo e por isso constitui uma fonte de dados que não deve ser desprezado. Este aspecto se torna importante levando-se em conta o fato de os aerossóis possuírem curto tempo de permanência na atmosfera e de possuírem alta variabilidade espacial e temporal de suas propriedades (Remer et al., 2005). Dessa forma, qualquer melhoria das capacidades do sensoriamento remoto via satélite é importante.

1.4 AEROSSÓIS E O PAPEL DO MODIS

Aproveitando-se das vantagens que só o sensoriamento remoto via satélite pode oferecer, a *National Aeronautics and Space Administration/Goddard Space Flight Center* (NASA) desenvolveu o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) com o objetivo de estudar as mudanças e interações que ocorrem no sistema climático (Remer et al., 2002, Levy et al., 2003). Trata-se de um sensor com 36 bandas espectrais presentes nos satélites TERRA e AQUA e que proporciona avançados estudos das propriedades de terra, oceano e atmosfera. Devido à órbita quase polar desses satélites, o MODIS é extremamente adaptado para o monitoramento global da atmosfera através do espaço, realizando a cada dois dias uma cobertura praticamente total do planeta.

Embora os dados do MODIS auxiliem em estudos diversos como a da temperatura do oceano ou das propriedades das nuvens, um dos seus principais objetivos é o de monitorar os aerossóis sobre o globo. O MODIS é capaz de fornecer o produto de profundidade óptica do aerossol sobre terra e oceano com uma resolução de 10 km no nadir, além de outros parâmetros relacionados aos aerossóis como a razão entre moda fina e moda grossa. Esses produtos são utilizados pela comunidade científica para responder questões referentes ao papel dos aerossóis no clima (Levy et al., 2007) e também nas tentativas de monitoração da qualidade do ar em grandes cidades, já que a profundidade óptica do aerossol é intrinsecamente ligada à carga de aerossóis presentes na atmosfera (Chu et al., 2003, Hutchinson et al., 2005).

1.5 O PROBLEMA DA REFLETÂNCIA DE SUPERFÍCIE

O algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol pelo MODIS é baseado na reflexão da radiação solar pelas partículas de aerossol que é captada pelo sensor no satélite. Porém, a radiação solar não interage exclusivamente com as partículas de aerossol, de forma que o sinal que atinge o sensor também é influenciado pela presença da atmosfera e da superfície. Como consequência, um passo fundamental para o sucesso do sensoriamento remoto dos aerossóis é a correta quantificação do componente refletido (ou retro-espalhado) pela atmosfera² e do componente refletido pela superfície. A contribuição devido às partículas de aerossol é obtida apenas com o componente obtido da atmosfera após descontar os efeitos do espalhamento Rayleigh e da absorção gasosa. Assim, o componente refletido pela superfície deve ser eliminado. O problema é que este componente é de difícil estimativa, prejudicando a obtenção de valores acurados de profundidade óptica.

Diante dessa situação, um caminho possível é o de minimizar o máximo possível a contribuição da superfície durante as medições, realizando o sensoriamento remoto apenas em superfícies escuras ou de baixas refletâncias. Em regiões continentais essa tarefa é dificultada pela grande variabilidade nos valores de refletância de superfície, assim como pelos seus altos valores, de forma que um método para a detecção de superfícies escuras precisa ser utilizado.

Kaufman e Sendra (1988) propuseram que vegetações densas fossem utilizadas como superfícies escuras, mas a sua detecção através do índice de vegetação é influenciada pela concentração das partículas de aerossol por utilizar comprimentos de onda na região do visível (Holben, 1986). Assim, o valor crítico do índice que define o que é vegetação ou não depende da concentração de aerossol. Para evitar este problema, o MODIS utiliza a refletância medida ao redor do comprimento de onda de 2,1 μm para a detecção de superfícies escuras, isto é, superfícies que apresentem valores de refletância nesse canal menores que 0,25 (Kaufman et al., 1997, Remer et al, 2005). O uso deste canal se deve ao fato da radiação neste comprimento de onda ser majoritariamente devido à presença da superfície, pois ele interage pouco com a maioria dos tipos de partículas de aerossol³ e, além disso, sofre pouca influência devido à emissão da superfície sendo apenas necessária sua correção devido ao vapor d'água. (Kaufman et al., 1997).

² Em inglês essa contribuição do sinal que atinge o sensor devido à atmosfera é chamada de *path radiance*.

³ Mais precisamente com as partículas de aerossol da moda fina, ou seja, com diâmetros menores que 2 μm .

A determinação da profundidade óptica pelo MODIS sobre continentes também requer o uso dos canais do visível em 0,47 e 0,66 μm . Dessa forma, a contribuição da refletância de superfície também deve ser realizada nestes canais. Isso reforça a vantagem do uso do canal de 2,1 μm , pois de acordo com Kaufman et al. (1997), o canal de 2,1 μm além de servir como detecção de alvos escuros serve como predição da refletância da superfície nos canais do visível pelo fato de possuírem uma boa correlação com estes. Até a versão 4.2.2 do algoritmo, as refletâncias de superfície no visível eram previstas pelas expressões (Kaufman et al., 1997):

$$\rho_{0,47}^s = 0,25\rho_{2,1}^m, \quad (1a)$$

$$\rho_{0,66}^s = 0,50\rho_{2,1}^m, \quad (1b)$$

onde ρ_{λ}^m é a refletância medida pelo sensor (superfície mais atmosfera) e ρ_{λ}^s é a refletância da superfície. As relações descritas em (1) foram estabelecidas com dados coletados principalmente nos Estados Unidos com observações do satélite no nadir. Portanto, variações destas relações podem ocorrer com relação à localidade e o ângulo de observação do satélite. Trabalhos de Gatebe et al. (2001) e Remer et al. (2001) sugerem que estas relações realmente são dependentes do ângulo de observação. De acordo com Remer et al. (2006), a maior correlação entre estas relações acontece com o ângulo de espalhamento Θ entre o sensor e o sol conforme definido na figura 1.4.

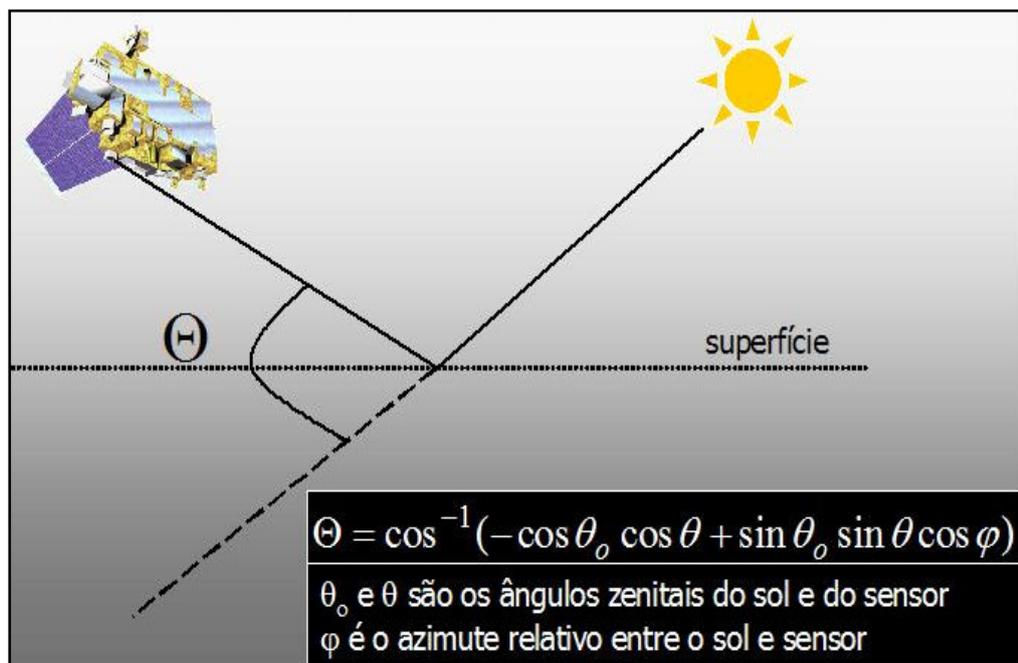


Figura 1.4: Imagem ilustrativa do conceito de ângulo de espalhamento Θ entre o sol e o sensor. Também mostra a expressão matemática de seu cálculo em função do ângulo zenital e do azimute de ambos.

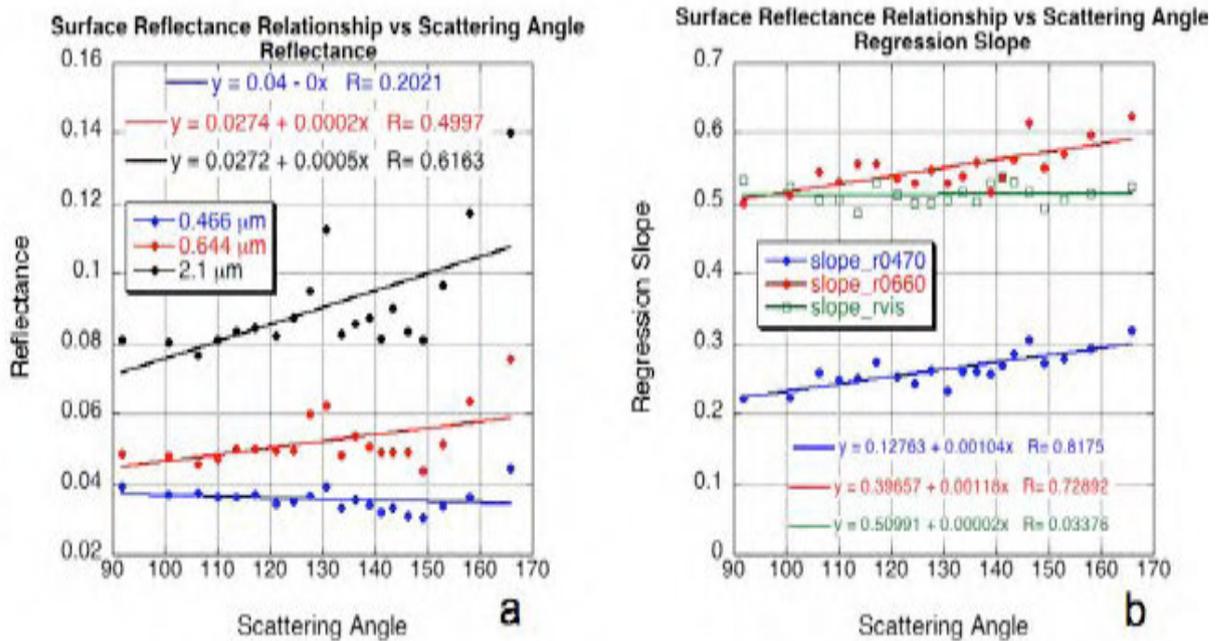


Figura 1.5: Refletâncias de superfície no visível e em 2,1 μm (a) e os coeficientes angulares entre 0,47 e 2,1 μm , 0,66 e 2,1 μm e 0,47 e 0,66 μm (b) em função do ângulo de espalhamento. Figura obtida de Levy et al. (2007).

A figura 1.5 mostra um exemplo de valores médios de refletância de superfície e dos coeficientes angulares entre as refletâncias de superfície no visível e 2,1 μm em função do ângulo de espalhamento definido em (2). No caso das refletâncias de superfície em (a), nota-se um aumento destas com o ângulo de espalhamento sendo mais marcado em 2,1 μm , menos marcado em 0,66 μm e praticamente nenhum em 0,47 μm . No caso dos coeficientes em (b) ocorre uma tendência de aumento com o ângulo de espalhamento.

De acordo com Levy et al. (2007), as correlações mostradas em (1) também podem sofrer variabilidade de acordo com os diferentes graus de presença de vegetação que uma região pode possuir. Esses diferentes graus de vegetação foram expressos através do índice de vegetação *Normalized Difference Vegetation Index* ($NDVI_{swir}$). Esse fato é ilustrado na figura 1.6, onde locais com maior teor de vegetação apresentam maiores correlações entre as refletâncias do visível e infravermelho.

A versão mais recente do algoritmo (5.2) levou em conta o comportamento exibido pelas correlações nas figuras 1.5 e 1.6 para a obtenção das novas parametrizações para a determinação da refletância de superfície nos canais do visível. Detalhes sobre as novas parametrizações e também sobre o índice de vegetação $NDVI_{swir}$ são exibidos no item 3.1.4, que explica resumidamente o funcionamento do algoritmo versão 5.2 para a obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes.

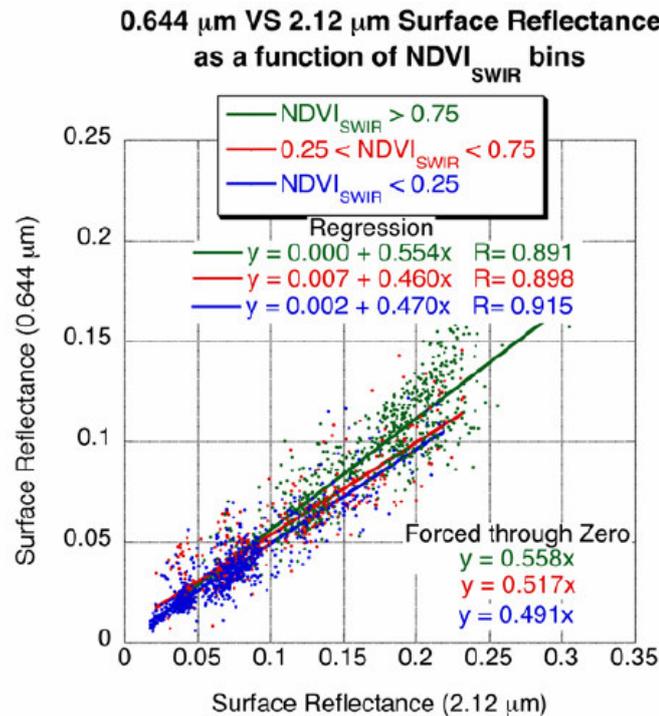


Figura 1.6: Refletância de superfície em 0,66 μm em função da refletância de superfície em 2,1 μm para diferentes faixas de $\text{NDVI}_{\text{swir}}$. Figura obtida de Levy et al. (2007).

Uma diferença importante entre as versões 4.2.2 e a atual 5.2 do algoritmo é o fato da informação obtida com a refletância em 2,1 μm agora não ser considerada como apenas da superfície, mas também dos aerossóis. Essa mudança de filosofia foi motivada pelo fato das partículas de aerossol da moda grossa possuírem influência significativa nesta região do espectro. Atualmente, o algoritmo na versão 5.2 depende das refletâncias medidas pelo sensor em 0,47 ($\rho^m_{0,47}$), 0,66 ($\rho^m_{0,66}$) e 2,1 ($\rho^m_{2,1}$) μm . A partir dessas três refletâncias são obtidas a própria profundidade óptica, a refletância de superfície em 2,1 μm ($\rho^s_{2,1}$) e a razão entre moda fina e grossa citada, ou seja, três entradas determinam três saídas. Como consequência, durante a inversão é o valor de $\rho^s_{2,1}$ que é utilizado na determinação de $\rho^s_{0,47}$ e $\rho^s_{0,66}$ em vez de $\rho^m_{2,1}$ no algoritmo anterior.

Todos estes estudos para uma melhor quantificação da influência da refletância de superfície são realizados para que algoritmos cada vez mais eficazes sejam desenvolvidos e consequentemente melhores produtos de aerossol sejam disponibilizados com o MODIS. Particularmente, existe o desafio de se diminuir a incerteza na determinação da profundidade óptica do aerossol com o MODIS em regiões continentais. Tal fato é extremamente importante para que a forçante radiativa devido às partículas de aerossol seja determinada com mais precisão. De acordo com Levy et al. (2007), esta incerteza, para o algoritmo sobre o continente, está na ordem de:

$$\Delta\tau = \pm 0,05 \pm 0,15\tau, \quad (4)$$

onde parte desta incerteza se deve à falta de uma melhor previsão da refletância de superfície. Quando a refletância de superfície é superestimada (subestimada) ocorre a subestimação (superestimação) do componente do sinal refletido pela atmosfera e conseqüentemente existe uma tendência em subestimar (superestimar) o valor da profundidade óptica. Para se ter uma noção da importância da correta estimativa da refletância de superfície, estudos de sensibilidade realizados por Castanho et al. (2007) mostraram que uma variação de 10% no valor da refletância de superfície de 0,15 em 2,1 μm pode provocar erros de até 65% quando os valores de profundidade óptica estão ao redor de 0,2.

1.6 OBJETIVOS DO TRABALHO

O principal objetivo do trabalho foi o de avaliar o comportamento das correlações entre as refletâncias do visível e de 2,1 μm utilizando dados de refletância obtidos pelo sensor MODIS em determinados sítios da AERONET em várias localidades brasileiras. Os locais escolhidos foram Alta Floresta, São Paulo, Cuiabá-Miranda, Abracos Hill e Rio Branco. As análises se concentraram tanto no aspecto localizado como do comportamento geral dos dados obtidos sobre o Brasil.

Para que o desempenho das estimativas de refletância de superfície sobre o país não fossem avaliadas apenas em função de suas incertezas, estudos de sensibilidade foram realizados com o objetivo de avaliar como tais incertezas interferem no erro da profundidade óptica do aerossol.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo descreve os conceitos relevantes que fundamentam os diferentes mecanismos de interação da radiação solar com as moléculas e partículas de aerossol na atmosfera. Os tópicos que envolvem esta questão se referem ao espalhamento Rayleigh, a teoria Mie e a absorção gasosa. A transferência radiativa na atmosfera também é abordada onde suas principais equações e a aproximação plano-paralela são discutidas. O capítulo é finalizado com a exibição de alguns conceitos sobre o sensoriamento remoto por satélite.

2.1. CONCEITOS BÁSICOS SOBRE RADIAÇÃO

A radiação é um modo de transporte de energia onde não é necessário um meio ou material para que a energia se propague. Qualquer corpo⁴ com temperatura acima do zero absoluto (0 K ou -273 °C) emite radiação. Esta radiação emitida pode ser absorvida por um outro corpo, que a converte geralmente em energia térmica, aquecendo-o. Toda a energia produzida e emitida pelo Sol é transferida para o nosso planeta em forma de radiação. Além disso, toda a informação sobre a Terra, obtida por sensoriamento remoto, é detectada na forma de radiação (Kidder e Vonder Haar, 1995).

A radiação possui características tanto de ondas como de partículas. De forma geral, a radiação se comporta como ondas quando se propaga e como partículas quando interage com a matéria (Eisberg e Resnick, 1979). Em termos ondulatórios, ela é constituída de campos elétricos e magnéticos que se propagam em forma de onda, como pode ser visto na figura 2.1.1. Estes campos, orientados de maneira perpendicular entre si e com a direção de propagação, constituem as ondas eletromagnéticas. Em termos corpusculares, a radiação é tratada como pacotes discretos de energia denominados fótons.

A velocidade de propagação das ondas, ou dos fótons, é a da velocidade da luz (c) que é de $2,99792458 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ no vácuo. Esta velocidade é praticamente a mesma no ar, embora seja um pouco menor por causa da interação da radiação com as moléculas presentes no ar.

⁴ Refere-se a qualquer massa de material com temperatura e composição uniforme (Wallace e Hobbs, 2006).

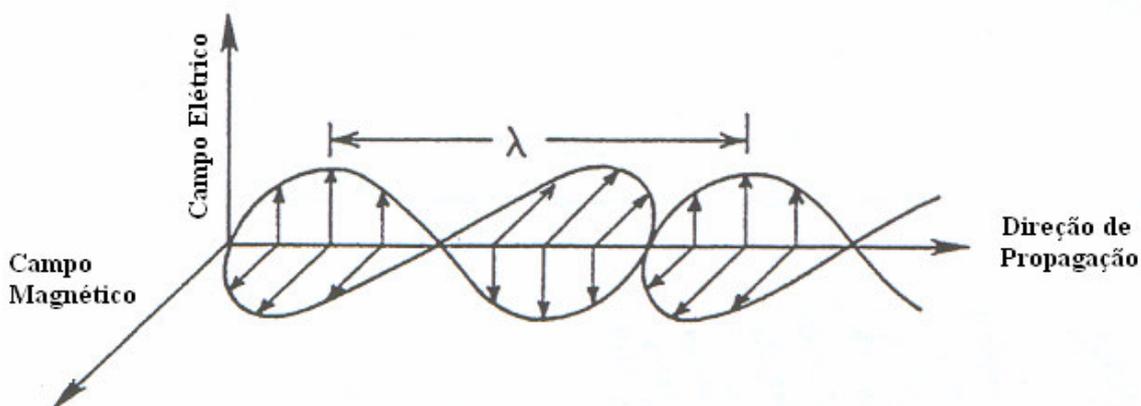


Figura 2.1.1: Representação esquemática das ondas eletromagnéticas com comprimento de onda λ . Figura adaptada de Kidder e Vonder Haar (1995).

A emissão de radiação pode ocorrer em diferentes comprimentos de onda (distância medida entre as cristas do campo elétrico na figura 2.1.1), gerando diferentes tipos de radiação e, por conseguinte o seu espectro eletromagnético, que é exibido na figura 2.1.2.

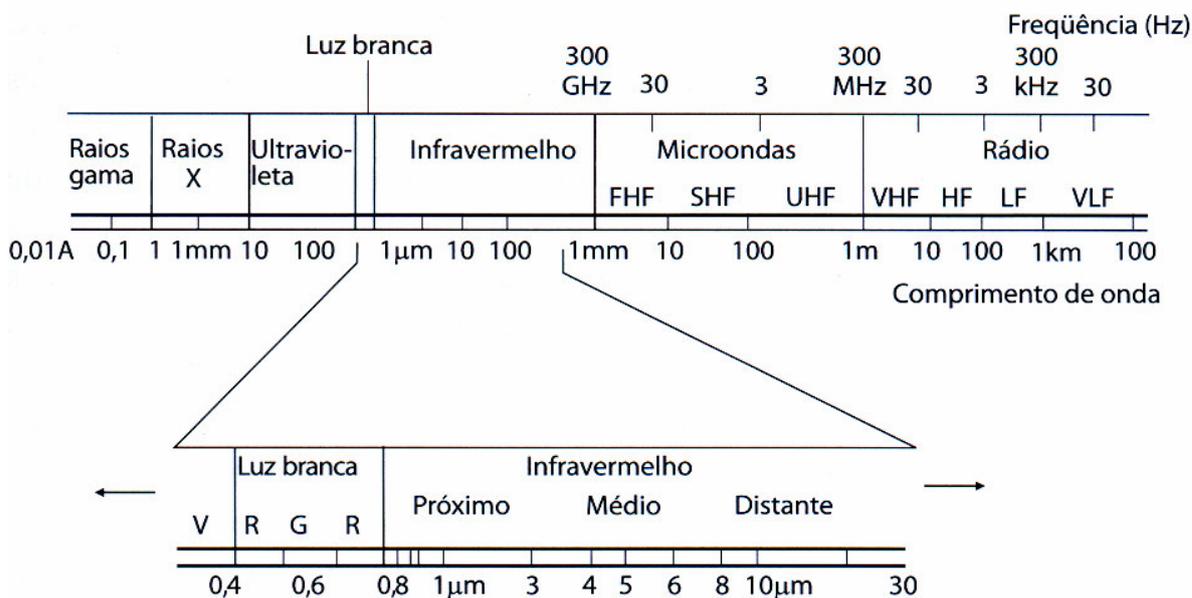


Figura 2.1.2: O espectro eletromagnético. Figura obtida de Ferreira (2006).

Cada tipo de radiação possui o seu intervalo de comprimento de onda (λ) correspondente que determina uma banda. Por exemplo, os seres humanos podem captar a radiação emitida entre os comprimentos de onda de 0,4 a 0,7 μm . Esta banda é, portanto, chamada de visível ou de região do visível. As outras regiões incluem os raios gama e os raios-x ($\lambda < 0,01 \mu\text{m}$), os raios ultravioleta ($0,01 < \lambda < 0,4 \mu\text{m}$), os raios infravermelho ($0,7 < \lambda < 100 \mu\text{m}$), as microondas ($1 \text{ mm} < \lambda < 1 \text{ m}$), e as ondas de rádio ($\lambda > 1 \text{ m}$). É comum

também a divisão do espectro eletromagnético em comprimentos de onda curta ($\lambda < 4 \mu\text{m}$) associados à radiação solar, e em comprimentos de onda longa ($\lambda > 4 \mu\text{m}$) associados à emissão terrestre.

Esta diversidade de tipos de radiação é particularmente bem explorada no sensoriamento remoto do sistema Terra-atmosfera (principalmente por satélites). Como será visto em tópicos mais adiante, o modo como a radiação interage com o meio muda dependendo da região do espectro considerado, além de depender do tamanho das moléculas ou das partículas do meio. Bandas da região do visível costumam ser empregadas no sensoriamento remoto das partículas de aerossol, enquanto as bandas da região das microondas são utilizadas em estudos com nuvens e precipitação.

A radiação também pode ser descrita em função de sua frequência de oscilação ν , e de seu número de onda $\tilde{\nu}$. A relação entre frequência e comprimento de onda é:

$$\nu = \frac{c}{\lambda} \quad [\text{s}^{-1} \text{ ou Hz}] \quad (2.1.1)$$

É comum a descrição em termos de ν em estudos da radiação infravermelha (Liou, 2002). O número de onda é apenas o inverso do comprimento de onda onde:

$$\tilde{\nu} = \frac{1}{\lambda} = \frac{\nu}{c} \quad [\text{m}^{-1}] \quad (2.1.2)$$

2.1.1. DEFINIÇÃO DE RADIÂNCIA E IRRADIÂNCIA

A radiância monocromática é uma grandeza radiométrica fundamental no tratamento da energia radiativa. Ela desempenha um papel central na teoria da transferência radiativa (Thomas e Stamnes, 1999) e também é muito importante no sensoriamento remoto, pois é a grandeza que mais se aproxima da grandeza medida pelos radiômetros (Kidder e Vonder Haar, 1995). Trata-se de uma grandeza direcional, no sentido que ela é definida com relação a um “feixe” orientado numa dada direção ($\hat{\Omega}$), representada por um cone diferencial de ângulo sólido ($d\omega$). O ângulo sólido⁵ é a razão entre uma área σ delimitada por uma superfície esférica dividida pelo seu raio ao quadrado (ver figura 2.1.3), onde:

$$\omega = \frac{\sigma}{r^2} \quad \text{ou} \quad d\omega = \frac{d\sigma}{r^2} \quad \text{na forma diferencial.} \quad (2.1.3)$$

Caso consideremos toda a esfera (ou todas as direções) temos $\omega = 4\pi r^2 / r^2 = 4\pi \text{ sr}$.

⁵ Sua unidade é o esterradiano (sr)

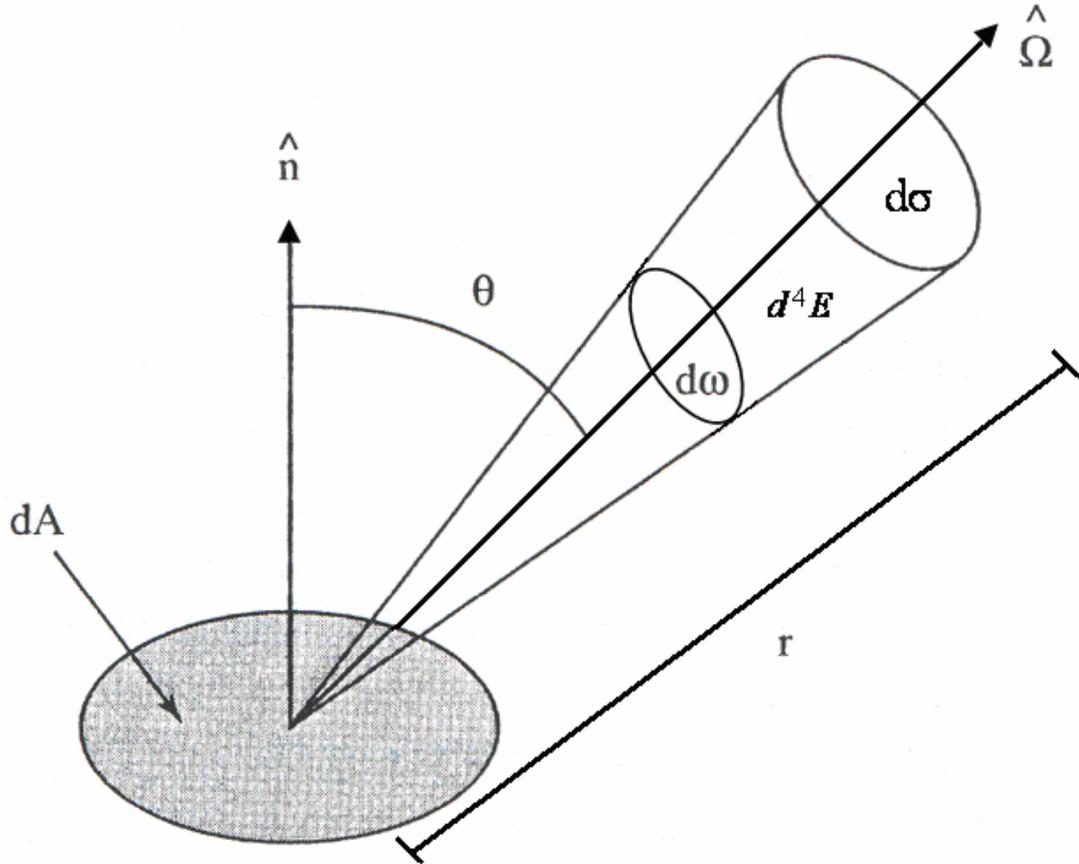


Figura 2.1.3: Propagação de energia radiativa d^4E através da área dA numa direção $\hat{\Omega}$ delimitada por um elemento de ângulo sólido $d\omega$ a partir da área $d\sigma$. O vetor normal à superfície dA é \hat{n} . θ é o ângulo entre as direções $\hat{\Omega}$ e \hat{n} ($\cos\theta = \hat{n} \cdot \hat{\Omega}$). Figura adaptada de Thomas e Stamnes (1999).

A radiância espectral (L_λ) é definida pela razão entre a quantidade de energia d^4E , que se propagou num intervalo de tempo dt , que está num intervalo espectral $d\lambda$, e viaja numa direção $\hat{\Omega}$ contida num ângulo sólido $d\omega$, pela área dA projetada na direção de $\hat{\Omega}$. De acordo com a figura (2.1.3) temos:

$$L_\lambda = \frac{d^4E}{\cos\theta dA dt d\omega d\lambda} \quad [\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}] \quad (2.1.4)$$

A irradiância é outra grandeza radiométrica bastante utilizada. Trata-se da taxa de transferência de energia por unidade de tempo através de uma área. Considerando a irradiância monocromática (F_λ) temos:

$$F_\lambda = \frac{d^3E}{dA dt d\lambda} \quad [\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}] \quad (2.1.5)$$

O valor de F_λ pode ser calculado a partir de L_λ por:

$$F_\lambda = \int_{2\pi} L_\lambda \cos\theta d\omega, \quad (2.1.6)$$

onde 2π representa o valor do ângulo sólido que delimita um hemisfério sobre a superfície dA . Portanto, como a irradiância envolve uma integração sobre um conjunto de orientações delimitadas num hemisfério, esta não possui um caráter direcional como a radiância. Se em (2.1.6) o valor de L_λ for independente da orientação, pode ser provado que:

$$F_\lambda = \pi L_\lambda, \quad (2.1.7)$$

e, quando isto acontece, diz-se que a radiação é isotrópica.

A radiância total L e a irradiância total F podem ser obtidas integrando-se suas correspondentes grandezas monocromáticas em todo o espectro obtendo-se respectivamente:

$$L = \int_0^\infty L_\lambda d\lambda \quad [\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}] \quad \text{e} \quad F = \int_0^\infty F_\lambda d\lambda. \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (2.1.8)$$

A *constante solar* é um exemplo de irradiância total. Ela é definida como a quantidade total de energia proveniente do Sol, que chega ao topo da atmosfera da Terra, por unidade de tempo e área, quando o Sol está a pino ($\theta_0 = 0$, onde θ_0 é o ângulo zenital solar) e com distância de uma unidade astronômica da Terra⁶. Seu valor é de 1367 W m^{-2} .

2.2. EXTINÇÃO DA RADIAÇÃO SOLAR NA ATMOSFERA

A atmosfera terrestre é composta por um conjunto de gases e partículas sólidas ou líquidas que podem ser aerossóis, gotículas de nuvens e cristais de gelo. Todos esses agentes podem interagir com a radiação solar que atinge a atmosfera mediante os processos de absorção e espalhamento. O espalhamento é um processo físico onde um determinado agente no caminho de propagação da radiação incidente a desvia para outras direções. Particularmente no caso da atmosfera, ele é responsável pela geração da radiação difusa no céu. Já na absorção, o agente armazena parte da radiação incidente e o converte em outra forma de energia (por exemplo, energia térmica). A ocorrência desses dois processos, isto é, absorção mais espalhamento, é denominada extinção da radiação.

Praticamente toda a radiação solar está compreendida no intervalo $0 < \lambda \leq 4 \mu\text{m}$ e seu espectro de emissão é similar a de um corpo negro a 6000K , onde o comprimento de onda da máxima emissão é próximo de $0,5 \mu\text{m}$. Na figura 2.2.1 é possível notar a diferença entre a irradiância espectral no topo da atmosfera e na superfície, devido à interação da radiação solar com os constituintes da atmosfera.

⁶ Uma unidade astronômica corresponde à distância média entre a Terra e o Sol ($d = 1,49598 \times 10^{11} \text{ m}$).

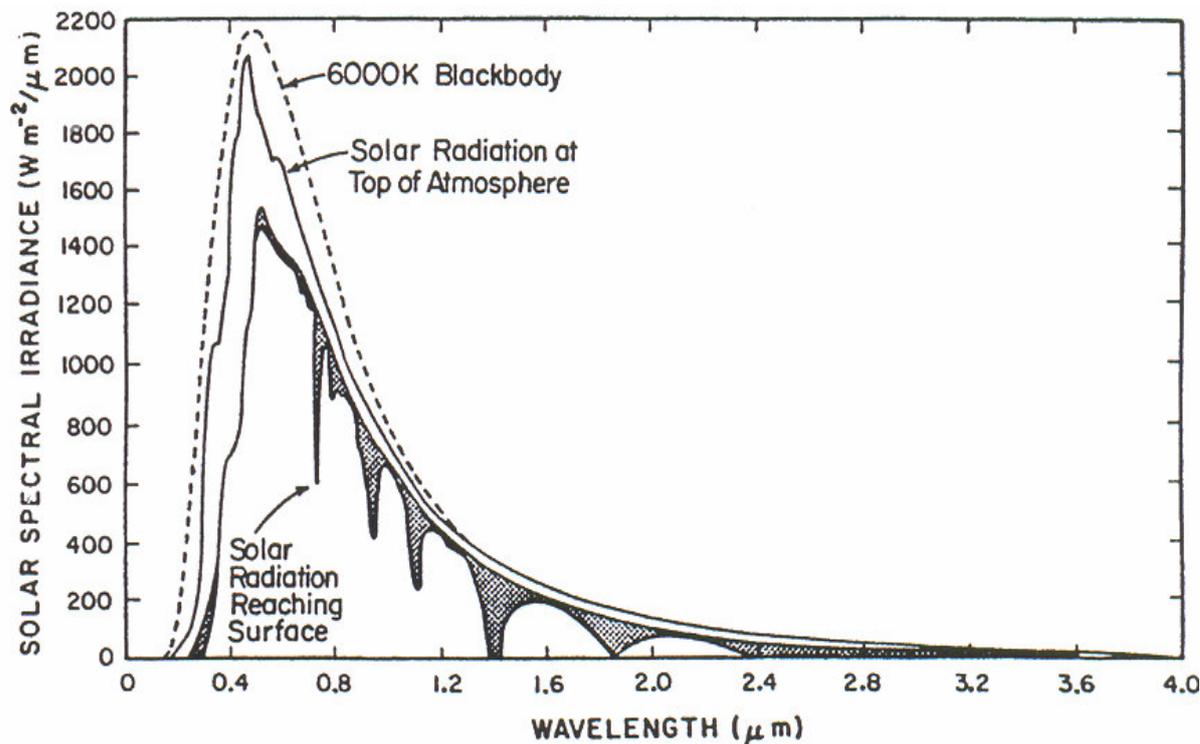


Figura 2.2.1: Irradiância espectral no topo da atmosfera e ao nível médio do mar em comparação com a curva de irradiância de um corpo negro a 6000 K. As regiões escuras indicam a atenuação devido à absorção gasosa. Figura obtida de Kidder e Vonder Haar (1995).

O conhecimento das propriedades de absorção e espalhamento da atmosfera não somente explicam características ópticas interessantes como halos, arco-íris ou a coloração azul do céu, mas também são importantes no estudo do clima e no desenvolvimento de técnicas de sensoriamento remoto. No caso do sensoriamento remoto em si, algumas bandas de fraca absorção são importantes na determinação da concentração de alguns gases por satélite⁷ (Kidder e Vonder Haar, 1995). No caso dos aerossóis, o bom conhecimento das suas propriedades de extinção, permite o seu monitoramento por satélites através da radiação retro-espalhada.

A presente seção discute resumidamente, como é realizado o tratamento matemático dos processos de espalhamento e absorção da radiação solar por partículas e moléculas na atmosfera. Será discutido o espalhamento Rayleigh, a teoria Mie e a absorção gasosa. Mas antes, no próximo tópico, serão definidas algumas grandezas ópticas relacionadas com o tema.

⁷ Um exemplo é o ozônio.

2.2.1. DESCRIÇÃO DAS GRANDEZAS ÓPTICAS

2.2.1.1 ÍNDICE DE REFRAÇÃO COMPLEXO

O índice de refração complexo é composto de uma parte real e de uma parte imaginária. A parte real é responsável pelas propriedades de não absorção das partículas como o espalhamento. É definida pela razão entre a velocidade da luz no vácuo (c) e a velocidade da luz passando pelas partículas. A parte imaginária é resultado das propriedades de absorção das partículas. Este índice pode ser representado por:

$$m = m_r + im_i. \quad (2.2.1)$$

O valor de m possui dependência espectral e também depende da composição química da partícula.

2.2.1.2 SEÇÃO EFICAZ E EFICIÊNCIA DE EXTINÇÃO

Considere certa quantidade de irradiância F_λ incidindo sobre uma única partícula presente num meio qualquer. A partícula poderá interagir com a irradiância incidente espalhando ou absorvendo radiação. A quantidade de energia espalhada por unidade de tempo (U_{scat}) pela partícula é proporcional à irradiância incidente e temos:

$$\sigma_{\lambda,scat} = U_{\lambda,scat} / F_\lambda, \quad [m^2] \quad (2.2.2)$$

onde $\sigma_{\lambda,scat}$ é a seção eficaz de espalhamento da partícula e possui dimensão de área. Analogamente podemos escrever para a absorção:

$$\sigma_{\lambda,abs} = U_{\lambda,abs} / F_\lambda, \quad [m^2] \quad (2.2.3)$$

onde $\sigma_{\lambda,abs}$ é a seção eficaz de absorção. Somando as duas relações acima, temos o efeito combinado da absorção e espalhamento e podemos escrever:

$$\sigma_{\lambda,ext} = \sigma_{\lambda,scat} + \sigma_{\lambda,abs}, \quad (2.2.4)$$

onde $\sigma_{\lambda,ext}$ é a seção eficaz de extinção. É comum a interpretação de $\sigma_{\lambda,ext}$ como a área efetiva da partícula, no sentido de que seria a área da partícula que efetivamente interagiria com a radiação incidente (Seinfeld e Pandis, 1998). Esta área pode ser totalmente diferente da seção de área geométrica da partícula $\sigma_{\lambda,geo}$ que intercepta a radiação incidente. A razão entre a seção eficaz de extinção e a seção geométrica da partícula, denomina-se eficiência de extinção $Q_{\lambda,ext}$ (adimensional) e temos:

$$Q_{\lambda,ext} = \frac{\sigma_{\lambda,ext}}{\sigma_{geo}} = \frac{\sigma_{\lambda,scat} + \sigma_{\lambda,abs}}{\sigma_{geo}} \Rightarrow Q_{\lambda,ext} = Q_{\lambda,scat} + Q_{\lambda,abs}, \quad (2.2.5)$$

onde $Q_{\lambda,scat}$ e $Q_{\lambda,abs}$ são respectivamente as eficiências de espalhamento e de absorção. Caso a partícula seja esférica, temos $\sigma_{geo} = \pi a^2$ onde a é o raio da partícula.

2.2.1.3 COEFICIENTE LINEAR DE EXTINÇÃO

Diferente da seção eficaz e da eficiência de extinção, o coeficiente linear de extinção ($k_{\lambda,ext}$) é uma medida da atenuação da radiação provocada por um conjunto de partículas no meio. Normalmente quando se trata de um meio contendo várias partículas de diferentes tamanhos, considera-se que todas são esféricas por questão de simplicidade. Neste caso, $k_{\lambda,ext}$ pode ser calculado por:

$$k_{\lambda,ext} = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{\lambda,ext}(m, r) n(r) dr, \quad [\text{m}^{-1}] \quad (2.2.6)$$

onde r é o raio das partículas e $n(r)$ é o número de partículas por unidade de volume de ar, por unidade de intervalo de tamanho ou a distribuição de tamanho das partículas ($\text{m}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$, para r em μm). O coeficiente de extinção pode ser interpretado como uma medida da atenuação da radiação por unidade de caminho óptico. Por causa da relação (2.2.5) podemos escrever:

$$k_{\lambda,ext} = k_{\lambda,scat} + k_{\lambda,abs}. \quad (2.2.7)$$

É comum também definir o coeficiente de extinção mássico, definido como a razão entre o coeficiente de extinção e a densidade do meio (ρ) e temos:

$$km_{\lambda,ext} = k_{\lambda,ext} / \rho. \quad [\text{m}^2 \text{g}^{-1}] \quad (2.2.8)$$

2.2.1.4 ALBEDO SIMPLES

O albedo simples representa a fração da atenuação de radiação causada por espalhamento. É a razão entre o coeficiente de espalhamento e o coeficiente de extinção, logo:

$$\omega_{\lambda} = \frac{k_{\lambda,scat}}{k_{\lambda,ext}} = \frac{k_{\lambda,scat}}{k_{\lambda,scat} + k_{\lambda,abs}}. \quad (2.2.9)$$

Quando o albedo simples vale 1 significa que não ocorre absorção de radiação pois neste caso o coeficiente de absorção é nulo. Já quando o albedo simples é nulo, a radiação é atenuada apenas por absorção, sem a ocorrência de espalhamento. O albedo simples é um parâmetro que depende tanto do tamanho das partículas quanto do índice de refração complexo. De acordo com Dubovick et al. (2002), a dependência com o índice de refração complexo ocorre principalmente com a parte imaginária.

2.2.1.5 PROFUNDIDADE ÓPTICA DE EXTINÇÃO

A profundidade óptica de extinção é definida como a integração do coeficiente de extinção ao longo de um caminho óptico definido na vertical. Em aplicações atmosféricas, é comum o cálculo da profundidade óptica a partir do topo da atmosfera em direção à superfície. Matematicamente temos:

$$\tau_{\lambda}(z) = \int_z^{\infty} k_{\lambda,ext}(z') dz', \quad (2.2.10)$$

onde ∞ denota o topo da atmosfera, definida como sendo a altura onde não ocorre interação significativa entre o meio e a radiação e, por definição, a profundidade óptica no topo da atmosfera é nula. O termo z denota a extensão do caminho óptico considerado desde o topo da atmosfera. Na superfície, $z = 0$. A profundidade óptica de extinção é uma grandeza adimensional, que dá uma medida de quanto o meio é capaz de atenuar a radiação ao longo do caminho óptico.

Devido à linearidade do coeficiente de extinção, a profundidade óptica pode ser definida como uma somatória de profundidades ópticas referentes a determinados agentes e processos que interferem na passagem do feixe de radiação. Como exemplo, numa atmosfera sem nuvens, a profundidade óptica total da atmosfera (τ_{atm}) pode ser definida como:

$$\tau_{atm} = \tau_R + \tau_{ABS} + \tau_{AER}, \quad (2.2.11)$$

onde o subscrito R se refere ao espalhamento Rayleigh, ABS se refere à absorção pelos gases na atmosfera e AER à extinção da radiação pelos aerossóis.

Vale ressaltar que quando o caminho óptico não é definido na vertical, em geral se adota o termo *espessura óptica de extinção*.

2.2.1.5 FUNÇÃO DE FASE E PARÂMETRO DE ASSIMETRIA

A função de fase é um parâmetro adimensional relacionada com a distribuição angular da radiação espalhada por uma partícula. Ela descreve matematicamente qual porção da radiação incidente é espalhada numa determinada direção. Se as direções de incidência e da radiação espalhada forem definidas respectivamente pelos versores $\hat{\Omega}'$ e $\hat{\Omega}$, o ângulo de espalhamento é definido matematicamente pelo produto escalar definido por:

$$\cos \Theta = \hat{\Omega}' \cdot \hat{\Omega}, \quad (2.2.12)$$

onde Θ é o ângulo de espalhamento entre o feixe incidente e o espalhado. A função de fase (P_{λ}) pode ser definida matematicamente por:

$$\frac{P_\lambda(\cos \Theta)}{4\pi} = \frac{L_\lambda(\cos \Theta)}{\int_{4\pi} L_\lambda(\cos \Theta) d\omega}, \quad (2.2.13)$$

representando a razão entre a radiância espalhada para uma dada orientação, com o total espalhado em todas as orientações. O termo 4π é acrescentado para normalização, de forma que quando se integra a função de fase em todas as orientações:

$$\int_{4\pi} P_\lambda(\cos \Theta) = 4\pi. \quad (2.2.14)$$

Em aplicações numéricas, particularmente na resolução das equações de transferência radiativa por códigos computacionais, a função de fase pode ser expandida numa série de polinômios de Legendre composto por $2N$ termos (Thomas e Stamnes, 1999). Assim temos:

$$P(\cos \Theta) \approx \sum_{l=0}^{2N-1} (2l+1) \chi_l p_l(\cos \Theta), \quad (2.2.15)$$

onde p_l é o l -ésimo polinômio de Legendre. O l -ésimo coeficiente da expansão (χ_l) é obtido por:

$$\chi_l = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos \Theta) p_l(\cos \Theta) d(\cos \Theta). \quad (2.2.16)$$

O primeiro coeficiente de expansão da função de fase (χ_1) é relacionado com a geometria de espalhamento. Ele é denominado parâmetro de assimetria (g) e como $p_1(\cos \Theta) = \cos \Theta$, temos, de (2.2.16) que:

$$g = \chi_1 = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos \Theta) \cos \Theta d(\cos \Theta). \quad (2.2.17)$$

Os valores de g podem variar entre -1 a 1 e alguns valores possuem interpretação imediata:

- $g = 1$ significa que o espalhamento é completamente frontal,
- $g = -1$ significa que o espalhamento é completamente traseiro,
- $g = 0$ significa que o espalhamento é simétrico.

Para evitar a necessidade de se expandir a função de fase, é comum o uso de funções analíticas aproximadas uniparamétricas para descrever o espalhamento. A mais utilizada é a de Henyey-Greenstein, que é calculada a partir do parâmetro de assimetria. Matematicamente temos:

$$P_{HG}(\cos \Theta, g) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos \Theta)^{3/2}}. \quad (2.2.18)$$

2.2.2. ESPALHAMENTO RAYLEIGH

Esta teoria de espalhamento foi elaborada por Lord Rayleigh em 1871 em sua tentativa de explicar a coloração azul do céu. Em seu desenvolvimento, Rayleigh considerou o espalhamento da radiação incidente por dielétricos esféricos com tamanho muito menor que o do comprimento de onda da radiação incidente. Por este motivo, trata-se de uma teoria amplamente aplicável no caso do espalhamento por constituintes gasosos (ou moleculares) da atmosfera. Ela também pode ser aplicada aos aerossóis, desde que sejam muito menores que o comprimento de onda da radiação incidente.

Considerando a radiação incidente como não polarizada (como a luz solar), a radiância espalhada por uma partícula pode ser calculada através da seguinte relação (Liou, 2002):

$$L_{\lambda}(\Theta) = \frac{\sigma_{\lambda,scat}}{r^2} \frac{P(\Theta)}{4\pi} Lo_{\lambda} \quad \text{com:} \quad (2.2.19)$$

$$P(\Theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \Theta) \quad \text{e} \quad \sigma_{\lambda,scat} = \frac{8\pi^3(m_r^2 - 1)^2}{3\lambda^4 N^2} f(\delta),$$

onde Lo_{λ} é a radiância incidente, $P(\Theta)$ é a função de fase do espalhamento Rayleigh, Θ é o ângulo de espalhamento e r é a distância com relação ao espalhador. A seção eficaz ($\sigma_{\lambda,scat}$) depende da parte real do índice de refração (m_r), da concentração de moléculas por unidade de volume (N) e do fator de correção $f(\delta)$ relativo à anisotropia das propriedades do índice de refração das moléculas, onde δ é o fator de despolarização.

2.2.1. ESPALHAMENTO MIE

A teoria Mie para a extinção de radiação, descreve a interação de ondas eletromagnéticas de comprimento de onda λ com esferas homogêneas. Esta interação gera fenômenos físicos (como refração e difração) que provocam o espalhamento e absorção de um feixe de radiação num determinado comprimento de onda. O modo como este feixe será espalhado depende do tamanho da partícula e do seu índice de refração complexo (m). O tamanho da partícula está relacionado com o parâmetro de tamanho que é definido como:

$$X = \frac{2\pi a}{\lambda}, \quad (2.2.20)$$

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

Embora a teoria Mie possa ser utilizada para descrever a interação da radiação com partículas de qualquer tamanho, ela costuma ser utilizada quando o tamanho das partículas é da mesma ordem de grandeza do comprimento de onda da radiação incidente. É comum

definir o regime de espalhamento Mie quando $0,1 \leq X \leq 50$ (Wallace e Hobbs, 2006). Quando $X \ll 1$ temos o regime de espalhamento Rayleigh e quando $X \gg 1$ entra-se no regime da óptica geométrica. O estudo de aerossóis utilizando a luz visível e das gotículas de nuvens com radiação infravermelha estão dentro do regime de espalhamento Mie (Kidder e Vonder Harr, 1995).

Diferente do espalhamento Rayleigh onde a distribuição angular do espalhamento é simétrica, no espalhamento Mie as partículas tendem a possuir o espalhamento frontal mais intenso que o traseiro. Este comportamento será mais intenso quanto maior for o parâmetro de tamanho e é ilustrado na figura 2.2.2.

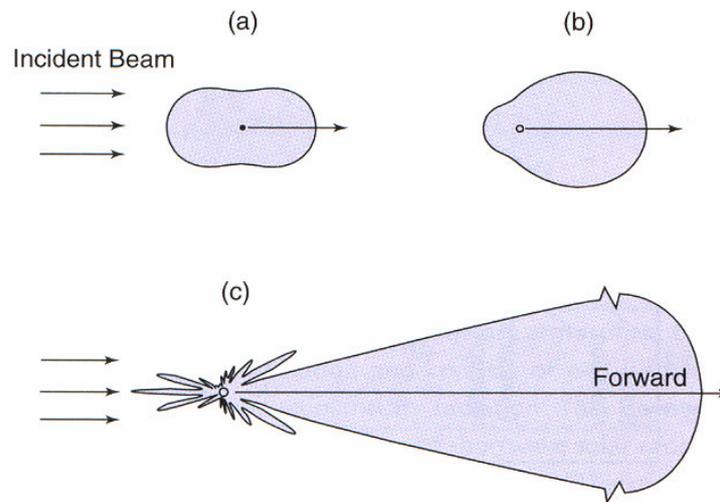


Figura 2.2.2: Diagrama de espalhamento obtido para partículas esféricas de diferentes tamanhos com radiação incidente no comprimento de onda de $0,5 \mu\text{m}$. Em (a) partícula com raio de $10^{-4} \mu\text{m}$, em (b) $10^{-1} \mu\text{m}$ e (c) $1 \mu\text{m}$. Figura obtida de Wallace e Hobbs (2006).

A descrição matemática da teoria Mie é complexa, e somente as expressões mais importantes são apresentadas. Maiores detalhes poderão ser encontrados em livros-textos como os de Liou (2002) e van de Hulst (1957).

Considerando a radiação incidente como não polarizada, a radiância espalhada por uma partícula pode ser calculada através da relação:

$$L_{\lambda}(m, \Theta, X) = L_{o\lambda} \frac{P_{\lambda}(\Theta, m, X)}{\kappa^2 r^2}, \quad (2.2.21)$$

onde κ é o número de onda ($2\pi/\lambda$) e r é a distância com relação ao espalhador. A função de fase é definida por:

$$P_{\lambda}(\Theta, m, X) = \frac{1}{2} (|S_1(\Theta, m, X)|^2 + |S_2(\Theta, m, X)|^2), \quad (2.2.22)$$

onde S_1 e S_2 são as chamadas amplitudes de espalhamento que dependem do índice de refração m , do ângulo de espalhamento Θ e do parâmetro de tamanho X . As amplitudes são calculadas a partir das séries infinitas:

$$S_1 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} (a_n \pi_n + b_n \tau_n), \quad (2.2.23a)$$

$$S_2 = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2n+1)}{n(n+1)} (a_n \tau_n + b_n \pi_n), \text{ com:} \quad (2.2.23b)$$

$$\pi_n(\Theta) = \frac{p_n(\Theta)}{\sin(\Theta)} \quad \text{e} \quad \tau_n(\Theta) = \frac{dp_n(\Theta)}{d(\Theta)},$$

onde p_n é o n -ésimo polinômio de Legendre associado. Os coeficientes a_n e b_n são obtidos por:

$$a_n = \frac{\psi'_n(mX)\psi_n(X) - m\psi_n(mX)\psi'_n(X)}{\psi'_n(mX)\xi_n(X) - m\psi_n(mX)\xi'_n(X)}, \quad (2.2.24a)$$

$$b_n = \frac{m\psi'_n(mX)\psi_n(X) - \psi_n(mX)\psi'_n(X)}{\tilde{m}_\lambda \psi'_n(mX)\xi_n(X) - \psi_n(mX)\xi'_n(X)}, \quad (2.2.24b)$$

onde ψ_n e ξ_n são funções de Riccati – Bessel.

As eficiências de extinção e espalhamento também são calculadas com séries infinitas onde:

$$Q_{\lambda,ext} = \frac{2}{X^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a_n + b_n), \quad (2.2.25a)$$

$$Q_{\lambda,scat} = \frac{2}{X^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(|a_n|^2 + |b_n|^2), \quad (2.2.25b)$$

e no caso da parte imaginária do índice de refração ser nula temos $Q_{\lambda,scat} = Q_{\lambda,ext}$. O coeficiente linear de extinção pode ser obtido com o uso de (2.2.6).

A figura 2.2.3 mostra curvas de eficiência de espalhamento para alguns valores de índice de refração complexo. É possível ver a diminuição da eficiência de espalhamento com o aumento do valor da parte imaginária do índice de refração. A dependência espectral também não é tão intensa quanto no espalhamento Rayleigh. Isto explica porque o céu parece mais esbranquiçado na presença de partículas de aerossol.

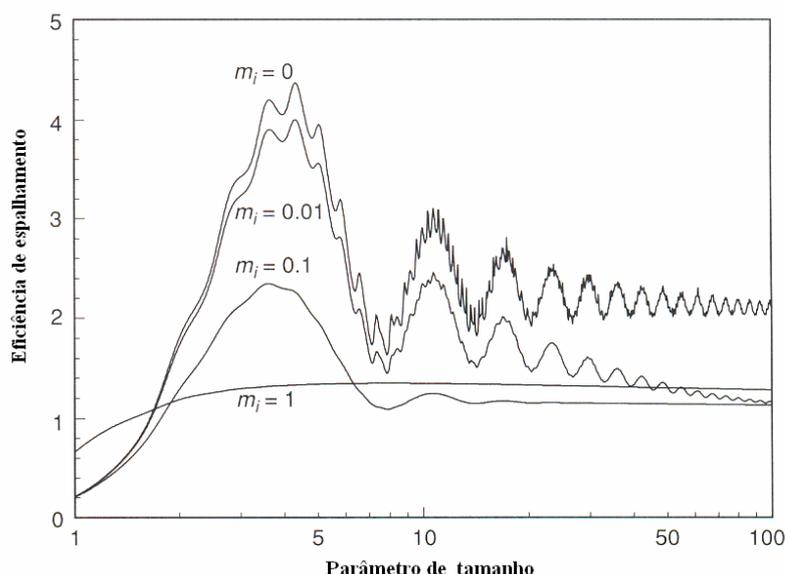


Figura 2.2.3: Eficiência de espalhamento $Q_{\lambda,scat}$ em função do parâmetro de tamanho X . A parte real do índice de refração vale 1,5 e são mostrados resultados para quatro valores da parte imaginária m_i . Figura adaptada de Liou (2002).

2.2.2. ABSORÇÃO GASOSA

No processo de absorção um agente armazena parte da radiação incidente e o converte em outra forma de energia. Na absorção gasosa, os agentes em questão são os átomos e moléculas⁸ de um gás, que podem converter a energia armazenada em basicamente dois tipos de energia, energia potencial eletrônica e energia cinética. No caso da energia eletrônica, as moléculas passam por estados de excitação nos quais seus elétrons passam a orbitar em camadas mais distantes do núcleo. Esses estados são quantizados, no sentido que os fótons incidentes devem ter a quantidade de energia apropriada para excitar as moléculas. Mas se esses fótons incidentes forem suficientemente energéticos, as moléculas podem adquirir estados de excitação instáveis, podendo sofrer foto-dissociação⁹ e foto-ionização¹⁰. Nesses casos, os estados não são quantizados (Liou, 2002). No caso da energia cinética, as moléculas podem vibrar e girar sobre seu centro de gravidade quando absorvem energia (quantizada), ou simplesmente trocar energia com as moléculas vizinhas através de colisões. Nas ocasiões em que a absorção de energia ocorre de forma quantizada, o espectro de absorção gerado apresenta linhas ou bandas estreitas de absorção. Caso contrário, uma região contínua de absorção se forma.

⁸ De agora em diante o termo molécula se refere também aos átomos.

⁹ Quebra das moléculas em seus átomos constituintes por causa da absorção de fótons muito energéticos.

¹⁰ Os elétrons são arrancados das moléculas por causa da absorção de fótons muito energéticos. Uma molécula com excesso ou falta de elétrons são denominados íons.

Alguns gases presentes na atmosfera são capazes de absorver fortemente a radiação solar em determinadas regiões de seu espectro. Como consequência, o espectro da radiação solar no topo da atmosfera não é o mesmo na superfície. A figura 2.2.4 mostra o espectro de absorção de alguns gases presentes na atmosfera.

A primeira observação é que toda a radiação com comprimento de onda menor que $0,3 \mu\text{m}$ é praticamente absorvida por causa do oxigênio (O_2) e do ozônio (O_3). Isto ocorre porque a maior parte da radiação ultravioleta é utilizada na dissociação tanto do O_2 quanto do O_3 , o que possibilita a formação da camada de ozônio na estratosfera. Embora não mostrado na figura, radiação com comprimentos de onda menores que $0,1 \mu\text{m}$ é praticamente retida na ionosfera terrestre, pois, como se trata de radiação extremamente energética, ela é capaz de ionizar todos os gases presentes, além de aumentar a energia cinética das moléculas, ocasionando as altas temperaturas nessa região¹¹ (Wallace e Hobbs, 2006).

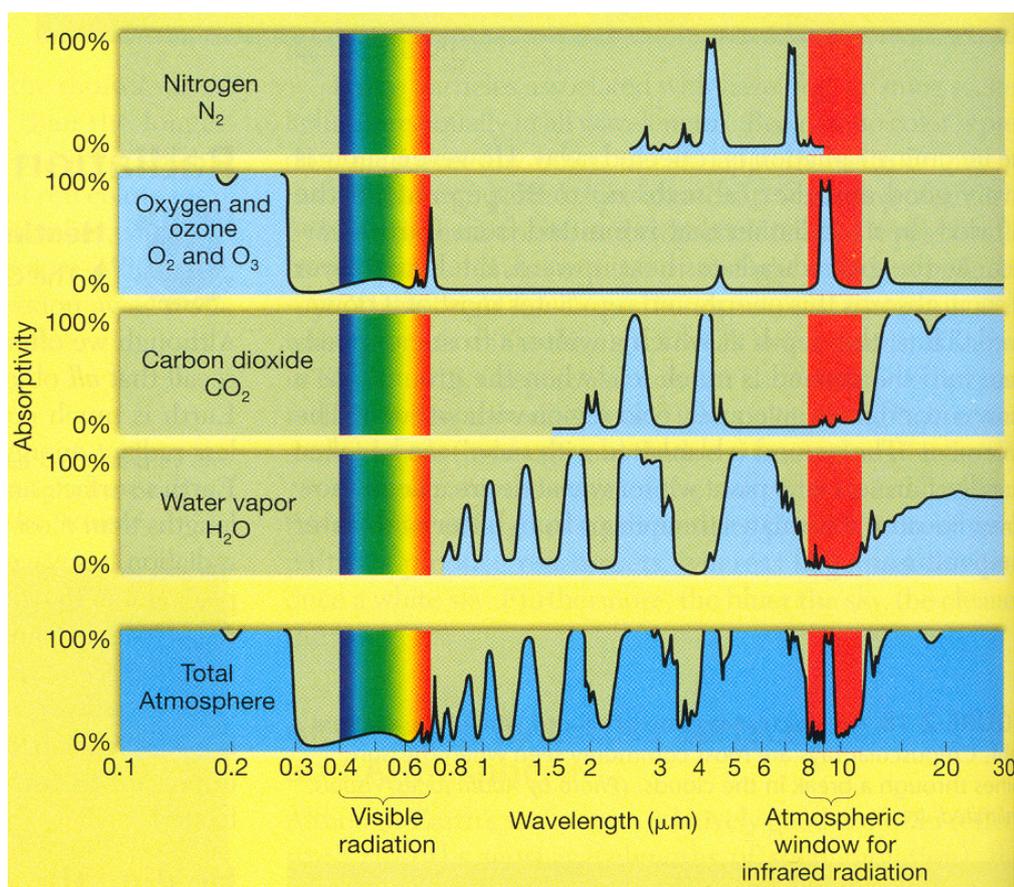


Figura 2.2.4: Espectro de absorção para alguns gases presentes na atmosfera e da atmosfera como um todo. Figura obtida de Lutgens e Tarbuck (2006).

¹¹ Na termosfera (onde está a ionosfera), sua temperatura pode chegar a 10000°C . (Lutgens e Tarbuck, 2006).

No caso da região do visível existem apenas algumas bandas fracas de absorção devido ao O_2 e O_3 . Por causa disso, a atmosfera é mais transparente à penetração dos raios solares nessa região espectral. A região do visível corresponde a aproximadamente 40% de toda radiação solar que atinge a superfície (Seinfeld e Pandis, 1998). Autores costumam defini-la como uma janela atmosférica para a radiação solar. As bandas de absorção são produzidas porque as moléculas de O_2 e O_3 são capazes de converter a energia dos fótons do visível em energia cinética de vibração e rotação (Liou, 2002).

No infravermelho tanto no espectro solar quanto no terrestre, os principais gases absorvedores são o gás carbônico (CO_2), e o vapor d'água (H_2O), embora o nitrogênio (N_2) possua algumas bandas. Seus espectros de absorção são bem complexos e também são associados com transições vibracionais e rotacionais. A diferença é que o CO_2 e H_2O podem produzir bandas de forte absorção no infravermelho. O H_2O possui fortes bandas de absorção ao redor de 0,94, 1,1, 1,38, 1,87 e 2,7 μm . O CO_2 possui uma banda de forte absorção em 2,7 μm que se junta com a de H_2O . A forte banda de 4,3 μm está no fim do espectro e seu efeito na absorção de radiação solar é reduzido (Liou, 2002). Na realidade a banda mais importante do CO_2 não está no espectro solar e sim no terrestre em 15 μm , o que o faz colaborar com o efeito estufa terrestre junto com o H_2O .

2.3. EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA NA ATMOSFERA

A equação de transferência radiativa (*ETR*) descreve como a radiância espectral varia quando esta entra em contato com um meio qualquer. Considerando-se um feixe de radiância $L_\lambda(\lambda, s, \hat{\Omega})$ incidindo sobre um pequeno cilindro de seção de área da e espessura de caminho óptico ds e de maneira perpendicular a da , quatro processos podem ocorrer com o feixe ao atravessar o volume:

- a) A radiância pode ser absorvida pelo volume
- b) A radiância pode ser espalhada para fora da direção do feixe
- c) Radiância pode ser emitida pelo meio na mesma direção do feixe incidente
- d) A radiância de outras direções pode ser espalhada na direção do feixe incidente (espalhamento múltiplo).

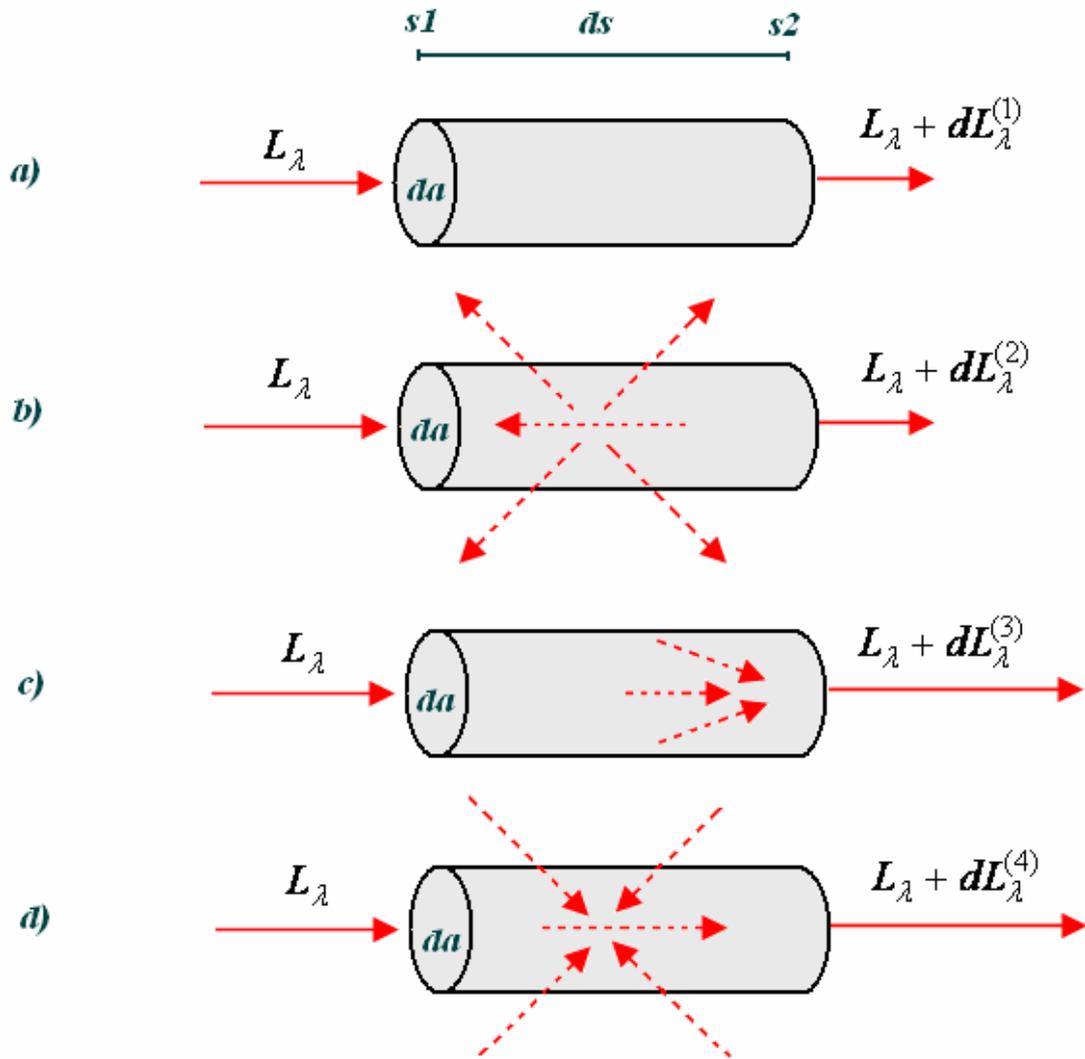


Figura 2.3.1: Desenho esquemático dos processos que ocorrem na propagação de um feixe de radiação L_λ num volume diferencial de seção da e comprimento ds . Em *a)* e *b)* o feixe é atenuado devido absorção e espalhamento no volume, respectivamente, em *c)* o feixe é intensificado por emissão do volume e em *d)* o feixe é intensificado por espalhamento.

Portanto, $dL_\lambda^{(1)}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ e $dL_\lambda^{(2)}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ retiram radiação do feixe devido aos efeitos de absorção e espalhamento, enquanto $dL_\lambda^{(3)}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ e $dL_\lambda^{(4)}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ acrescentam radiação na direção do feixe devido aos efeitos de emissão e espalhamento.

Considerando os quatro efeitos mencionados, a variação diferencial de radiância pode ser escrita como uma somatória dos quatro termos citados obtendo:

$$dL_\lambda(\lambda, s, \hat{\Omega}) = dL_\lambda^{(1)}(\lambda, s, \hat{\Omega}) + dL_\lambda^{(2)}(\lambda, s, \hat{\Omega}) + dL_\lambda^{(3)}(\lambda, s, \hat{\Omega}) + dL_\lambda^{(4)}(\lambda, s, \hat{\Omega}). \quad (2.3.1)$$

A equação (2.3.1) representa o “embrião” na qual a equação de transferência radiativa será construída. Como este trabalho é baseado na propagação de radiação solar, o termo de emissão de radiação pelo meio não será considerado ($dL_\lambda^{(3)}(\lambda, s, \hat{\Omega}) = 0$).

2.3.1. LEI DE BEER-BOUGUER-LAMBERT

Os termos $dL_{\lambda}^{(1)}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ e $dL_{\lambda}^{(2)}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ em conjunto na equação (2.3.1), representam a variação diferencial de radiância devido aos processos de absorção e espalhamento que correspondem a uma atenuação do feixe de radiação eletromagnética. De acordo com resultados experimentais, esta atenuação é proporcional à própria radiação incidente, o que é conhecido como Lei de Beer-Bouguer-Lambert (Thomas e Stamnes, 1999). Matematicamente, $dL_{\lambda}^{(1)}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ e $dL_{\lambda}^{(2)}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ são expressos da seguinte maneira:

$$dL_{\lambda}^{(1)}(\lambda, s, \hat{\Omega}) = -k_{\lambda,abs}(s)L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega})ds, \quad (2.3.2 a)$$

$$dL_{\lambda}^{(2)}(\lambda, s, \hat{\Omega}) = -k_{\lambda,scat}(s)L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega})ds, \quad (2.3.2 b)$$

onde $k_{\lambda,abs}$ e $k_{\lambda,scat}$ são respectivamente o coeficiente linear de absorção e espalhamento e $L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ é a radiância. O sinal negativo ilustra o fato de que a radiação está sendo atenuada à medida que o feixe se propaga. Ele é necessário já que por definição todos os outros termos são positivos.

Se considerarmos apenas os processos que atenuam a propagação do feixe, a *ETR* pode ser escrita como:

$$dL_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}) = dL_{\lambda}^{(1)}(\lambda, s, \hat{\Omega}) + dL_{\lambda}^{(2)}(\lambda, s, \hat{\Omega}),$$

ou:

$$dL_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}) = -[k_{\lambda,abs}(s) + k_{\lambda,scat}(s)]L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega})ds.$$

E com o uso de (2.2.7) temos:

$$dL_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}) = -k_{\lambda,ext}(s)L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega})ds. \quad (2.3.3)$$

A lei de Beer-Bouguer-Lambert, na sua forma mais conhecida, é obtida quando se integra (2.3.3). Integrando-se entre o caminho óptico delimitado por s_1 e s_2 (ver figura 2.3.1), podemos obter a radiância emergente $L_{\lambda}(\lambda, s_2, \hat{\Omega})$ em função da radiância incidente $L_{\lambda}(\lambda, s_1, \hat{\Omega})$:

$$L_{\lambda}(\lambda, s_2, \hat{\Omega}) = L_{\lambda}(\lambda, s_1, \hat{\Omega}) \exp\left(-\int_{s_1}^{s_2} k_{\lambda,ext}(s)ds\right) = L_{\lambda}(\lambda, s_1, \hat{\Omega}) \exp(-\tau_{\lambda}(s_1, s_2)). \quad (2.3.4)$$

Desta forma, a lei de Beer-Bouguer-Lambert representa uma atenuação exponencial da radiância incidente à medida que esta se propaga num meio. Quanto mais denso e mais opticamente ativo for o meio, mais ele atenuará a radiação incidente. Note que a integral em (2.3.4) representa a espessura óptica de extinção comentada no tópico 2.2.1.5.

2.3.3. O TERMO FONTE DE ESPALHAMENTO

O termo $dL_{\lambda}^{(4)}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ é associado à contribuição da radiação difusa para o aumento da intensidade do feixe de radiação. Em outras palavras, a radiação oriunda de todas as outras direções que não a do feixe em questão, é espalhada na direção que o feixe está percorrendo aumentando sua intensidade. É também dito que se trata da contribuição devido ao espalhamento múltiplo em oposição ao espalhamento simples que apenas atenua a radiação do feixe incidente. Num meio com muitas partículas (como uma atmosfera poluída) ocorrem sucessivas ordens de espalhamento, de forma que parte da radiação que foi espalhada do feixe incidente para produzir radiação difusa, pode reaparecer de novo na orientação do feixe incidente. Quanto mais carregado de partículas estiver o meio, maior tenderá a ser a contribuição devido ao espalhamento múltiplo.

A representação matemática desta contribuição não é trivial e é escrita da seguinte forma:

$$dL_{\lambda}^{(4)}(\lambda, s, \hat{\Omega}) = k_{\lambda,scat}(s)J_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega})ds, \quad (2.3.5)$$

onde $k_{\lambda,scat}$ é o coeficiente linear de espalhamento e $J_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ é o termo função fonte de espalhamento que depende da função de fase definida no tópico 2.2.1.5. O termo $J_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega})$ é expresso da seguinte maneira:

$$J_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}) = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}')P_{\lambda}(s, \hat{\Omega}', \hat{\Omega})d\omega', \quad (2.3.6)$$

onde $\hat{\Omega}'$ representa a orientação da radiação numa dada direção, no elemento de volume, que pode ser espalhado na direção $\hat{\Omega}$ do feixe. Estas orientações costumam ser expressas em termos dos ângulos azimutais (φ) e zenitais (θ) (ver aproximação plano-paralela).

2.3.3. EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA NO ESPECTRO SOLAR

Voltando à equação (2.3.1) e substituindo todos os termos obtidos até o momento podemos escrever:

$$\frac{dL_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega})}{ds} = -k_{\lambda,scat}(s)L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}) - k_{\lambda,abs}L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}) + k_{\lambda,scat}(s)J_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}), \quad (2.3.7)$$

onde $J_{\lambda}(s, \hat{\Omega}) = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}')P_{\lambda}(s, \hat{\Omega}', \hat{\Omega})d\omega'$.

A equação (2.3.7) descreve a transferência de radiação no espectro solar num dado comprimento de onda λ , e orientação $\hat{\Omega}$ num meio que é capaz de absorver e espalhar radiação. Para simplificar, a equação (2.3.10) geralmente é escrita em termos do coeficiente linear de extinção e do albedo simples.

$$\frac{dL_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega})}{k_{\lambda, ext}(s)ds} = -L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}) + \omega_{\lambda}(s)J_{\lambda}(s, \hat{\Omega}), \quad (2.3.7)$$

onde $J_{\lambda}(s, \hat{\Omega}) = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} L_{\lambda}(\lambda, s, \hat{\Omega}') P_{\lambda}(s, \hat{\Omega}', \hat{\Omega}) d\omega'$.

2.3.4. APROXIMAÇÃO ATMOSFERA PLANO-PARALELA

Nos cálculos de transferência radiativa na atmosfera, a hipótese mais amplamente utilizada é a da aproximação plano-paralela. Em princípio, todas as grandezas que compõem a equação (2.3.7) são tridimensionais, isto é, variam tanto horizontal quanto verticalmente. É uma decorrência do próprio meio em questão que é a atmosfera, onde suas grandezas meteorológicas e climatológicas variam de forma tridimensional, fato que torna os cálculos de transferência radiativa uma tarefa complexa.

A aproximação plano-paralela facilita os cálculos de transferência radiativa porque se considera que as grandezas meteorológicas (como densidade ou temperatura da atmosfera) variam apenas na vertical. Esta é uma representação favorecida pelo fato de que em geral, tais grandezas possuem maiores variações na vertical do que na horizontal, e pelo fato da espessura da atmosfera ser muito menor que o raio da Terra. Porém, nem sempre esta aproximação é válida. Um exemplo é quando a curvatura da Terra deve ser levada em consideração ou na transferência radiativa em nuvens (Liou, 2002).

Na aproximação plano-paralela, a atmosfera é dividida em várias camadas, delimitada por planos infinitos, com propriedades homogêneas em termos de pressão, temperatura, densidade do ar e etc. Este esquema é mostrado na figura 2.3.2.

Com base na figura 2.3.2 e considerando que não há refração da atmosfera, a variação diferencial de caminho óptico ds é escrito em termos da variação diferencial vertical dz como:

$$ds = \sec \theta dz = \frac{dz}{\mu}, \quad (\mu = \cos \theta) \quad (2.3.8)$$

e as orientações $\hat{\Omega}$ de propagação numa atmosfera plano-paralela é descrita pelo par $(\pm\mu, \varphi)$ onde o sinal + se refere à propagação de um feixe ascendente e o sinal de – à propagação de um feixe descendente.

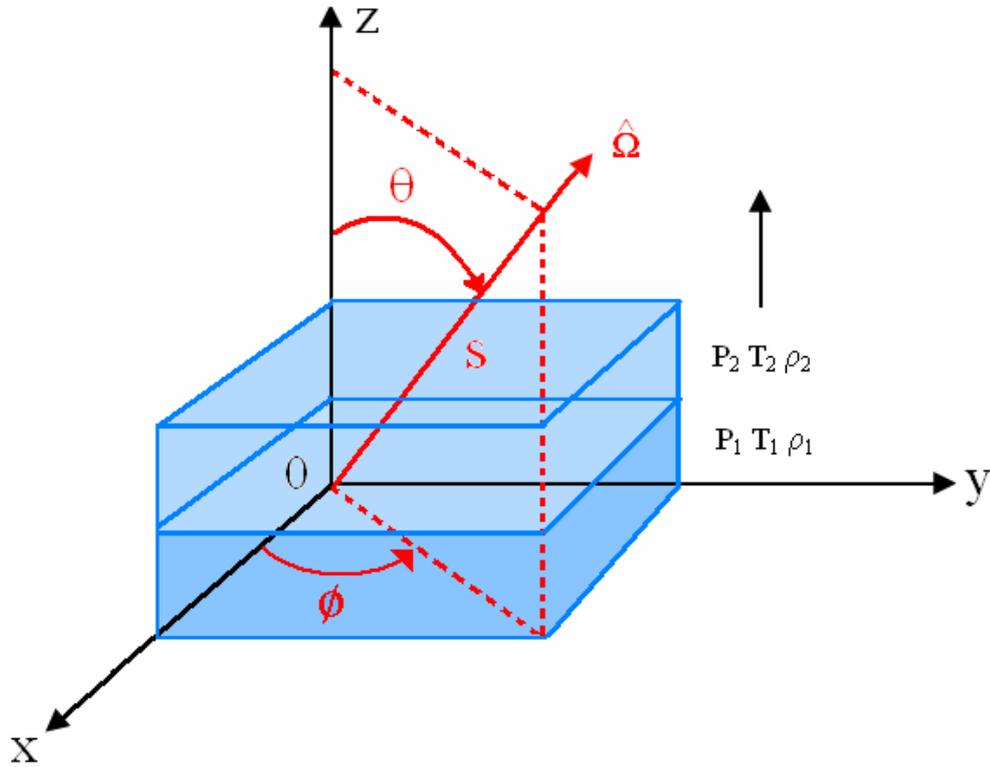


Figura 2.3.2: Representação esquemática de uma atmosfera plano-paralela com suas camadas homogêneas (exemplo com duas camadas) em termos de pressão (P) temperatura (T) e densidade (ρ). θ é o ângulo zenital e φ é o ângulo azimutal considerando-se um caminho óptico s na direção $\hat{\Omega}$.

Considerando a relação (2.3.7), a equação de transferência radiativa torna-se:

$$\frac{\pm \mu dL_{\lambda}(\lambda, z, \pm\mu, \varphi)}{k_{\lambda,ext}(z)dz} = -L_{\lambda}(\lambda, z, \pm\mu, \varphi) + \omega_{\lambda}(z)J_{\lambda}(z, \pm\mu, \varphi), \quad (2.3.9)$$

$$\text{onde } J_{\lambda}(z, \pm\mu, \varphi) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L_{\lambda}(\lambda, z, \pm\mu', \varphi') P_{\lambda}(z, \pm\mu', \varphi', \pm\mu, \varphi) d\mu' d\varphi'.$$

Para a resolução da *ETR* dada por (2.3.9), é conveniente escrevê-la em termos da profundidade óptica de extinção ($\tau_{\lambda}(z)$). De acordo com (2.2.10) temos:

$$d\tau_{\lambda} = -k_{\lambda,ext}(z)dz. \quad (2.3.10)$$

Voltando à *ETR*, a equação (2.3.9) pode ser escrita em termos da profundidade óptica com a ajuda da relação (2.3.10) obtendo:

$$\frac{\pm \mu dL_{\lambda}(\lambda, \tau, \pm\mu, \varphi)}{d\tau_{\lambda}} = L_{\lambda}(\lambda, \tau, \pm\mu, \varphi) - \omega_{\lambda}(\tau)J_{\lambda}(\tau, \pm\mu, \varphi), \quad (2.3.11)$$

$$\text{onde } J_{\lambda}(\tau, \pm\mu, \varphi) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L_{\lambda}(\lambda, \tau, \pm\mu', \varphi') P_{\lambda}(\tau, \pm\mu', \varphi', \pm\mu, \varphi) d\mu' d\varphi'.$$

2.4. PRINCÍPIOS DO SENSORIAMENTO REMOTO POR SATÉLITE

O sensoriamento remoto pode ser definido como uma “tecnologia que permite o estudo de algumas características de um objeto, sem que necessariamente se estabeleça contato com ele” (Ferreira, 2006). Ele envolve a interpretação de valores medidos ou detectados de grandezas radiométricas após a radiação eletromagnética interagir com o objeto de interesse. Como conseqüência, é necessário ter o conhecimento de como a radiação se propaga e interage com um meio ou objeto em estudo, para que suas características possam ser aferidas à distância. Este conhecimento é fornecido por teorias como a da extinção da radiação e da transferência radiativa discutidos anteriormente (Liou, 2002).

A figura 2.4.1 descreve o princípio básico do sensoriamento remoto. Um sinal composto de radiação eletromagnética após interagir com um alvo, ou objeto, é detectado por um sensor. A partir das características do sinal medido, uma “inversão” deve ser efetuada para que as características do alvo sejam obtidas. Como características, podemos citar como exemplos a concentração de um gás ou a profundidade óptica de extinção caso o alvo seja a atmosfera, ou a refletância caso o alvo seja a superfície. O papel das teorias mencionadas anteriormente é o de justamente realizar a ligação entre o sinal e as características do alvo. Autores como Liou (2002) interpretam esta ligação como uma função entre o alvo e o sinal e pode ser escrito simbolicamente que:

$$A = F(S), \quad (2.4.1)$$

onde A se refere ao alvo e S ao sinal recebido pelo sensor e F uma função genérica.

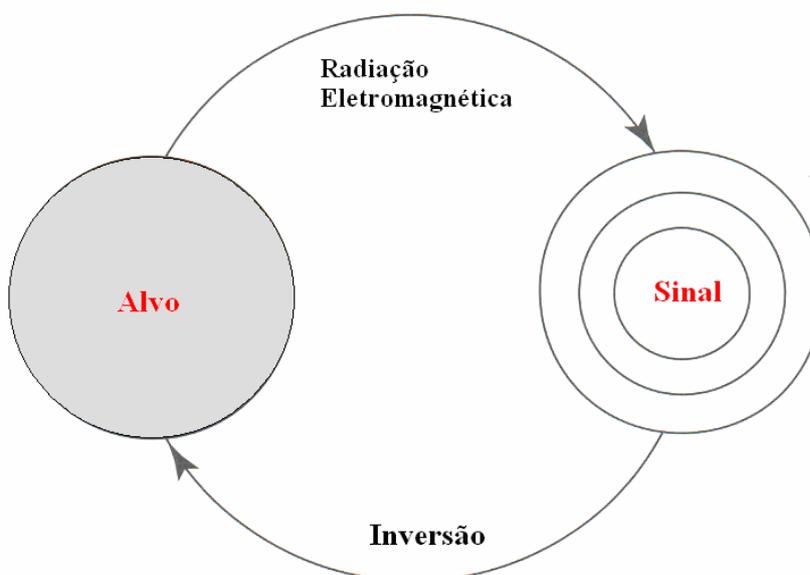


Figura 2.4.1: Esquemática do princípio do sensoriamento remoto. Figura adaptada de Liou (2002).

2.4.1. REFLETÂNCIA APARENTE NO TOPO DA ATMOSFERA

A radiação solar após interagir com o sistema Terra-atmosfera origina radiação refletida e retro-espalhada. Sensores instalados em satélites possuem o objetivo de captar esta radiação para que se possam inferir características de um algum agente do sistema. Esta radiação que chega ao topo da atmosfera pode ser tratada em termos de refletância aparente (ρ_λ) definida como (Kaufman et al.,1997):

$$\rho_\lambda^{TOA}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) = \frac{\pi L_\lambda^{TOA}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0)}{\mu_0 F_{o_\lambda}} \tag{2.4.2}$$

onde o sobrescrito *TOA* se refere ao topo da atmosfera, L_λ^{TOA} é a radiância espectral emergente captada pelo satélite (considerada como isotrópica), numa orientação com ângulo zenital θ e ângulo azimutal φ , que chega no topo da atmosfera, μ_0 é co-seno do ângulo zenital solar θ_0 , φ_0 é o ângulo azimutal solar e F_{o_λ} é a irradiância espectral que incide perpendicularmente à superfície no topo da atmosfera.

Uma dificuldade inerente ao sensoriamento remoto com o uso da radiação solar, é separar as diferentes contribuições para o valor medido de L_λ^{TOA} . O valor de L_λ^{TOA} recebe contribuições tanto da superfície quanto de agentes presentes na atmosfera, que podem ser gases e aerossóis (supondo ausência de nuvens). Esta questão pode ser tratada como mostra a figura 2.4.3, onde ρ_λ^{TOA} é uma somatória da refletância da atmosfera (ρ_λ^a) com os demais termos dependentes da refletância bidirecional da superfície (ρ_λ^s), após sofrer múltiplas reflexões com a atmosfera.

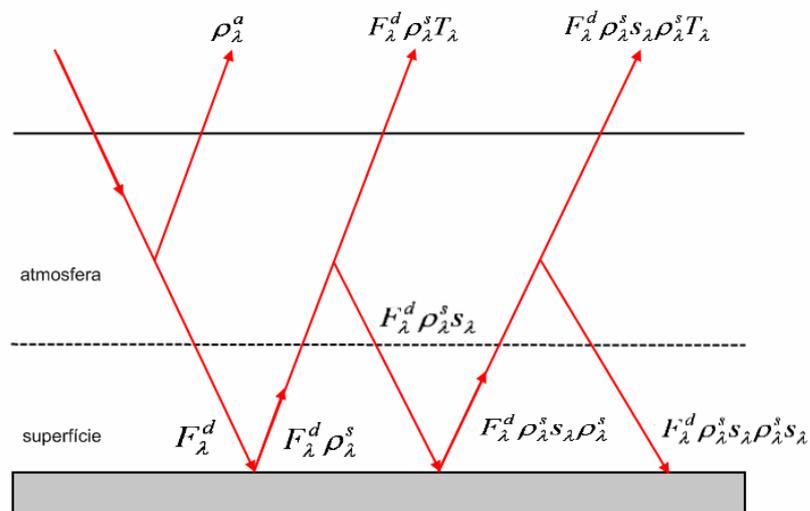


Figura 2.4.2: Ilustração mostrando a contribuição da superfície e da atmosfera para a refletância aparente no topo da atmosfera. Figura adaptada de Liou (2002).

Portanto, olhando a figura 2.4.2 é possível escrever:

$$\begin{aligned} \rho_{\lambda}^{TOA}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) &= \rho_{\lambda}^a(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) + F_{\lambda}^d(\theta_0)\rho_{\lambda}^s(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0)T_{\lambda}(\theta) + \\ &F_{\lambda}^d(\theta_0)[\rho_{\lambda}^s(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0)]^2 s_{\lambda}T_{\lambda}(\theta) + \dots \end{aligned} \quad (2.4.3)$$

onde F_{λ}^d é a irradiância normalizada transmitida do Sol até a superfície quando a refletância da superfície é nula ($\rho_{\lambda}^s = 0$), T_{λ} é a irradiância normalizada transmitida da superfície até o satélite e s_{λ} é a irradiância normalizada retro-espalhada da atmosfera para a superfície. Rearranjando (2.4.3) temos:

$$\begin{aligned} \rho_{\lambda}^{TOA} &= \rho_{\lambda}^a + [F_{\lambda}^d T_{\lambda}] \rho_{\lambda}^s + [F_{\lambda}^d T_{\lambda}] s_{\lambda} (\rho_{\lambda}^s)^2 + [F_{\lambda}^d T_{\lambda}] (s_{\lambda})^2 (\rho_{\lambda}^s)^3 + \dots \quad \text{ou:} \\ \rho_{\lambda}^{TOA} &= \rho_{\lambda}^a + [F_{\lambda}^d T_{\lambda} \rho_{\lambda}^s] (1 + s_{\lambda} \rho_{\lambda}^s + (s_{\lambda})^2 (\rho_{\lambda}^s)^2 + \dots). \end{aligned} \quad (2.4.4)$$

O termo entre parênteses em (2.4.4) é uma série do tipo:

$$1 + z + z^2 + z^3 + \dots = \sum_{n=0}^{\infty} z^n = \frac{1}{1-z} \quad \text{com } |z| < 1. \quad (2.4.5)$$

E usando (2.4.5) com $z = s_{\lambda} \rho_{\lambda}^s$ temos:

$$\rho_{\lambda}^{TOA}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) = \rho_{\lambda}^a(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) + \frac{F_{\lambda}^d(\theta_0)\rho_{\lambda}^s(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0)T_{\lambda}(\theta)}{1 - s_{\lambda}\rho_{\lambda}^s(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0)}. \quad (2.4.6)$$

O termo ρ_{λ}^a pode ser dividido em dois termos, um referente aos gases e outro devido aos aerossóis obtendo:

$$\rho_{\lambda}^a(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) = \rho_{\lambda}^{gases}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) + \rho_{\lambda}^{aer}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0). \quad (2.4.7)$$

Assim, para situações onde não há nuvens, a refletância aparente no topo da atmosfera pode ser pensada como uma contribuição dos gases, dos aerossóis e da superfície. Vale ressaltar que o segundo termo da direita em (2.4.6) não é exclusivamente dependente da superfície, pois a radiação refletida por ela será extinta até o satélite. Desta forma, os termos F_{λ}^d , T_{λ} e s_{λ} dependem das características ópticas da atmosfera.

2.4.5. SENSORIAMENTO REMOTO DOS AEROSSÓIS

As relações (2.4.6) e (2.4.7) são utilizadas no sensoriamento remoto dos aerossóis via satélite. Neste caso, os aerossóis refletem parte da radiação incidente que é captado pelo sensor no satélite. Para que este sensoriamento remoto aconteça, é necessário estabelecer uma ligação entre a radiância captada pelo sensor e características ópticas destas partículas. A teoria da transferência radiativa é então utilizada para o cálculo da radiância difusa (L_{λ}) ascendente no topo da atmosfera com a expressão:

$$\frac{\mu dI_\lambda(\lambda, \tau, \mu, \varphi)}{d\tau_\lambda} = L_\lambda(\lambda, \tau, \mu, \varphi) - J_\lambda(\tau, \mu, \varphi), \quad (2.4.8)$$

$$\text{onde } J_\lambda(\tau, \mu, \varphi) = \frac{\omega_\lambda}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L_\lambda(\lambda, \tau, \mu', \varphi') P_\lambda(\tau, \mu', \varphi', \pm\mu, \varphi) d\mu' d\varphi' +$$

$$\frac{\omega_\lambda}{4\pi} F_{o_\lambda} P_\lambda(\tau, \mu, \varphi, -\mu_0, \varphi_0) \exp(-\tau / \mu_0).$$

A equação (2.4.8) pode ser escrita de (2.3.15) desde que se considere que o componente direto da radiação solar sofra extinção pela Lei de Beer-Bouguer-Lambert e gere radiação difusa por espalhamento simples. Este termo é representado pelo segundo termo da direita em J_λ sendo que o primeiro é responsável pelo espalhamento múltiplo.

Em condições onde a concentração de partículas não é significativa, é comum utilizar a aproximação por espalhamento simples para a radiação difusa (Liou, 2002 e Kaufman et al., 1997) e (2.4.8) é escrita como:

$$\frac{\mu dL_\lambda(\lambda, \tau, \mu, \varphi)}{d\tau_\lambda} = L_\lambda(\lambda, \tau, \mu, \varphi) - J_\lambda(\tau, \mu, \varphi), \quad (2.4.9)$$

$$\text{onde } J_\lambda(\tau, \mu, \varphi) = \frac{\omega_\lambda}{4\pi} F_{o_\lambda} P_\lambda(\tau, \mu, \varphi, -\mu_0, \varphi_0) \exp(-\tau / \mu_0).$$

A solução de (2.4.9) é da forma:

$$L_\lambda^{TOA}(\lambda, 0, \mu, \varphi) = \int_0^\tau \frac{\omega_\lambda}{4\pi} F_{o_\lambda} P_\lambda(\tau', \mu, \varphi, -\mu_0, \varphi_0) \exp(-\tau' / \mu_0) \exp(-\tau' / \mu) \frac{d\tau'}{\mu}, \quad (2.4.10)$$

onde $\tau = 0$ denota o topo da atmosfera e $\tau = \tau$ o nível da superfície. Resolvendo a integral em (2.4.10) o resultado pode ser expresso em termos da refletância aparente, desprezando a refletância da superfície e o espalhamento molecular. Assim obtemos:

$$\rho_\lambda^{aer}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) = \frac{\pi L_\lambda^{TOA}}{\mu_0 F_{o_\lambda}} = \frac{\omega_\lambda}{4(\mu + \mu_0)} P_\lambda(\mu, \varphi, -\mu_0, \varphi_0) \left[1 - \exp\left[-\tau \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right)\right] \right]. \quad (2.4.11)$$

Caso o valor de τ seja pequeno é possível escrever (2.4.11) como:

$$\rho_\lambda^{aer}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) = \frac{\pi L_\lambda^{TOA}}{\mu_0 F_{o_\lambda}} = \frac{\omega_\lambda \tau}{4\mu\mu_0} P_\lambda(\mu, \varphi, -\mu_0, \varphi_0). \quad (2.4.12)$$

É possível notar que o valor de ρ_λ^{aer} é proporcional ao albedo simples (ω_λ), à função de fase (P_λ) e à própria profundidade óptica do aerossol (τ). Em outras palavras, ρ_λ^{aer} será maior

quanto maior a quantidade de aerossóis, e mais sensível ao valor de τ quando as partículas são mais eficientes em refletir radiação na direção do sensor.

A equação (2.4.7) pode ser escrita como:

$$\rho_{\lambda}^a(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) = \rho_{\lambda}^{gases}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) + \frac{\omega_{\lambda}\tau}{4\mu\mu_0} P_{\lambda}(\mu, \varphi, -\mu_0, \varphi_0). \quad (2.4.13)$$

Portanto, a obtenção da profundidade óptica do aerossol via satélite pode ser realizada com a medição de ρ_{λ}^a desde que se subtraia o efeito dos gases na atmosfera. Como este efeito é majoritariamente devido ao espalhamento Rayleigh pelas moléculas de gases, ele pode ser facilmente estimado. O problema é saber qual a contribuição de ρ_{λ}^a para ρ_{λ}^{TOA} em (2.4.6) quando ρ_{λ}^s não é desprezível. A correta estimativa de ρ_{λ}^s é uma das dificuldades do sensoriamento remoto dos aerossóis principalmente em regiões continentais. Nos oceanos ρ_{λ}^s é relativamente pequeno e o valor de τ obtido por satélite possui maior precisão. Outra dificuldade de (2.4.13) é que para a correta estimativa de τ , os valores de ω_{λ} e de P_{λ} devem ser conhecidos a priori. De acordo com Kaufman et al. (1997), erros devido ao uso de um modelo de aerossol não apropriado são menores quando os valores de ρ_{λ}^s são menores. Além disso, em (2.4.13), efeitos devido ao espalhamento múltiplo foram desconsiderados, estes se tornam importantes à medida que τ e ρ_{λ}^s aumentam.

CAPÍTULO 3

MATERIAIS E MÉTODOS

O capítulo está dividido em 4 tópicos sendo que os três primeiros estão relacionados com os “materiais” e o último com a metodologia deste trabalho especificamente. O primeiro tópico é relacionado com a descrição do sensor MODIS onde são discutidos suas principais características, seus produtos de refletância, o algoritmo de detecção de nuvens e o algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes. O segundo tópico descreve o funcionamento dos radiômetros da AERONET, cujos dados foram utilizados na correção atmosférica dos dados do MODIS. O terceiro tópico descreve as principais características do SBDART (*Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer*), que foi o código de transferência radiativa utilizado no trabalho. O capítulo é finalizado com a metodologia experimental, que descreve a metodologia utilizada para a seleção e correção atmosférica dos dados de refletância aparente obtidos pelo sensor MODIS a bordo do satélite TERRA.

3.1. MODERATE RESOLUTION IMAGING SPECTRORADIOMETER

3.1.1. O SENSOR MODIS

A NASA possui um programa de financiamento denominado *Earth Science Enterprises* (ESE), cujo objetivo é o estudo do planeta Terra como um sistema interligado entre vida, oceano e atmosfera, visando o entendimento de como o planeta está mudando globalmente (Justice et al., 2002). A ESE é responsável pelo projeto *Earth Observing System* (EOS), no qual são desenvolvidos e lançados satélites com sensores capazes de realizar medições em um amplo espectro de energia, desde o ultravioleta até as microondas (Kaufman et al., 1998). O EOS possui a missão de obter dados de longa duração sobre todo o planeta, e assim permitir que estudos sobre sua dinâmica global possam ser realizados pela comunidade científica.

Entre os primeiros satélites lançados sob o projeto EOS estão o TERRA (EOS-AM1) e o AQUA (EOS-PM1) que carregam vários sensores a bordo. O MODIS é um destes sensores e está presente em ambos os satélites. O sensor possui a capacidade de obter dados em 36

bandas que se situam entre 0,4 e 14,4 μm como é mostrado na tabela 3.1.1. De acordo com Barnes et al. (1998), a incerteza nas suas medições radiométricas é de $\pm 5\%$ para as bandas do espectro solar e $\pm 1\%$ para as bandas do espectro terrestre. A figura 3.1.1 mostra os principais componentes do MODIS.

Tabela 3.1.1: Especificações e principais usos das 36 bandas espectrais (em μm) do sensor MODIS. A resolução espacial é válida para observações no nadir.

Uso Primário	Nº da Banda	Largura da Banda	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	
Cor do oceano/ Fitoplâncton/ Fluorescência/ Biogeoquímica	8	0,405 - 0,420	1000 m
	9	0,438 - 0,448	
	10	0,483 - 0,493	
	11	0,526 - 0,536	
	12	0,546 - 0,556	
	13	0,662 - 0,672	
	14	0,673 - 0,683	
	15	0,743 - 0,753	
	16	0,862 - 0,877	
Vapor d'água da atmosfera	17	0,890 - 0,920	1000 m
	18	0,931 - 0,941	
	19	0,915 - 0,965	
Temperatura Superfície/Nuvens	20	3,660 - 3,840	1000 m
	21	3,929 - 3,989	
	22	3,929 - 3,989	
Temperatura Atmosfera	23	4,020 - 4,080	1000 m
	24	4,433 - 4,498	
Nuvens cirrus Vapor d'água	25	4,482 - 4,549	1000 m
	26	1,360 - 1,390	
Propriedades das nuvens Ozônio	27	6,535 - 6,895	1000 m
	28	7,175 - 7,475	
Temperatura Superfície/Nuvens	29	8,400 - 8,700	1000 m
	30	9,580 - 9,880	
Altitude do topo da nuvem	31	10,780 - 11,280	1000 m
	32	11,770 - 12,270	
	33	13,185 - 13,485	
	34	13,485 - 13,785	
	35	13,785 - 14,085	
	36	14,085 - 14,385	

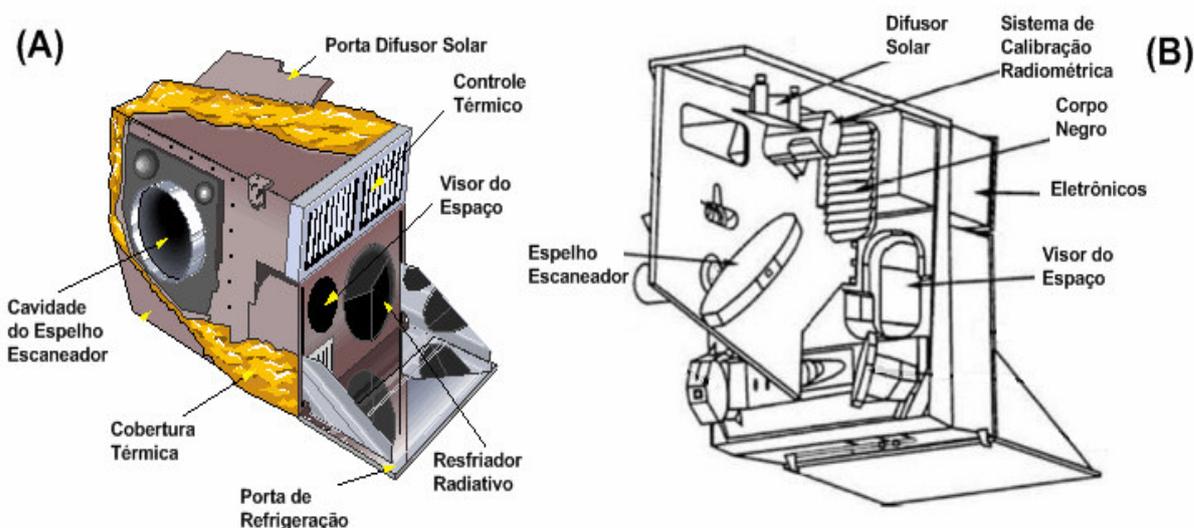


Figura 3.1.1: Vista externa (A) e interna (B) do sensor MODIS presente nos satélites TERRA e AQUA e alguns de seus componentes, como a porta para o difusor solar utilizado para a calibração das bandas do espectro solar. Figura (A) obtida de MODIS Characterization Support Team disponível em <http://www.mcst.sai.biz/mcstweb/images/extern.gif> e figura (B) adaptada de Barnes et al., (1998).

Os satélites TERRA e AQUA foram lançados respectivamente em 18 de dezembro de 1999 e 4 de maio de 2002. Realizam uma órbita quase polar numa inclinação de 98 graus e altitude de 705 km. O TERRA realiza sua passagem sobre o equador na direção de norte para sul por volta das 10:30 hora local durante o dia. Já o AQUA realiza a mesma passagem de sul para norte por volta das 13:30 hora local (Remer et al., 2006). O período de cada órbita é de aproximadamente 100 minutos de forma que são realizadas 14,4 órbitas por dia. Nestas condições, o MODIS é capaz de realizar observações sobre toda a superfície terrestre a cada dois dias com uma largura de observação de 2330 km. A sua geometria de observação se repete a cada 16 dias (Barnes et al., 1998).

Os produtos do MODIS são distribuídos para o público no formato *Hierarchical Data File* (HDF) e cada arquivo individual representa um “grânulo” que corresponde à varredura do sensor durante cinco minutos correspondendo a aproximadamente uma área de 2330x1350 km. Estes produtos são denominados por siglas, e os utilizados neste trabalho são chamados de MOD021KM L1B e MOD35 L2 e serão discutidos com mais detalhes nos próximos itens.

Os produtos da atmosfera e de nível 1 do MODIS podem ser obtidos na internet através do *Level 1 and Atmosphere Archive Center* (LAADS) no endereço <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>.

3.1.2. O PRODUTO MOD021KM L1B DO MODIS

O produto MOD021KM L1B foi o produto mais importante para a realização do trabalho, pois ele contém os dados de radiância calibrados para as 36 bandas do MODIS. A partir deles foi possível obter a refletância medida pelo sensor no topo da atmosfera. Estes dados são agrupados em várias matrizes presentes no arquivo HDF, e as diferentes bandas são agrupadas dependendo da resolução destas (250m, 500m e 1000m). Este agrupamento por resolução serve apenas para a organização do arquivo. Na verdade, todas as bandas presentes no arquivo possuem 1 km de resolução. Isto significa que as bandas de 250m e de 500m foram degradadas para a resolução de 1 km. Esta é uma característica específica deste produto e é especificada pelo termo 1KM em seu nome. O termo MOD refere-se aos dados obtidos pelo satélite TERRA, enquanto o designio L1 significa que se trata de um produto de nível 1. Os dados dos produtos de nível 1 são utilizados na construção dos produtos de nível 2 e nível 3 do MODIS. Um exemplo de produto de nível 2 é o de máscara de nuvens (MOD35 L2) que será discutido no próximo item.

Além dos dados de radiância, o produto MOD021KM L1B também possui dados de geo-referenciamento. Estes descrevem tanto a localização, geometria de iluminação e geometria de observação para cada pixel. São os dados de latitude, longitude e os ângulos zenitais e azimutais do Sol e do sensor. Esses dados são salvos em grupos de 5 pixels o que corresponderia a 5km de resolução. Isto é realizado para que o arquivo não se torne muito pesado. Neste trabalho, os valores intermediários foram recuperados por interpolação linear.

Uma questão importante é que os dados de radiância são salvos em forma de contagens realizadas pelo sensor, de forma que estes precisam ser convertidos de alguma forma para a grandeza radiométrica de interesse (refletância no caso deste trabalho). De acordo com Castanho (2005), as refletâncias (ρ_λ) são obtidas através do seguinte cálculo:

$$\rho_\lambda = \text{reflectance_scales} * (\text{Contagens} - \text{reflectance_offsets}) / \cos \theta_0, \quad (3.1.1)$$

onde θ_0 é o ângulo zenital solar. Os valores de *reflectance_scales* e de *reflectance_offsets* são encontrados no próprio arquivo HDF em seu *Scientific Data Set* (SDS).

Neste trabalho foram obtidos dados de refletâncias para as bandas 1, 3 e 7 do MODIS em situações onde não houvesse a presença de nuvens. A discriminação entre dados com nuvens e sem nuvens foi realizada com o produto de máscara de nuvens que é discutido a seguir.

3.1.3. O PRODUTO DE MÁSCARA DE NUVENS DO MODIS

A obtenção de vários produtos por sensoriamento remoto via satélite, como a profundidade óptica do aerossol, concentração de determinados gases ou a temperatura da superfície, só se torna possível quando o céu está completamente ausente de nuvens. As nuvens em geral possuem maior refletância e menor temperatura de brilho que a atmosfera e superfície (Ackerman et al., 2002), e exercem grande influência no sinal que é captado pelo sensor. Códigos de transferência radiativa podem avaliar com certa acurácia a colaboração do sinal devido aos aerossóis e gases (Vermote et al., 1997a), mas encontram dificuldades quando as nuvens estão presentes. Nesses casos, deve-se evitar a presença de nuvens tanto quanto possível. Fica então clara a importância de um algoritmo de máscara de nuvens que saiba identificar se numa observação houve ou não presença de nuvens.

O produto de máscara de nuvens do MODIS (MOD35 L2) é produzido a partir de um algoritmo que indica o quanto um determinado pixel, observado pelo campo de visão do sensor, é ou não obstruído por nuvens ou aerossóis¹² (Ackerman et al., 2002). O termo *MOD35 L2* refere-se ao produto constituído com os dados do satélite TERRA, e trata-se do produto utilizado neste trabalho. O termo *L2* refere-se ao fato deste produto ser de nível 2, pois é dependente dos dados de refletância espectral em 20 dos 36 canais do MODIS. Os resultados são gerados em resoluções de 250 m ou 1km. Neste trabalho foram utilizados resultados de 1km de resolução.

O algoritmo realiza uma série de testes para classificar um determinado pixel em 4 gradações com relação à não presença de nuvens: nuvens (ou 0% sem nuvens), provavelmente com nuvens (66% sem nuvens), provavelmente claro (95% sem nuvens) e claro (99% sem nuvens)¹³. Os testes realizados são diferentes para as passagens diurnas e noturnas e dependem do tipo de superfície em observação que pode ser solo, água, deserto, gelo ou neve (King et al., 2003).

As gradações aparecem como porcentagens, pois a cada teste realizado é associado um valor que varia de 0 a 1, onde 0 representa alta confiança na presença de nuvens e 1 representa alta confiança na ausência de nuvens. A figura 3.1.2 ilustra este conceito e pode ser notado que para uma dada observação um nível de confiança é obtido. Nota-se também que quando uma observação representa um nível de confiança entre 0 e 1 uma interpolação linear é

¹² No caso em que sua espessura óptica é elevada como em erupções vulcânicas e queimadas

¹³ No decorrer do texto estas 4 gradações serão tratadas respectivamente como nuvens, claro 66%, claro 95% e claro 99%.

considerada. O resultado final do algoritmo é, portanto, uma junção dos vários níveis de confiança obtidos pelos vários testes mostrados em 4 graduações de confiança.

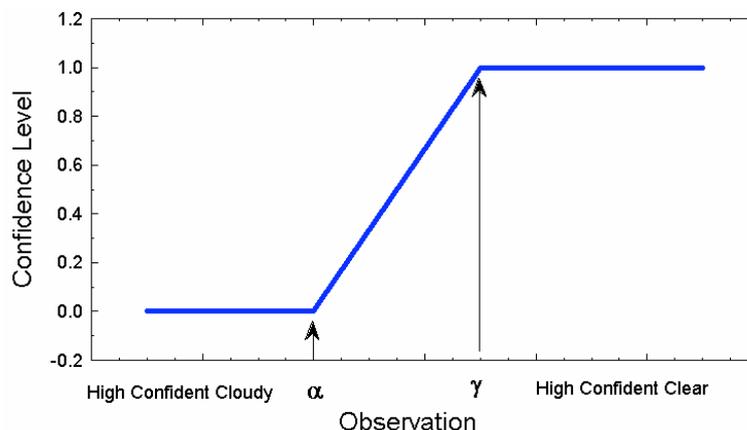


Figura 3.1.2: Gráfico que ilustra a estratégia do algoritmo de máscara de nuvens do MODIS que atribui um nível de confiança para uma dada observação. Os valores de α e γ representam as observações limite para as quais são associadas alta confiança na presença de nuvens e alta confiança na não presença (ausência) de nuvens respectivamente. Figura obtida de Ackerman et al., (2002).

Embora se ressalte a importância da detecção da presença ou não de nuvens num dado pixel, o algoritmo não se restringe a apenas isso e realiza uma infinidade de testes cujos resultados são agrupados em 48 bits de saída. Entre esses testes podemos citar a presença ou não de cirrus, presença de pixels sombreados, presença de forte carga de aerossóis, entre outros. A tabela 3.1.2 mostra alguns bits de saída do produto MOD35 L2 e correspondem àqueles que foram analisados para a seleção de pixels sem nuvens neste trabalho. Como pode ser visto na tabela, não foi analisado o bit referente à presença de forte carga de aerossóis, pois bons resultados com a correção atmosférica são mais difíceis de ocorrer nestes casos, por causa do espalhamento múltiplo e a maior dependência do modelo de aerossol utilizado.

Tabela 3.1.2: Bits analisados do produto MOD35 L2 para seleção de pixels sem nuvens neste trabalho. Os bits escolhidos corresponderam à análise do cenário onde se desejavam apenas dias limpos de acordo com Ackerman et al. (2002).

NUMERO DO BIT	DESCRIÇÃO	RESULTADO
0	Aplicação do Algoritmo	0 = não determinado 1 = determinado
1 e 2	Presença de Nuvens	00 = nuvens 01 = claro 66% 10 = claro 95% 11 = claro 99%
9	Presença de Cirrus	0 = sim 1 = não

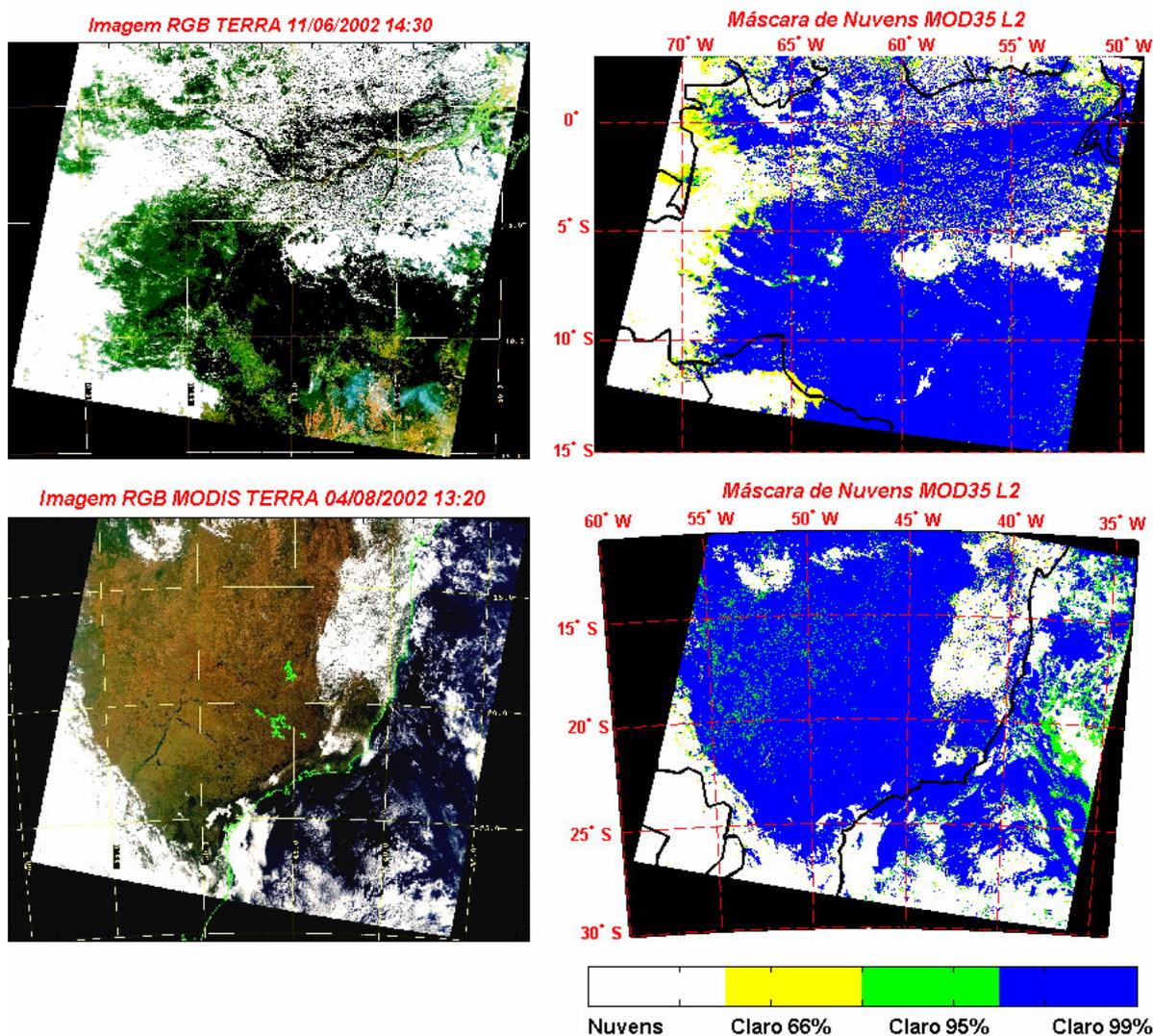


Figura 3.1.3: Imagem RGB (esquerda) e produto de máscara de nuvens (direita) sobre a região Amazônica (acima) e sobre a parte centro-sul do Brasil (abaixo).

A figura 3.1.3 mostra dois grânulos do MODIS onde se ilustra o resultado do algoritmo de máscara de nuvens. De forma geral existe ótima concordância entre as imagens RGB e o produto MOD35 L2 indicando que o produto é suficientemente robusto para a seleção de pixels sem nuvens. Como contrapartida, nota-se também que boa parte da região do Pará e Amazonas mostra menos nuvens do que deveria. Pode ser que para nuvens de dimensões da ordem ou menores que 1 km, a resolução do produto de 1 km não tenha sido suficiente para “detectá-las”.

De acordo com King et al. (2003), estudos que comparam resultados da máscara de nuvens com os resultados obtidos por lidars, sugerem que claro 95% e claro 99% são efetivamente sem nuvens e que nuvens e claro 66% são efetivamente com nuvens. De fato isto acontece com as imagens mostradas na figura 3.1.3.

3.1.4 ALGORITMO PARA OBTENÇÃO DA PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL SOBRE CONTINENTES

Neste item é discutido o algoritmo para obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes baseado em Remer et al. (2006).

O algoritmo seleciona um grânulo de imagem e as refletâncias no topo da atmosfera medidas pelo MODIS em 0,47 μm ($\rho^m_{0,47}$), 0,66 μm ($\rho^m_{0,66}$) e 2,1 μm ($\rho^m_{2,1}$) são organizadas em seções de 20x20 pixels (com 500 metros de resolução espacial) correspondendo num total de 400 pixels em cada seção (10kmx10km no nadir). Como a banda de 0,66 μm possui uma resolução de 250 metros ela é degradada para 500 metros para que corresponda à resolução das outras bandas.

O próximo passo é avaliar pixel por pixel para identificar quais deles são correspondentes a nuvens, neve ou gelo, ou água e descartá-los. Toda esta informação é fornecida pelo algoritmo de máscara de nuvens do MODIS.

Depois das seleções dos pixels livres de nuvens, os pixels mais escuros são selecionados com base nos valores de $\rho^m_{2,1}$. Pixels escuros são selecionados para que se minimize a influência da superfície nas refletâncias medidas pelo sensor. Para ser selecionado o pixel deve estar entre $0,01 \leq \rho^m_{2,1} \leq 0,25$.

Os pixels restantes são então ordenados agora com base em $\rho^m_{0,66}$. Os pixels 20% mais escuros e 50% mais brilhantes são descartados. A justificativa é para eliminar pixels possivelmente contaminados por nuvens bem como pixels contaminados por sombras de nuvens.

Os 30% dos pixels restantes são utilizados para a obtenção da profundidade óptica do aerossol. Mas o algoritmo prossegue apenas se estes 30% corresponderem a no mínimo 12 pixels. Então, é calculada a média das refletâncias $\rho^m_{0,47}$, $\rho^m_{0,66}$ e $\rho^m_{2,1}$ com todos os pixels que restaram na seção.

O processo de inversão¹⁴ é realizado de forma que a partir da informação da atmosfera e da superfície contida em $\rho^m_{0,47}$, $\rho^m_{0,66}$ e $\rho^m_{2,1}$, sejam obtidas a profundidade óptica do aerossol em 0,55 μm ($\tau_{0,55}$), a refletância da superfície em 2,1 μm ($\rho^s_{2,1}$) e a razão entre a moda fina e moda grossa (η) definida de forma que:

$$\rho_{\lambda}^{TOA} = \eta \rho_{\lambda}^{TOA f} + (1 - \eta) \rho_{\lambda}^{TOA g}. \quad (3.1.2)$$

¹⁴ Obtenção de parâmetros ópticos da atmosfera e superfície a partir das refletâncias medidas

Portanto, a refletância calculada no topo da atmosfera é uma soma ponderada da refletância gerada por aerossóis da moda fina ($\rho_{\lambda}^{TOA f}$) e da moda grossa ($\rho_{\lambda}^{TOA g}$). A inversão é realizada com o uso de tabelas denominadas *lookup tables*¹⁵. Elas foram geradas de forma que o algoritmo decida entre 3 modelos de aerossol da moda fina (partículas esféricas) e um da moda grossa (partículas não esféricas). A escolha do modelo da moda fina segue critérios geográficos e de estação do ano (ver figura 3.1.4), e foram baseados em análises de dados da AERONET.

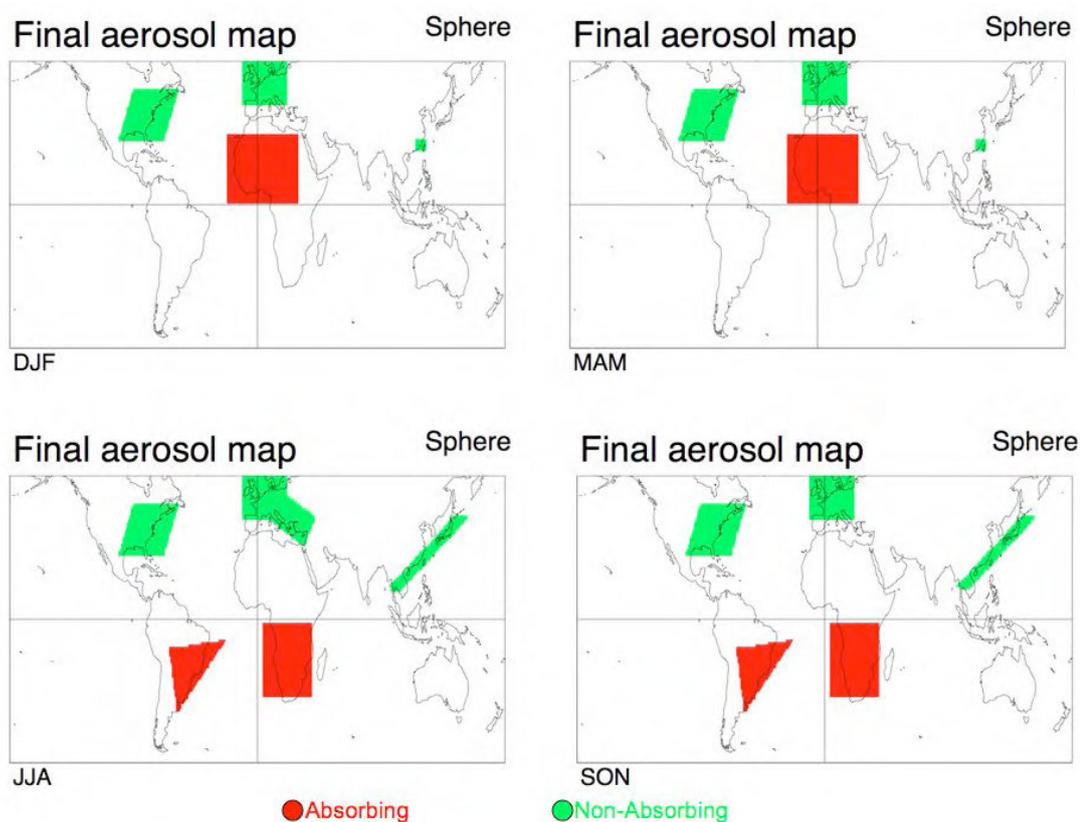


Figura 3.1.4: Mapas mostrando os tipos de aerossol da moda fina utilizados no algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes, em diferentes épocas do ano. Em verde é utilizado um modelo com albedo simples de aproximadamente 0,95 (não absorvente), em vermelho de aproximadamente 0,85 (absorvente) e em branco de aproximadamente 0,9 (neutro). Figura obtida de Remer et al. (2006).

Quando se usa *lookup tables*, as refletâncias medidas pelo sensor são comparadas com as originadas destas tabelas. No caso do algoritmo do MODIS, esta comparação é realizada de forma que se encontrem a partir de um conjunto de valores discretos de η , os valores de $\tau_{0,55}$ e $\rho_{2,1}^s$ que igualem $\rho_{0,47}^m$ e $\rho_{2,1}^m$ e que o erro (ϵ) seja o menor possível em $\rho_{0,66}^m$ ou:

¹⁵ Tabelas de refletâncias calculadas para vários modelos de aerossol, profundidade óptica e várias geometrias com o uso de códigos de transferência radiativa.

$$ABS(\rho_{0,47}^{TOA} - \rho_{0,47}^m) / \rho_{0,47}^m = 0, \quad (3.1.3a)$$

$$ABS(\rho_{0,66}^{TOA} - \rho_{0,66}^m) / \rho_{0,66}^m = 0, \quad (3.1.3b)$$

$$ABS(\rho_{2,1}^{TOA} - \rho_{2,1}^m) / \rho_{2,1}^m = 0, \quad (3.1.3c)$$

com:

$$\rho_{0,47}^{TOA} = \eta(\rho_{0,47}^{af} + F_{0,47}^{df} \rho_{0,47}^s) T_{0,47}^f / (1 - s_{0,47}^f) + (1 - \eta)(\rho_{0,47}^{ag} + F_{0,47}^{dg} \rho_{0,47}^s T_{0,47}^g) / (1 - s_{0,47}^g), \quad (3.1.4a)$$

$$\rho_{0,66}^{TOA} = \eta(\rho_{0,66}^{af} + F_{0,66}^{df} \rho_{0,66}^s) T_{0,66}^f / (1 - s_{0,66}^f) + (1 - \eta)(\rho_{0,66}^{ag} + F_{0,66}^{dg} \rho_{0,66}^s T_{0,66}^g) / (1 - s_{0,66}^g), \quad (3.1.4b)$$

$$\rho_{2,1}^{TOA} = \eta(\rho_{2,1}^{af} + F_{2,1}^{df} \rho_{2,1}^s) T_{2,1}^f / (1 - s_{2,1}^f) + (1 - \eta)(\rho_{2,1}^{ag} + F_{2,1}^{dg} \rho_{2,1}^s T_{2,1}^g) / (1 - s_{2,1}^g). \quad (3.1.4c)$$

O aspecto importante das equações em (3.1.4) é que como apenas $\rho_{2,1}^s$ é obtido via *lookup tables*, é necessário estimar de alguma maneira qual a contribuição da refletância de superfície nos canais do visível, ou seja, os valores de $\rho_{0,47}^s$ e $\rho_{0,66}^s$. De acordo com Levy et al. (2007), eles são estimados a partir das seguintes relações:

$$\rho_{0,66}^s = [0,48 + 0,002\Theta - 0,27] \rho_{2,1}^s + [0,033 - 0,00025\Theta], \quad (NDVI_{swir} < 0,25) \quad (3.1.5a)$$

$$\rho_{0,66}^s = [0,58 + 0,002\Theta - 0,27] \rho_{2,1}^s + [0,033 - 0,00025\Theta], \quad (NDVI_{swir} > 0,75) \quad (3.1.5b)$$

$$\rho_{0,66}^s = [(0,48 + 0,2(NDVI_{swir} - 0,25)) + 0,002\Theta - 0,27] \rho_{2,1}^s + [0,033 - 0,00025\Theta], \quad (0,25 \leq NDVI_{swir} \leq 0,75) \quad (3.1.5c)$$

$$\rho_{0,47}^s = 0,49 \rho_{0,66}^s + 0,005, \quad (3.1.5d)$$

onde nota-se que estes valores são obtidos a partir do próprio valor de $\rho_{2,1}^s$, considerando a dependência com a geometria de observação através de Θ (ângulo de espalhamento entre o sol e o sensor) e do tipo de superfície através do índice de vegetação $NDVI_{swir}$ definido pela seguinte expressão:

$$NDVI_{swir} = \frac{\rho_{1,24}^m - \rho_{2,1}^m}{\rho_{1,24}^m + \rho_{2,1}^m}. \quad (3.1.6)$$

Este índice é calculado de forma análoga ao índice $NDVI$ (*Normalized Difference Vegetation Index*), mas são usados os canais de 1,24 e 2,1 μm em vez dos canais de 0,66 μm (vermelho) e 0,86 μm (infravermelho próximo), sob a hipótese de sofrer menos influência devido à presença de aerossóis. Valores baixos de $NDVI_{swir}$ significam presença esparsa de vegetação.

3.2. AERONET – AEROSOL ROBOTIC NETWORK

A AERONET é uma rede mundial de radiômetros solares e celestes instalada em superfície capaz de monitorar as propriedades ópticas dos aerossóis praticamente em tempo real (Holben et al., 1998). Este tipo de monitoramento é necessário para um melhor conhecimento do papel dos aerossóis no sistema climático. A rede foi desenvolvida e mantida pela NASA e também possui o objetivo de validar as observações realizadas por satélites via sensoriamento remoto (Holben et al., 1998). Particularmente falando, os dados da AERONET são utilizados na validação dos produtos obtidos pelo sensor MODIS, como a profundidade óptica do aerossol (Remer et al., 2006). Entre os principais produtos fornecidos pela AERONET estão a profundidade óptica do aerossol em $0,5 \mu\text{m}$ (τ), o conteúdo de vapor d'água na coluna atmosférica, a distribuição de tamanho e o índice de refração das partículas em quatro comprimentos de onda.

Os radiômetros utilizados pela rede são do tipo CIMEL (exibido na figura 3.2.1) e são mantidos em funcionamento através da energia solar. Possuem um $IFOV^{16}$ de $1,2^\circ$ e são capazes de realizar medições da radiação solar direta e da radiação proveniente do céu, ou difusa. As medições da radiação direta são realizadas em oito bandas espectrais a cada 15 minutos centradas em 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 e 1020 nm. No caso da radiação difusa, as medições são realizadas apenas em quatro bandas (440, 670, 870, e 1020 nm) a cada uma hora, aproximadamente.



Figura 3.2.1: Foto mostrando um radiômetro CIMEL em operação. Figura obtida de Procópio (2005).

¹⁶ $IFOV$ é a sigla em inglês para *Instrument Field of View* e se refere ao campo de visão do sensor. Em termos quantitativos, é expresso pelo valor de seu ângulo sólido de detecção.

A profundidade óptica do aerossol é obtida através da medição da atenuação da radiação solar direta que é fisicamente descrita pela lei de Beer-Bouguer-Lambert descrita no item 2.3.1. Após efetuarem-se correções devido ao espalhamento Rayleigh e à absorção gasosa, o valor de τ é obtido. O conteúdo de vapor d'água precipitável (wv) é obtido com o uso do canal de 940 nm que é uma região de forte absorção de vapor d'água (ver figura 2.2.5), a partir da lei de Beer-Bouguer-Lambert modificada (vide Holben et al., 1998 para maiores detalhes). Neste trabalho, os dados de τ e wv foram utilizados para se efetuar a correção atmosférica dos dados de refletância obtidos com o MODIS, e este processo será descrito com mais detalhes no tópico envolvendo a metodologia utilizada.

A incerteza dos dados de τ pode ser devida a uma série de fatores, como a própria incerteza nas correções do espalhamento Rayleigh e da absorção gasosa definidas anteriormente, até nos aspectos envolvendo a calibração¹⁷ dos radiômetros. De acordo com Holben et al., (1998), a incerteza de τ em condições de céu limpo e com o uso de um instrumento bem calibrado, pode ser de 0,01 para comprimentos de onda maiores que 440 nm e de 0,02 para comprimentos de onda menores que 440 nm. No caso de wv , a incerteza é relacionada com a dificuldade em se obter os coeficientes de calibração na banda de 940 nm e sua incerteza dificilmente ultrapassa 12%.

Os dados obtidos pelos radiômetros são processados pela NASA e disponibilizados para o público em três versões através da internet no endereço <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>. A primeira versão é chamada de *nível 1* e corresponde aos dados com a calibração inicial do instrumento (sem levar em conta o efeito da degradação no tempo) e sem a eliminação de contaminação por nuvens. A segunda versão é chamada de *nível 1,5* e corresponde aos dados obtidos após a eliminação da contaminação por nuvens. O procedimento é realizado através da análise da variabilidade em três seqüências de medições¹⁸, nos dados de τ (Smirnov et al., 2000). A última versão é denominada de *nível 2,0* e 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 disponível, mas não são disponibilizados em tempo real, podendo demorar até seis meses após a medição, o que implica uma menor cobertura temporal dos dados disponíveis com relação ao intervalo de tempo adequado para a análise. Por isso, foram utilizados os dados de nível 1,5 neste trabalho.

¹⁷ Processo no qual são obtidos os coeficientes de calibração, utilizados para converter o valor da tensão medida pelo instrumento em grandezas de interesse, como a radiância.

¹⁸ Esta seqüência é denominada de tripletos.

3.3. SBDART – SANTA BARBARA DISORT RADIATIVE TRANSFER

O SBDART foi o código de transferência radiativa utilizado no trabalho para a correção atmosférica dos dados de refletância obtida pelo sensor MODIS. Ele é capaz de resolver a equação de transferência radiativa numa atmosfera plano-paralela em condições de céu limpo ou com presença de nuvens (Ricchiazzi et al., 1998). O seu uso é adaptado tanto para problemas envolvendo o balanço radiativo na atmosfera quanto para problemas envolvendo o sensoriamento remoto, sendo possível calcular radiâncias e irradiâncias.

Os resultados podem ser obtidos para radiação de onda curta ou longa num determinado comprimento de onda, ou integrados num determinado intervalo espectral como o visível. Além disso, o usuário pode implantar funções filtros que simulem o comportamento espectral de diferentes instrumentos.

A resolução da ETR é realizada através do método das ordenadas discretas (Chandrasekhar, 1950) através de seu módulo DISORT (*Discrete Ordinate Radiative Transfer*) (Stamnes et al., 1988). Neste método, a equação de transferência radiativa é discretizada, e sua solução é obtida através de um conjunto de equações diferenciais de primeira ordem. Quando esta discretização é realizada, os termos da ETR envolvendo a integração nas diferentes orientações são substituídos por somas finitas. Assim, a ETR é resolvida para um número finito de direções. Por padrão, o SBDART utiliza 40 ângulos de quadratura.

A atmosfera pode ser dividida em até 65 camadas e existem 6 perfis de atmosfera disponíveis que seguem as seguintes condições climáticas: tropical, latitudes médias no verão, latitudes médias no inverno, verão sub-ártico, inverno sub-ártico e US62 que representa as condições típicas encontradas nos Estados Unidos em meados de 1960. Tratam-se de perfis amplamente utilizados na comunidade científica, e que fornecem entre outros valores, os perfis verticais de temperatura, pressão, vapor d'água e ozônio baseados em McClatchey et al., (1972). Os usuários podem especificar seu próprio modelo de atmosfera por arquivo texto.

O espectro solar padrão e de maior resolução espectral disponível na biblioteca do SBDART é baseado no modelo LOWTRAN-7 (Pierluissi e Peng, 1985). Ele possui 20 cm^{-1} de resolução entre 0 e 28780 cm^{-1} e de 10 cm^{-1} de 28780 até 57490 cm^{-1} .

O tratamento da absorção molecular utilizado no SBDART também é baseado no modelo LOWTRAN-7. Este modelo fornece a transmitância da atmosfera para os principais gases presentes na atmosfera em condições de céu limpo com resolução de 0,005 μm para os comprimentos de onda no visível e de 0,2 μm no infravermelho térmico.

O tratamento do espalhamento Rayleigh é baseado em resultados obtidos por Shettle et al. (1980), e sua profundidade óptica é calculada por:

$$\tau_R = (938\lambda^4 - 10\lambda^2)^{-1} \int_z^{\infty} (N(z)/N(0)) dz, \quad (3.3.1)$$

onde z é a altitude em quilômetros, N é a concentração de moléculas, $N(0)$ é a concentração de moléculas ao nível do mar e λ o comprimento de onda em micrômetros.

O SBDART inclui modelos de aerossóis presentes tanto na estratosfera quanto na troposfera. No caso da troposfera, estes modelos são baseados nos obtidos por Shettle e Fenn (1975) e inclui os tipos rural, urbano, oceânico e troposférico. Mas o principal uso do SBDART talvez se deva à possibilidade do usuário implantar seu próprio modelo de aerossol. O usuário pode especificar parâmetros como o albedo simples e a eficiência de extinção em função do comprimento de onda. A função de fase pode ser calculada a partir do parâmetro de assimetria utilizando a aproximação de Henyey Greenstein, ou a partir dos coeficientes de expansão dos polinômios de Legendre. Neste caso, quanto mais polinômios forem utilizados, mais tempo demorará as simulações. A carga de aerossóis é especificada através do valor da profundidade óptica em 0,55 μm ($\tau_{0,55}$) e seu perfil vertical também pode ser alterado. Como padrão, o código considera um decaimento exponencial da concentração de partículas de aerossol com a altura.

O efeito da superfície no cômputo dos resultados também é considerado pelo código. O SBDART possui modelos que descrevem a refletância de vários tipos de superfície como neve, solo, vegetação, e oceano. Por padrão, todas estas superfícies são consideradas Lambertianas. Em versões mais recentes do código é possível encontrar algumas superfícies com tratamento não Lambertiano, baseadas em modelos de refletância bidirecional. Mas é ressaltado que as simulações se tornam mais demoradas nesses casos.

3.4. METODOLOGIA UTILIZADA

3.4.1. OBTENÇÃO E SELEÇÃO DOS DADOS

Foram obtidos dados de refletância do MODIS a bordo do satélite TERRA no período de 2000 a 2006, através do produto MOD021KM L1B e os correspondentes dados do produto de máscara de nuvens MOD35 L2 sobre diferentes regiões brasileiras e em diferentes ângulos de iluminação e de observação do sensor. Os dados de refletância utilizados foram os das bandas 1, 3 e 7 que correspondem aos comprimentos de onda de 660, 440 e 2100 nanômetros respectivamente. Com estes dados é possível avaliar a correlação entre as refletâncias medidas no visível e no infravermelho próximo, utilizadas no algoritmo da obtenção da profundidade óptica do aerossol descrita no tópico 3.1.4.

As regiões brasileiras analisadas estão localizadas em cidades que possuem sítios da rede AERONET. Os sítios escolhidos foram os de Alta Floresta (MT), Abracos Hill (RO), Cuiabá-Miranda (MT), Rio Branco e São Paulo (SP) por julgar-se possuírem as maiores bases de dados da rede no Brasil. Maior base de dados é dito aqui com referência ao período de tempo em que o radiômetro está em operação (maior climatologia), e aos períodos de inatividade de medições (“buracos de medições”).

A escolha de regiões com presença de sítios da AERONET permitiu que seus dados de profundidade óptica do aerossol e do conteúdo de vapor d’água fossem utilizados para a correção atmosférica dos dados de refletância obtidos com o MODIS. Para cada cidade foi definida uma região de 10 km em torno de cada sítio, sob a hipótese dos dados da AERONET serem válidos apenas em regiões próximas ao radiômetro. Isto quer dizer que apenas pixels que estivessem dentro destas regiões foram analisados. As coordenadas geográficas que delimitaram estas regiões são mostradas na tabela 3.4.1. Como exemplo, a figura 3.4.1 ilustra a região delimitada na cidade de São Paulo. A localização de cada sítio escolhido da AERONET no país é mostrada na figura 3.4.2.

Tabela 3.4.1: Coordenadas geográficas em graus que delimitaram as cinco regiões de estudo ao redor do sítio da AERONET.

Local	Latitude Mínima	Latitude Máxima	Longitude Mínima	Longitude Máxima
Alta Floresta	-9,957	-9,877	-56,056	-55,976
Abracos Hill	-10,800	-10,720	-62,398	-62,318
Cuiabá-Miranda	-15,769	-15,689	-56,060	-55,980
Rio Branco	-9,997	-9,917	-67,909	-67,829
São Paulo	-23,600	-23,520	-46,775	-46,695



Figura 3.4.1: Imagem do MODIS obtida sobre a região metropolitana de São Paulo. O quadrado em vermelho ilustra a região delimitada sobre a cidade de 10x10 km em torno do sítio da AERONET.

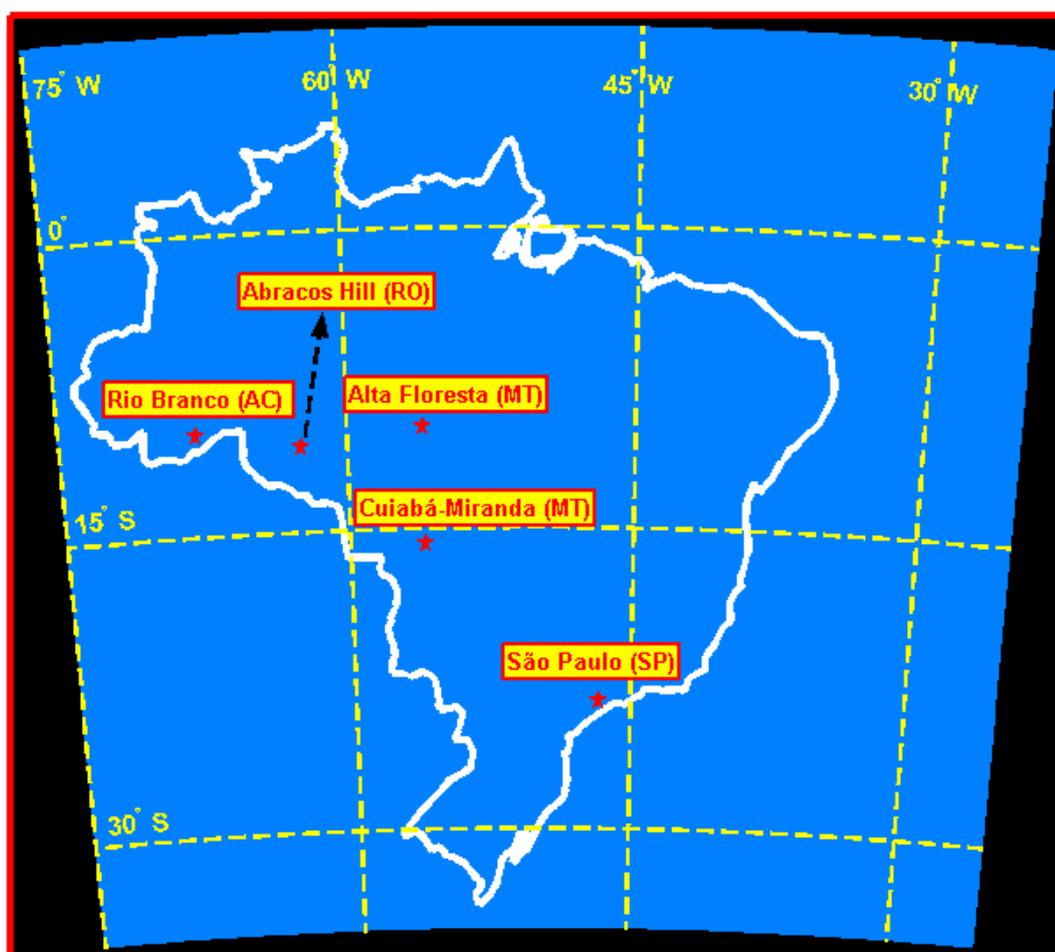


Figura 3.4.2: Mapa do Brasil mostrando a localização dos sítios da AERONET escolhidos para a realização do trabalho.

A seleção dos dados do MODIS obedeceu a três critérios:

- (1) que houvesse a menor influência de nuvens quanto possível nas regiões analisadas
- (2) que existissem dados da AERONET disponíveis em horários próximos às da passagem do satélite TERRA.
- (3) que os valores da profundidade óptica do aerossol em 500 nm obtidas da AERONET (τ) e do ângulo zenital do sensor (θ) fossem menores ou iguais a 0,2 e 40 graus respectivamente.

Com relação ao primeiro critério, foram selecionados apenas dados em que todos os pixels presentes nas regiões analisadas fossem pelo menos claro 95%, de acordo com o resultado do produto de máscara de nuvens. Isto quer dizer que em determinados casos, os pixels dentro delas podem ser tanto de claro 95% como de claro 99% (ver figura 3.4.3).

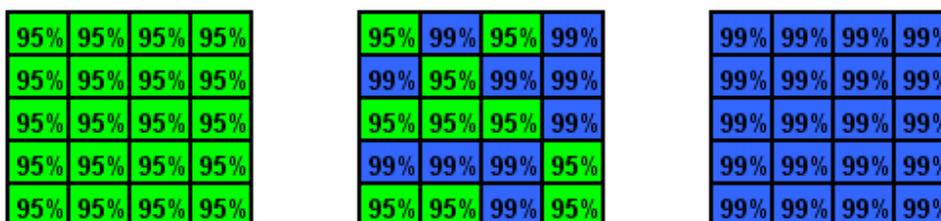


Figura 3.4.3: Três regiões hipotéticas onde cada “quadrado” representa um pixel de máscara de nuvens. Cada região representa um caso onde os pixels presentes são de pelo menos claro 95%. Nestes três casos, considerou-se ausência de nuvens.

Portanto, foi considerada a hipótese discutida no tópico 3.1.3, onde King et al. (2003) sugere que pixels claro 95% e claro 99% são efetivamente sem nuvens.

Embora o algoritmo consiga discriminar com ótima precisão observações contaminadas, ou não, por nuvens, ele não é perfeito. A figura 3.4.4 mostra dados de refletância corrigidos obtidos no período de 2004 a 2006 nos sítios de São Paulo, Alta Floresta e Cuiabá-Miranda. Todos estes dados são correspondentes aos pixels considerados como sem nuvens pelo produto de máscara de nuvens, mas notam-se picos de refletâncias que aparentemente não seriam esperados, o que sugere contaminação por nuvens. Como ilustração, os três casos mais aparentes foram selecionados e na figura também são mostradas as imagens RGB correspondentes. Aparentemente o algoritmo possui uma maior dificuldade em conseguir detectar nuvens tênues (no caso de Cuiabá-Miranda) e nuvens de pequena extensão (que aparecem como “bolotas” nas imagens) o que reforça o comentário feito na análise da figura 3.1.3.

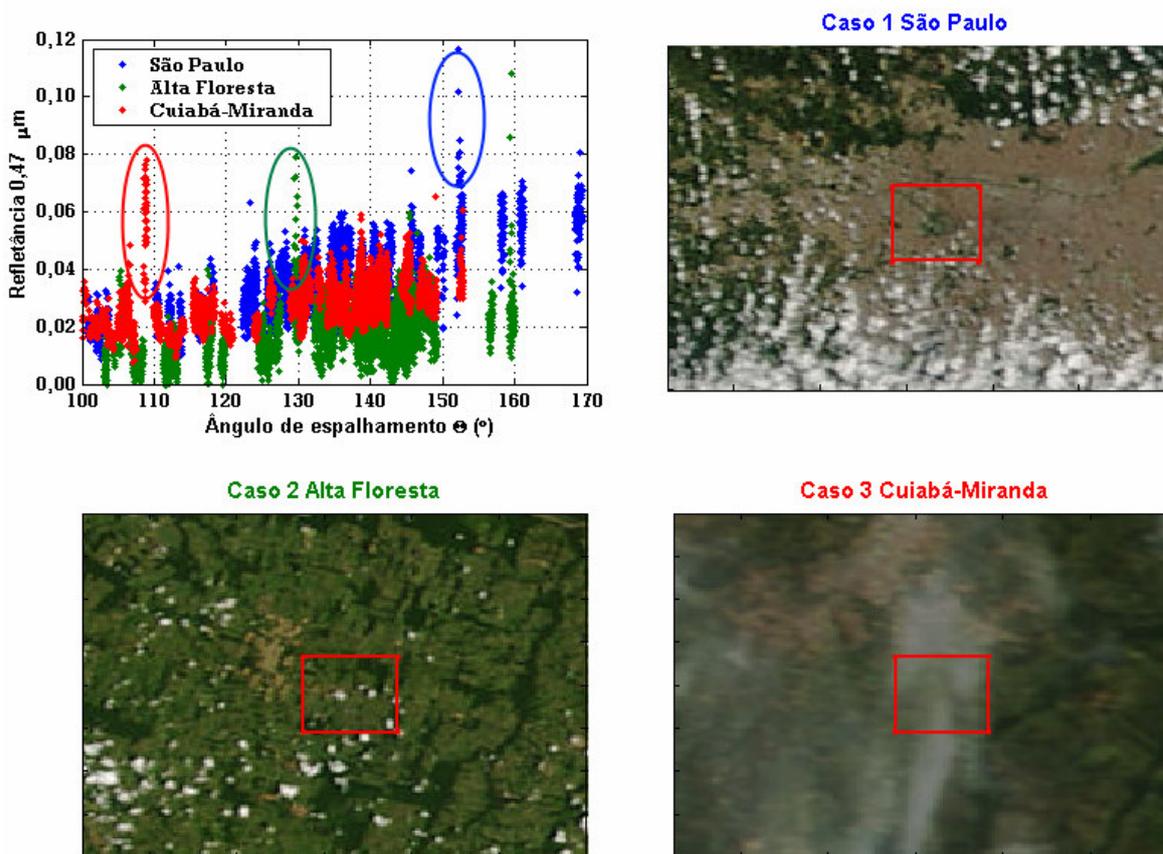


Figura 3.4.4: Dados de refletância no topo da atmosfera em 0,47 μm obtidos pelo MODIS no período de 2004 a 2006 em função do ângulo de espalhamento entre o Sol e o sensor. Todos estes dados foram considerados como livres de contaminação de nuvens de acordo com o produto de máscara de nuvens. Também são mostradas imagens RGB de 250 m de resolução obtidas de *MODIS Rapid Response System* disponível em <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/>. Cada uma das imagens corresponde a um caso onde aparecem valores altos de refletância, o que sugere presença de nuvens.

Diante disso, e de uma certificação de que sejam analisados apenas dados sem nuvens, foi adotado um critério de filtragem quando ocorressem casos de refletância elevadas em 0,47 μm . Apesar de ser um critério subjetivo, optou-se em realizá-lo do que deixar passar possíveis casos como os da figura 3.4.4. Este processo deve ser encarado apenas como um refinamento da máscara de nuvens e não uma substituição. Nos dados obtidos no período de 2004 a 2006, a certificação da não contaminação por nuvens foi realizada a partir da inspeção visual de imagens RGB de 250 m de resolução. No caso dos dados obtidos de 2000 a 2003, sua análise foi realizada com base no comportamento esperado com relação aos dados de 2004 a 2006. Caso aparecessem refletâncias muito maiores do que nos dados de 2004 a 2006, estes eram descartados, ou filtrados. A figura 3.4.5 ilustra o método nos dados de Alta Floresta e Cuiabá-Miranda.

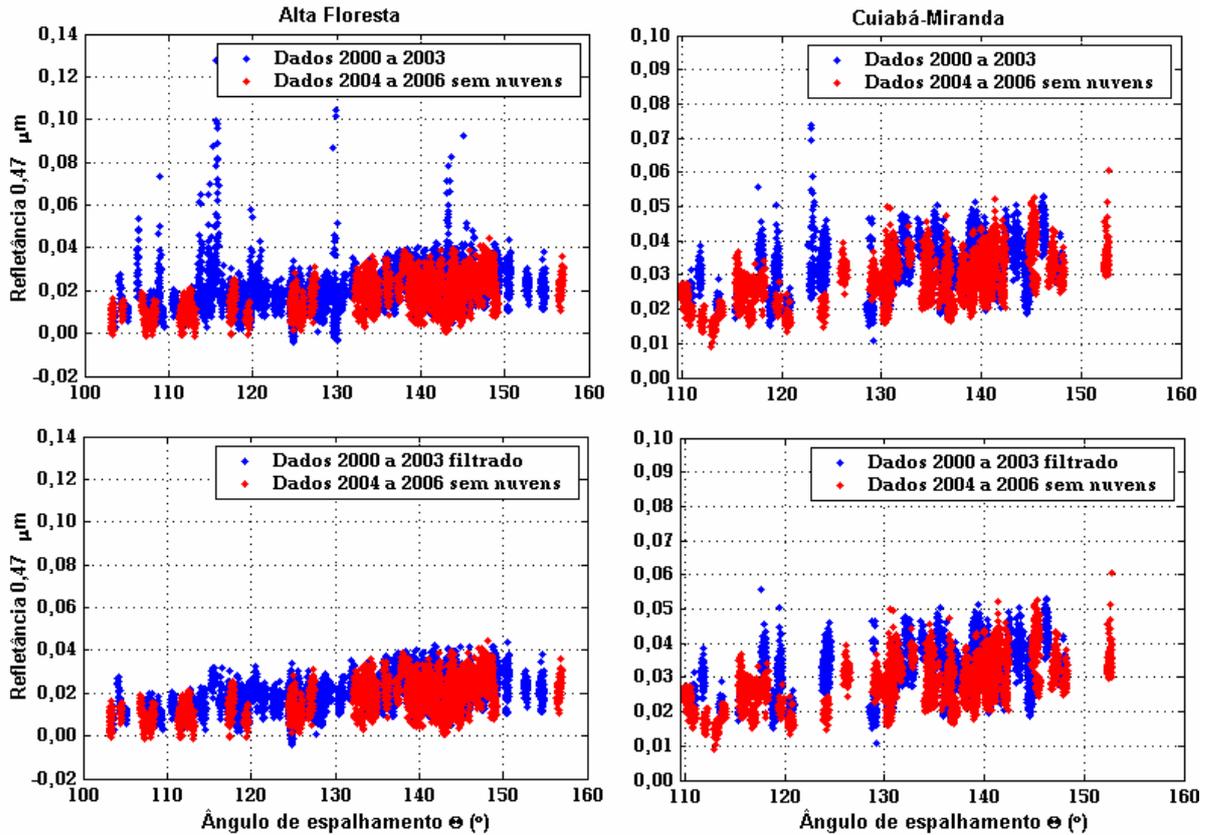


Figura 3.4.5: Dados de refletância em $0,47 \mu\text{m}$ obtidos pelo MODIS em função do ângulo de espalhamento entre o Sol e o sensor para os sítios de Alta Floresta (esquerda) e Cuiabá-Miranda (direita) após a correção atmosférica. Os dados em vermelho são referentes ao período de 2004 a 2006 e são considerados como ausentes de contaminação por nuvens através da inspeção visual de imagens RGB de 250 m. Na parte superior da figura são exibidos em azul os dados de 2000 a 2003 sem nenhuma filtragem dos dados. Na parte inferior são exibidos os correspondentes dados filtrados. A filtragem é realizada com relação ao comportamento dos dados de 2004 a 2006, e refletâncias muito altas são descartadas.

Para satisfazer ao segundo critério de seleção dos dados, deveriam existir dados da AERONET de profundidade óptica do aerossol e do conteúdo de vapor d'água (wv) na faixa de horário satisfazendo meia hora antes e meia hora depois da passagem do satélite sobre a região. A adoção da faixa de horário de 1 hora de duração faz parte do método para comparação da τ obtida pelo MODIS com a τ obtida pelos fotômetros da AERONET (Ichoku et al., 2002). O terceiro critério é intimamente relacionado com a qualidade da correção atmosférica dos dados e será comentado no item 3.4.2.

O número de imagens (ou dias) selecionadas que corresponderam aos critérios (1), (2) e (3) mencionados pode ser visto na figura 3.4.6.

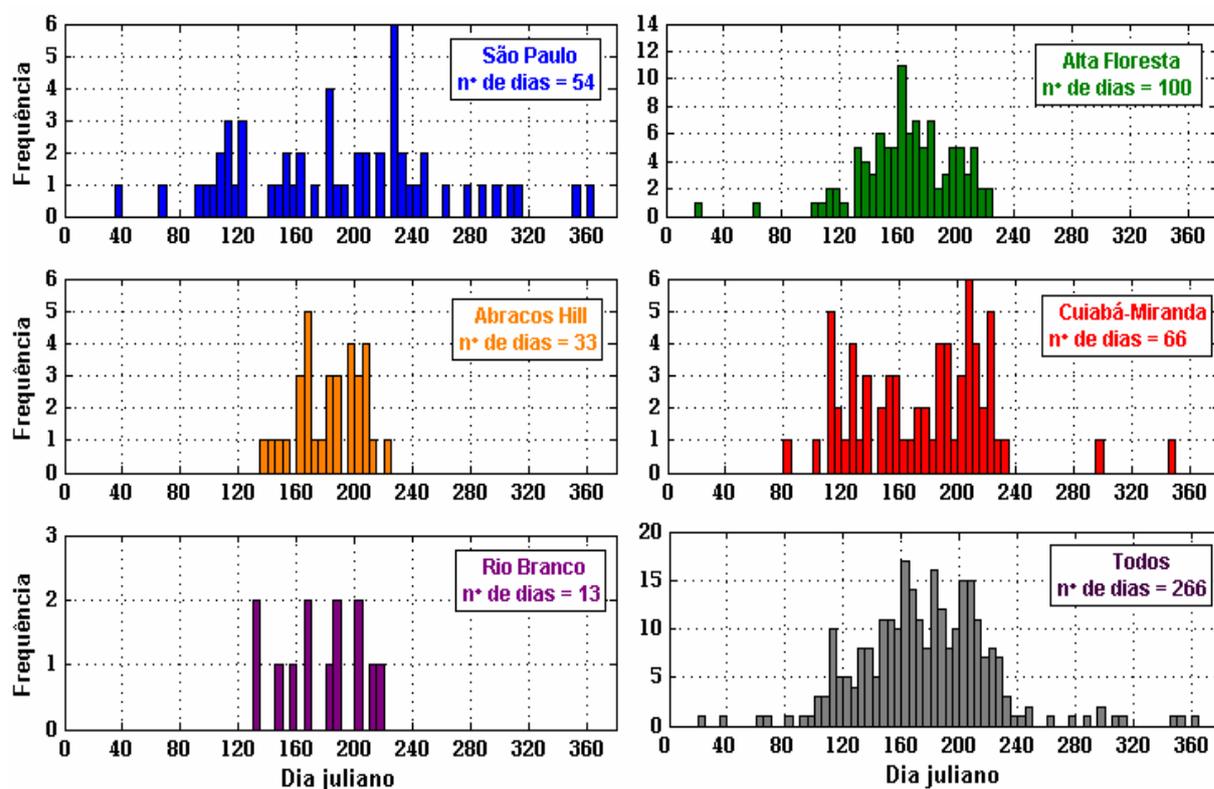


Figura 3.4.6: Histograma do número de dias selecionados que obedeceram aos critérios (1), (2) e (3) mencionados anteriormente em função do dia juliano. Em cada gráfico também é exibido o número total de dias obtidos. Os dados são exibidos para cada site analisado neste trabalho e para o conjunto total de imagens obtidas. As imagens corresponderam ao período de 2000 a 2006.

O conjunto de critérios adotados permitiu a obtenção de um número relativamente baixo de imagens para cada sítio mesmo com a análise de sete anos de dados. Todo um conjunto de fatores contribuiu em maior ou menor grau para que o número de imagens selecionadas fosse limitado. Certamente o mais restritivo se deveu à exigência de dados sem a presença de nuvens no quadrado de 10 km. Apenas 25 a 30% das passagens do MODIS foram indicadas como de céu limpo pelo produto de máscara de nuvens. A figura 3.4.6 mostra que a maioria dos dias selecionados ocorreu durante o período de inverno. Esse comportamento foi mais presente nos sítios localizados na região centro-norte do país, diferente de São Paulo, que apresentou dias selecionados também em outros períodos do ano. O motivo desse comportamento parece estar associado com a maior atuação do anticiclone do Atlântico Sul sobre o país durante o inverno. Esse sistema de alta pressão acaba provocando uma maior estabilidade atmosférica, dificultando a ocorrência de nebulosidade sobre o país. Além disso, o afastamento da zona de convergência intertropical do país durante o inverno e sua aproximação durante o verão desfavorece e favorece, respectivamente, a presença de nuvens nesses períodos.

Também foram decisivos na restrição do número de imagens selecionadas os fatos de se trabalhar apenas com valores de $\tau \leq 0,2$ e com valores de $\theta \leq 40^\circ$. Eles foram responsáveis respectivamente por uma diminuição de 30 a 60 % e de 50 a 60 % do número de imagens sem nuvens selecionadas dependendo do sítio. De maneira similar, por volta de 50% das passagens do satélite sobre os sítios não possuíam os dados da AERONET correspondentes de τ e wv .

Apesar dos diversos fatores que restringiram o número de imagens selecionadas, esse número foi considerado suficiente para uma análise estatística nos diversos sítios. Em virtude do sítio de Rio Branco ter apresentado o menor número de imagens selecionadas, seus dados foram utilizados como dados independentes neste trabalho. A análise dos dados se concentrou nos sítios de São Paulo, Alta Floresta, Cuiabá-Miranda e Abracos Hill.

3.4.2. CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DOS DADOS DE REFLETÂNCIA

3.4.2.1. MÉTODO

De acordo com Vermote et al. (1997b), correção atmosférica é o processo no qual a refletância medida pelo sensor é convertida em refletância de superfície. Este tipo de processo é importante quando se está interessado apenas nas características das superfícies e não da atmosfera. No caso das bandas utilizadas pelo MODIS na obtenção da profundidade óptica sobre o continente, duas delas estão na região do visível (0,47 e 0,66 μm) enquanto a outra está no infravermelho próximo (2,1 μm). No caso das bandas do visível, o sinal que chega até o sensor é influenciado devido ao espalhamento, seja ele devido aos gases (espalhamento Rayleigh) ou devido às partículas de aerossol. Os canais do visível são pouco influenciados por absorção gasosa. Portanto, esses canais devem ser corrigidos principalmente devido aos efeitos de espalhamento. No caso do canal de 2,1 μm , não é necessária a correção devido à emissão térmica da superfície (Kaufman et al., 1997), mas trata-se de um canal influenciado pela absorção devido ao vapor d'água e deve ser corrigido.

Relembrando a equação (2.4.6), a refletância no topo da atmosfera possui contribuições da atmosfera e da superfície e foi escrita como:

$$\rho_{\lambda}^{TOA}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) = \rho_{\lambda}^a(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) + \frac{F_{\lambda}^d(\theta_0)\rho_{\lambda}^s(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0)T_{\lambda}(\theta)}{1 - s_{\lambda}\rho_{\lambda}^s(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0)}. \quad (3.4.1)$$

No processo de correção atmosférica, o objetivo foi o de remover a contribuição da atmosfera (ρ_{λ}^a) de ρ_{λ}^{TOA} , e trabalhar apenas com a refletância de superfície ρ_{λ}^s . Em situações de céu limpo, é conveniente trabalhar apenas com o espalhamento simples. Nestes casos, o termo $s_{\lambda}\rho_{\lambda}^s$ pode ser considerado desprezível e isolando ρ_{λ}^s em (3.4.1) temos:

$$\rho_{\lambda}^s(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) = \frac{\rho_{\lambda}^{TOA}(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0) - \rho_{\lambda}^a(\theta, \theta_0, \varphi, \varphi_0)}{F_{\lambda}^d(\theta_0)T_{\lambda}(\theta)} \quad (3.4.2)$$

Portanto, para se obter o valor de ρ_{λ}^s a partir de ρ_{λ}^{TOA} medida pelo MODIS, são necessários também os valores de F_{λ}^d e de T_{λ} , além do próprio ρ_{λ}^a . Esses três últimos parâmetros podem ser estimados através da teoria da transferência radiativa, desde que se conheçam as propriedades ópticas da atmosfera com relação aos gases e aerossóis. Não por acaso, um dos critérios para a seleção das imagens do MODIS foi a existência de dados de wv e τ , cujo objetivo foi o de ajudar a caracterizar as propriedades da atmosfera e dos aerossóis respectivamente. Com relação aos aerossóis, outros parâmetros ainda devem ser determinados como o seu albedo simples (ω_{λ}), a função de fase (P_{λ}) e seu coeficiente de extinção ($k_{\lambda,ext}$). O conjunto dos valores espectrais desses parâmetros determina um modelo óptico de aerossol. Os detalhes sobre os modelos de aerossol utilizados neste trabalho serão discutidos no item 3.4.2.2.

A correção atmosférica foi efetivamente realizada através de simulações no código SBDART (item 3.3), com o objetivo de se estimar ρ_{λ}^a , F_{λ}^d e T_{λ} nos canais do visível e infravermelho. Cada canal foi tratado como uma banda espectral com o uso de uma função filtro que dá a resposta espectral do sensor. A figura 3.4.7 ilustra as funções filtro utilizadas no SBDART.

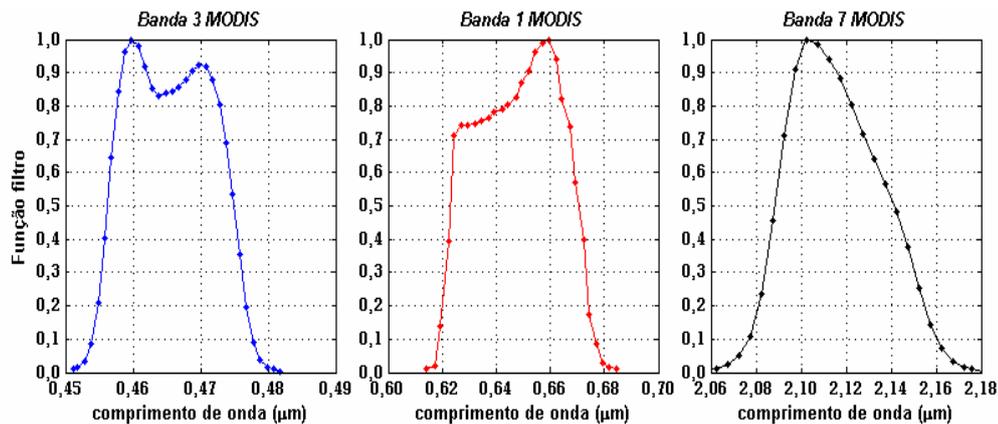


Figura 3.4.7: Valores de função filtro utilizadas para as simulações com o SBDART para as bandas 1, 3 e 7 do MODIS para o sensor TERRA. Valores obtidos do código de transferência radiativa FLISS (*Fast Line-by-Line Satellite Signal Simulator*) (Corrêa et al., 2005).

Para evitar grandes erros na estimativa desses parâmetros, trabalhou-se apenas com valores de τ menores que 0,2 e nas situações em que o ângulo zenital do sensor (θ) fosse menor que 40° . Nessas condições, julgou-se que o céu estaria suficientemente limpo e nas condições necessárias para que o espalhamento múltiplo fosse desprezado, além de evitar o uso de pixels de resolução muito baixa.

A estimativa de ρ_{λ}^a e F_{λ}^d foi realizada diretamente através de uma única simulação no código. O SBDART é capaz de calcular a irradiância total descendente no topo da atmosfera (*TOPDN*) e na superfície (*BOTDN*) para um determinado ângulo zenital solar θ_0 . Além disso, ele calcula a radiância L_{λ} observada numa dada orientação de observação especificada pelo seu ângulo zenital (θ) e azimutal (φ). Como ρ_{λ}^a se refere à contribuição de radiação que atinge o sensor apenas devido à atmosfera, podemos escrever que:

$$\rho_{\lambda}^a = \pi L_{\lambda} / \text{TOPDN}_{\lambda}, \quad (3.4.3)$$

quando a simulação é realizada supondo que ρ_{λ}^s é nula e que a orientação de observação seja a mesma do sensor¹⁹. Como o termo F_{λ}^d também é obtido nos casos de ρ_{λ}^s nula temos:

$$F_{\lambda}^d = \text{BOTDN}_{\lambda} / \text{TOPDN}_{\lambda}. \quad (3.4.4)$$

Portanto, ρ_{λ}^a e F_{λ}^d podem ser estimados através de uma única simulação supondo que ρ_{λ}^s seja nula.

Com relação ao termo T_{λ} , sua estimativa é mais complicada, pois este parâmetro não é retornado diretamente pela simulação com o código. Relembrando, esse termo se refere à irradiância normalizada transmitida da superfície até o sensor. Num primeiro momento, parece conveniente supor que este termo possua o valor próximo de 1, pois os dados do MODIS foram obtidos apenas em casos de atmosfera limpa. Para avaliar o erro cometido na estimativa de ρ_{λ}^s nessa aproximação, foi realizado um estudo de sensibilidade usando o SBDART, onde se compara o valor da ρ_{λ}^s simulada com o código, com o valor que seria obtido através do uso de 3.4.2 supondo que T_{λ} seja 1.

As simulações foram realizadas para 3 geometrias distintas de observação e iluminação e que corresponderam aos ângulos de espalhamento Θ entre o Sol e o sensor de 100, 145 e 160°. O motivo da escolha desses valores de Θ foi que, em geral, as observações do MODIS compreendem o intervalo $100 \leq \Theta \leq 160^\circ$, sendo mais frequentes em torno de 145°. Com relação à profundidade óptica do aerossol, as simulações foram realizadas para valores de 0,0 a 0,2 em incrementos de 0,05. Esses valores se referem à profundidade óptica em 0,55 μm ($\tau_{0,55}$). Os modelos ópticos de aerossol utilizados corresponderam aos modelos de São Paulo, Cuiabá-Miranda e Alta Floresta utilizados neste trabalho (ver seção 3.4.2.2). A figura 3.4.8 ilustra os resultados.

¹⁹ A equação (3.4.3) visa converter radiância em refletância aparente de acordo com a equação (2.4.2).

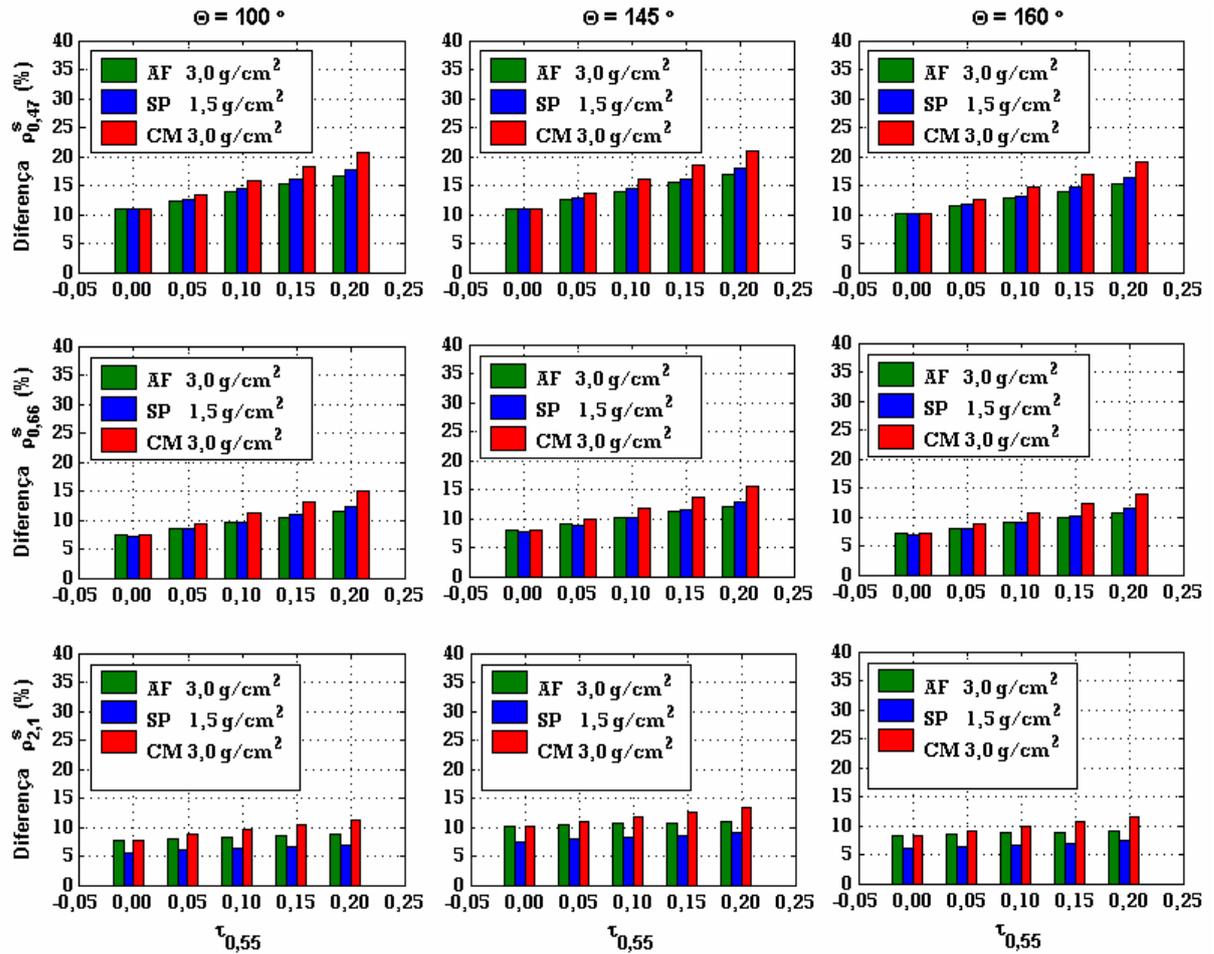


Figura 3.4.8: Diferença percentual entre a refletância de superfície simulada com o SBDART (ρ_λ^s simulado) e a obtida através da equação (3.4.2) (ρ_λ^s) supondo que T_λ seja igual a 1. Os resultados são mostrados para as bandas espectrais do MODIS em 0,47 μm ($\rho_{0,47}^s$), 0,66 μm ($\rho_{0,66}^s$) e 2,1 μm ($\rho_{2,1}^s$). A diferença foi calculada como $100(\rho_\lambda^s - \rho_\lambda^s \text{ simulado})/\rho_\lambda^s \text{ simulado}$. Os valores de $\rho_\lambda^s \text{ simulado}$ foram de 0,04 para 0,47 μm , 0,08 para 0,66 μm e 0,15 para 2,1 μm . As diferenças são exibidas em função da profundidade óptica do aerossol em 0,55 μm ($\tau_{0,55}$). Os modelos de aerossol utilizados foram os de São Paulo, Cuiabá-Miranda e Alta Floresta. Os valores indicados nas legendas se referem ao conteúdo de vapor d'água (wv) utilizado em conjunto com cada modelo de aerossol.

Como pode ser visto na figura, as diferenças não foram desprezíveis. Considerando valores de $\tau_{0,55}$ variando de 0,1 a 0,2, o erro em ρ_λ^s variou de 15 a 20 % em 0,47 μm , de 10 a 15 % em 0,66 μm e de 5 a 10 % em 2,1 μm com pouca dependência com relação ao ângulo de espalhamento. Nas bandas do visível, as diferenças na altura das barras são inteiramente devido à profundidade óptica do aerossol e ao modelo de aerossol utilizado, já que não possuem influência devido ao vapor d'água. Já a altura das barras em 2,1 μm se mostrou mais dependente com a quantidade de vapor d'água do que com o aerossol. Basta comparar a altura das barras quando $\tau_{0,55}$ é zero com as outras.

O modelo de Cuiabá-Miranda apresentou um erro de 3 a 4% maior que os demais e que deve ser relacionado com seus menores valores de albedo simples (ver tabela 3.4.4). Como o efeito da absorção de radiação pelas partículas de aerossol se torna maior, assumir a hipótese da não atenuação da radiação usando T_λ igual a 1, provocará erros maiores. Este modelo também apresentou o maior crescimento das barras em função de $\tau_{0,55}$ na banda de 2,1 μm , o que reforça a hipótese da maior influência do aerossol da moda grossa (ver figura 3.4.11).

Resumindo a discussão acima, como um dos principais objetivos do trabalho é avaliar as correlações entre as refletâncias do visível e infravermelho, é conveniente que os valores de ρ_λ^s sejam estimados com erros menores. Isso demandaria pelo menos mais um conjunto de simulações em toda a base de dados com o SBDART utilizando um valor arbitrário de ρ_λ^s . Assim, o parâmetro T_λ seria estimado com o uso de (3.4.2). Como as simulações com o SBDART demandariam muito tempo, ao invés disso, optou-se por analisar os resultados do teste de sensibilidade mostrado na figura anterior para se estimar valores de T_λ apropriados para cada uma das bandas do MODIS. Foram então obtidos com o uso da equação (3.4.2) novos valores de T_λ para que as barras de erro fossem zeradas na figura anterior. A média e o desvio padrão de T_λ foram calculados e os resultados foram de 0,85(3) para $T_{0,47}$, 0,90(2) para $T_{0,66}$ e 0,91(2) para $T_{2,1}$, que correspondem às bandas 3,1 e 7 do MODIS respectivamente.

Para saber se o uso do valor médio de T_λ ainda acarreta erros significativos, a figura 3.4.7 foi refeita com o uso dos novos valores. Os resultados estão na figura 3.4.9 e mostra que um valor mais apropriado de T_λ pode diminuir o erro em ρ_λ^s em pelo menos 50%. Fica claro que o uso do valor unitário em T_λ é uma suposição muito pobre principalmente para a banda de 0,47 μm .

Como a figura 3.4.9 não foi feita com dados independentes, não é garantia que o erro em ρ_λ^s seja sempre abaixo de 5%, mas acreditou-se que a estimativa dos novos valores de T_λ possuía uma estatística confiável para seu uso com os dados obtidos neste trabalho, ou seja, com valores de $\tau_{0,55}$ até 0,2. Dessa forma preferiu-se utilizar os novos valores de T_λ do que realizar um novo conjunto de simulações no SBDART, o que demandaria bastante tempo e o custo-benefício não seria tão grande.

Finalizada a discussão, são exibidas a seguir as equações finais utilizadas para a correção atmosférica dos dados do MODIS para as 3 bandas consideradas.

$$\rho_{0,47}^s = (\rho_{0,47}^{TOA} - \rho_{0,47}^a) / 0,85F_{0,47}^d \quad (3.4.5a)$$

$$\rho_{0,66}^s = (\rho_{0,66}^{TOA} - \rho_{0,66}^a) / 0,90F_{0,66}^d \quad (3.4.5b)$$

$$\rho_{2,1}^s = (\rho_{2,1}^{TOA} - \rho_{2,1}^a) / 0,91F_{2,1}^d \quad (3.4.5c)$$

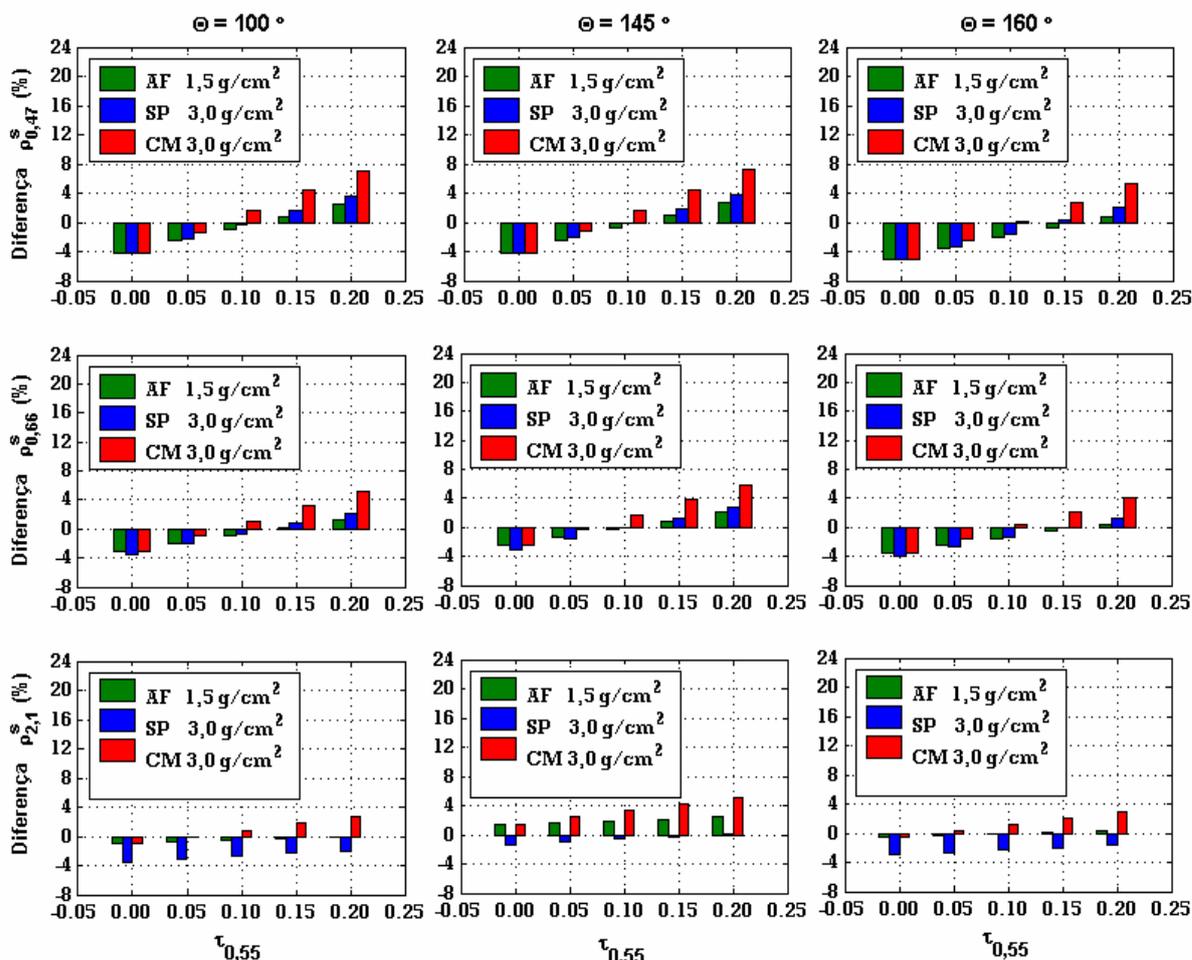


Figura 3.4.9: Mesmo que a figura 3.4.7, mas com o uso dos valores médio para $T_{0,47}$, $T_{0,66}$ e $T_{2,1}$.

3.4.2.2. MODELOS DE AEROSSOL UTILIZADOS

Os modelos ópticos de aerossol utilizados neste trabalho foram construídos a partir de dados do índice de refração complexo e da distribuição volumétrica média de tamanho dos aerossóis ($dV/d\ln R$) fornecidas pela AERONET. Esses parâmetros são obtidos através de medições da radiação difusa pelo fotômetro e que posteriormente são inseridas num algoritmo de inversão (Dubovik e King, 2000). Os dados de m e $dV/d\ln R$ foram obtidos de diferentes fontes dependendo do site da AERONET em questão:

- *São Paulo*: Os dados são referentes ao modelo 3 de aerossol proposto por Castanho (2005) sobre a cidade e que representa as condições médias encontradas na região principalmente no inverno. Os dados são do período de junho a agosto de 2002 e 2003.

- *Abracos Hill*: Os dados foram processados por Procópio (2005) e são referentes ao período de agosto a outubro para os anos de 1999 a 2001. Os valores de m e $dV/d\ln R$ utilizados no trabalho correspondem aos valores médios obtidos nesse período. No caso de $dV/d\ln R$, seus valores foram agrupados em diferentes faixas de profundidade óptica do aerossol (τ). A faixa utilizada neste trabalho corresponde ao modelo 1 com $0,0 < \tau \leq 0,2$.

- *Alta Floresta*: Os dados foram processados por Garcia (2005) e são referentes ao período de 1999 a 2002 para os meses de agosto a outubro. Os valores de m e $dV/d\ln R$ utilizados no trabalho correspondem aos valores médios obtidos nesse período.

- *Cuiabá-Miranda*: Os dados foram processados e cedidos por Paixão e Pires (comunicação pessoal). Ambos os dados de m e $dV/d\ln R$ foram agrupados em diferentes faixas de τ e também para diferentes períodos de tempo representados por trimestres (ver tabela 3.4.2). No caso de τ , apenas as faixas com $0,0 < \tau \leq 0,1$ e $0,1 < \tau \leq 0,2$ foram utilizadas. Com relação aos trimestres, todos os 4 períodos foram utilizados. Como exemplo, se a passagem do MODIS sobre o site ocorresse em abril, o modelo utilizado é o correspondente ao trimestre com o mês de abril. Mas como pôde ser visto na figura 3.4.6, a maioria dos dados obtidos para Cuiabá-Miranda esteve entre os dias julianos 120 e 240 que correspondem ao início de maio até o final de agosto. Desta forma, para a grande maioria dos dados, os modelos utilizados corresponderam aos trimestres de maio, junho e julho (MJJ) e agosto, setembro e outubro (ASO).

A tabela 3.4.2 e a figura 3.4.10 exibem respectivamente os valores de m e de $dV/d\ln R$ utilizados no trabalho²⁰.

Em termos gerais, Cuiabá-Miranda apresentou os maiores valores da parte real do índice de refração enquanto São Paulo apresentou os menores. Com relação à parte imaginária, aparentemente São Paulo tende a apresentar maiores valores do que os sítios Amazônicos, mas ressalta-se a grande variabilidade que estes valores podem possuir como pode ser notado nos valores para Cuiabá-Miranda. As distribuições de tamanho utilizadas apresentaram um comportamento bi-modal com o pico da moda fina se situando em torno do raio de $0,15 \mu\text{m}$ e da moda grossa se situando em torno do raio de 5 a $6 \mu\text{m}$. A maior

²⁰ Para o sítio de Rio Branco foram utilizados o modelo obtido para Alta Floresta.

diferença entre elas é a contribuição das partículas da moda fina na distribuição total. Como as distribuições obtidas para São Paulo e Alta Floresta não levaram em conta a sua variabilidade com a profundidade óptica, elas apresentaram uma maior contribuição da moda fina (maior para Alta Floresta do que para São Paulo). No caso das distribuições obtidas para Cuiabá-Miranda e Abracos Hill, a tendência foi o de uma diminuição da contribuição da moda fina até se invertendo para o caso de Cuiabá-Miranda, ou seja, este sítio apresentou uma maior contribuição da moda grossa do que da moda fina. Esse comportamento da menor contribuição da moda fina acontece para menores valores de τ . De acordo com Procópio, (2005), o motivo é relacionado com a maior influência das queimadas na Amazônia que acabam injetando maiores quantidades de partículas da moda fina na atmosfera e conseqüentemente, nestes casos, os valores de τ são maiores.

Os dados de m e $dV/d\ln R$ foram processados com a ajuda de um código Mie, ou seja, um algoritmo que determina os parâmetros ópticos de extinção das partículas de aerossol com base na teoria Mie. (Wiscombe, 1980). Assim, fornecendo dados de m e de $dV/d\ln R$, o código retorna os valores dos parâmetros ópticos das partículas como o coeficiente de extinção ($k_{\lambda,ext}$), o albedo simples (ω_{λ}) e a função de fase (P_{λ}). As simulações com o código Wiscombe visaram à obtenção dos valores de $k_{\lambda,ext}$, de ω_{λ} e dos primeiros 50 coeficientes de expansão dos polinômios de Legendre (X_l) para o cálculo de P_{λ} pelo SBDART. A tabela 3.4.3 apresenta os valores de albedo simples e do coeficiente de extinção normalizado em $0,55 \mu\text{m}$ inseridos no SBDART.

Como dito no item 2.2.14, o albedo simples possui influência do índice de refração complexo representado principalmente pela sua parte imaginária. De fato, o valor da parte imaginária foi um fator determinante nos valores de albedo simples obtidos. Quando se compara os valores do índice de refração imaginário mostrados na tabela 3.4.2 com os valores de albedo simples exibidos na tabela 3.4.3, nota-se que quanto menores os valores da parte imaginária maiores tendem a ser os valores de albedo simples. Isso acontece por que a parte imaginária do índice de refração é relacionada com a capacidade dos aerossóis absorverem radiação o que naturalmente é relacionado com menores valores de albedo simples.

Tabela 3.4.2: Valores do índice de refração complexo (m) com sua parte real (m_r) e sua parte imaginária (m_i). Tais valores foram utilizados para a construção do modelo óptico de aerossol para Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH), São Paulo (SP) e Cuiabá-Miranda. As fontes dos dados também são exibidas na tabela. Os dados de CM foram discretizados para diferentes faixas de τ e foram utilizados apenas as faixas com $0,0 < \tau < 0,2$. Os dados de CM também foram agrupados para diferentes períodos do ano representados por trimestres. *MJJ* se refere ao período de maio, junho e julho; *ASO* ao período de agosto, setembro e outubro; *NDJ* ao período de novembro, dezembro e janeiro e *FMA* ao período de fevereiro, março e abril.

Sítio	Fonte	Índice de refração real				Índice de refração imaginário			
		441nm	674nm	873 nm	1.022 nm	441nm	674nm	873 nm	1.022 nm
<i>SP modelo 3</i>	<i>Castanho (2005)</i>	1,39	1,40	1,42	1,44	0,016	0,013	0,014	0,014
<i>AF</i>	<i>Garcia (2005)</i>	1,49	1,49	1,51	1,53	0,010	0,010	0,010	0,011
<i>AH caso 1</i>	<i>Procópio (2005)</i>	1,49	1,49	1,50	1,52	0,013	0,012	0,011	0,012
<i>CM MJJ</i> $0,0 < \tau < 0,1$	<i>Paixão e Pires</i>	1,57	1,56	1,57	1,57	0,108	0,096	0,086	0,083
<i>CM MJJ</i> $0,1 < \tau < 0,2$		1,56	1,55	1,56	1,57	0,137	0,127	0,120	0,118
<i>CM ASO</i> $0,0 < \tau < 0,1$		1,57	1,57	1,58	1,58	0,044	0,042	0,038	0,036
<i>CM ASO</i> $0,1 < \tau < 0,2$		1,54	1,55	1,56	1,56	0,065	0,059	0,055	0,053
<i>CM NDJ</i> $0,0 < \tau < 0,1$		1,48	1,48	1,49	1,49	0,012	0,018	0,015	0,013
<i>CM NDJ</i> $0,1 < \tau < 0,2$		1,55	1,55	1,56	1,56	0,139	0,133	0,126	0,122
<i>CM FMA</i> $0,0 < \tau < 0,1$		1,51	1,50	1,51	1,51	0,099	0,094	0,094	0,094
<i>CM FMA</i> $0,1 < \tau < 0,2$		1,57	1,57	1,58	1,58	0,255	0,257	0,248	0,248

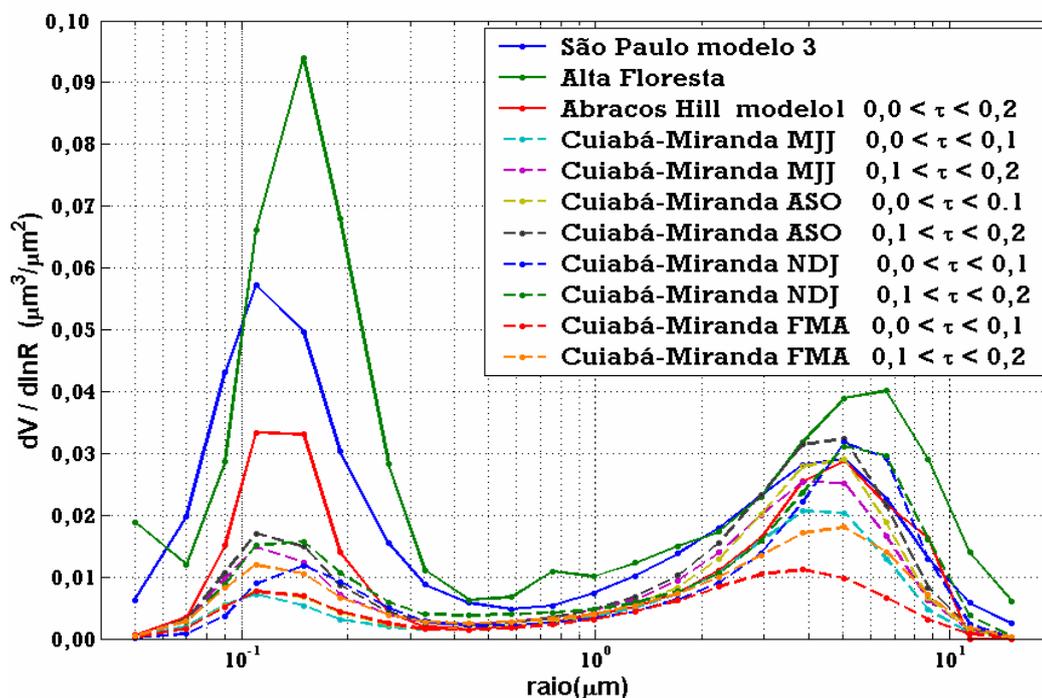


Figura 3.4.10: Valores de distribuição volumétrica média de tamanho dos aerossóis ($dV/dlnR$) utilizados para a construção do modelo óptico de aerossol para Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH), São Paulo (SP) e Cuiabá-Miranda. Da mesma forma que na tabela 3.4.3, os dados de CM foram discretizados com relação a τ e agrupados por trimestres. No caso de AH, ao contrário dos dados de índice de refração, os valores de $dV/dlnR$ foram discretizados em termo de τ e foram utilizados apenas a faixa com $0,0 < \tau < 0,2$. As fontes dos dados são as mesmas que as indicadas na tabela 3.4.3.

Tabela 3.4.3: Valores de albedo simples (ω_λ) e do coeficiente linear de extinção ($k_{\lambda,ext}$) normalizado em $0,55 \mu\text{m}$, utilizados para a simulação com o SBDART em Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH), São Paulo (SP) e Cuiabá-Miranda (AH). O valor de $k_{\lambda,ext}$ normalizado é utilizado pelo SBDART para efetuar a dependência espectral da profundidade óptica do aerossol a partir do seu valor em $0,55 \mu\text{m}$.

Sítio	Albedo simples				Coeficiente de extinção			
	$0,47\mu\text{m}$	$0,55\mu\text{m}$	$0,66\mu\text{m}$	$2,2\mu\text{m}$	$0,47\mu\text{m}$	$0,55\mu\text{m}$	$0,66\mu\text{m}$	$2,2\mu\text{m}$
<i>SP</i>	0,86	0,85	0,84	0,78	1,18	1,00	0,71	0,18
<i>AF</i>	0,93	0,92	0,91	0,83	1,49	1,00	0,69	0,11
<i>AH</i>	0,90	0,89	0,87	0,81	1,54	1,00	0,67	0,18
<i>CM MJJ</i> $0,0 < \tau < 0,1$	0,61	0,60	0,57	0,56	1,18	1,00	0,79	0,36
<i>CM MJJ</i> $0,1 < \tau < 0,2$	0,57	0,55	0,53	0,47	1,19	1,00	0,78	0,28
<i>CM ASO</i> $0,0 < \tau < 0,1$	0,75	0,73	0,70	0,69	1,19	1,00	0,79	0,38
<i>CM ASO</i> $0,1 < \tau < 0,2$	0,70	0,69	0,66	0,61	1,22	1,00	0,80	0,28
<i>CM NDJ</i> $0,0 < \tau < 0,1$	0,88	0,86	0,83	0,82	1,21	1,00	0,80	0,28
<i>CM NDJ</i> $0,1 < \tau < 0,2$	0,57	0,56	0,53	0,45	1,17	1,00	0,79	0,26
<i>CM FMA</i> $0,0 < \tau < 0,1$	0,61	0,59	0,56	0,51	1,19	1,00	0,78	0,30
<i>CM FMA</i> $0,1 < \tau < 0,2$	0,46	0,44	0,41	0,33	1,14	1,00	0,82	0,28

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. VALORES DE REFLETÂNCIAS E CORRELAÇÕES OBTIDAS

Após aplicada a correção atmosférica, foram obtidas estimativas de refletância de superfície ao redor dos diversos sítios estudados. A figura 4.1 mostra os histogramas obtidos, nos quais são detalhados os principais momentos da distribuição estatística. Tais refletâncias correspondem às bandas de 0,47, 0,66 e 2,1 μm obtidos na região de 10x10 km^2 em cada local. Vários fatores são responsáveis pela variabilidade nas refletâncias de superfície obtidas tanto dentro de um mesmo sítio quanto de um sítio para outro, como o tipo de superfície, o ângulo de observação do satélite, a época do ano, entre outros. Essa variabilidade é realçada pelo desvio padrão e pela diferença nas médias obtidas em cada sítio.

Com relação ao tipo de superfície, vale a pena fazer considerações sobre cada sítio. O sítio da AERONET em Alta Floresta está localizado em uma região climática de transição entre o cerrado e a floresta tropical úmida. Abracos Hill está localizada em porções com maior presença de vegetação amazônica, embora com várias áreas de pastagens, enquanto Cuiabá-Miranda está situada numa região de cerrado, típico da região central do Brasil. (Garcia, 2005, Yamasoe, 1999). Já em São Paulo, o sítio é caracterizado como uma região urbana com a presença de várias construções com o emprego de concreto bem como de gramados e presença de árvores esparsas. Essas características diversas presentes nos sítios proporcionam diferentes intensidades de refletâncias captadas pelo satélite. Dependendo do comprimento de onda utilizado, as diferenças serão mais ou menos significativas.

É reconhecido que em regiões com forte presença de vegetação, a radiação na região do visível é absorvida pelas plantas devido à presença de clorofila. Como consequência, quanto maior a presença de vegetação, maior a tendência de que haja menores refletâncias na região do visível. Isso explica porque os sítios de Alta Floresta e Abracos Hill, que possuem maior presença de vegetação, obtiveram os menores valores médios de refletância de superfície entre os sítios analisados. A refletância média em 0,47 μm obtida nestes sítios foi de 0,028(7) em ambos os locais. No caso da banda de 0,66 μm , estes mesmos locais apresentaram refletâncias médias de 0,069(24) e de 0,067(18) correspondendo respectivamente à Alta Floresta e Abracos Hill. O sítio de Cuiabá-Miranda, com

características de cerrado e menor vigor de vegetação com relação à Alta Floresta e Abracos Hill, apresentou refletâncias de superfície maiores no visível sendo respectivamente de 0,044(10) e de 0,084(19) para as bandas de 0,47 e 0,66 μm . Finalizando, São Paulo que possui características urbanas e pouca vegetação, apresentou os valores médios de 0,060(15) e de 0,113(22) para as bandas de 0,47 e 0,66 μm respectivamente.

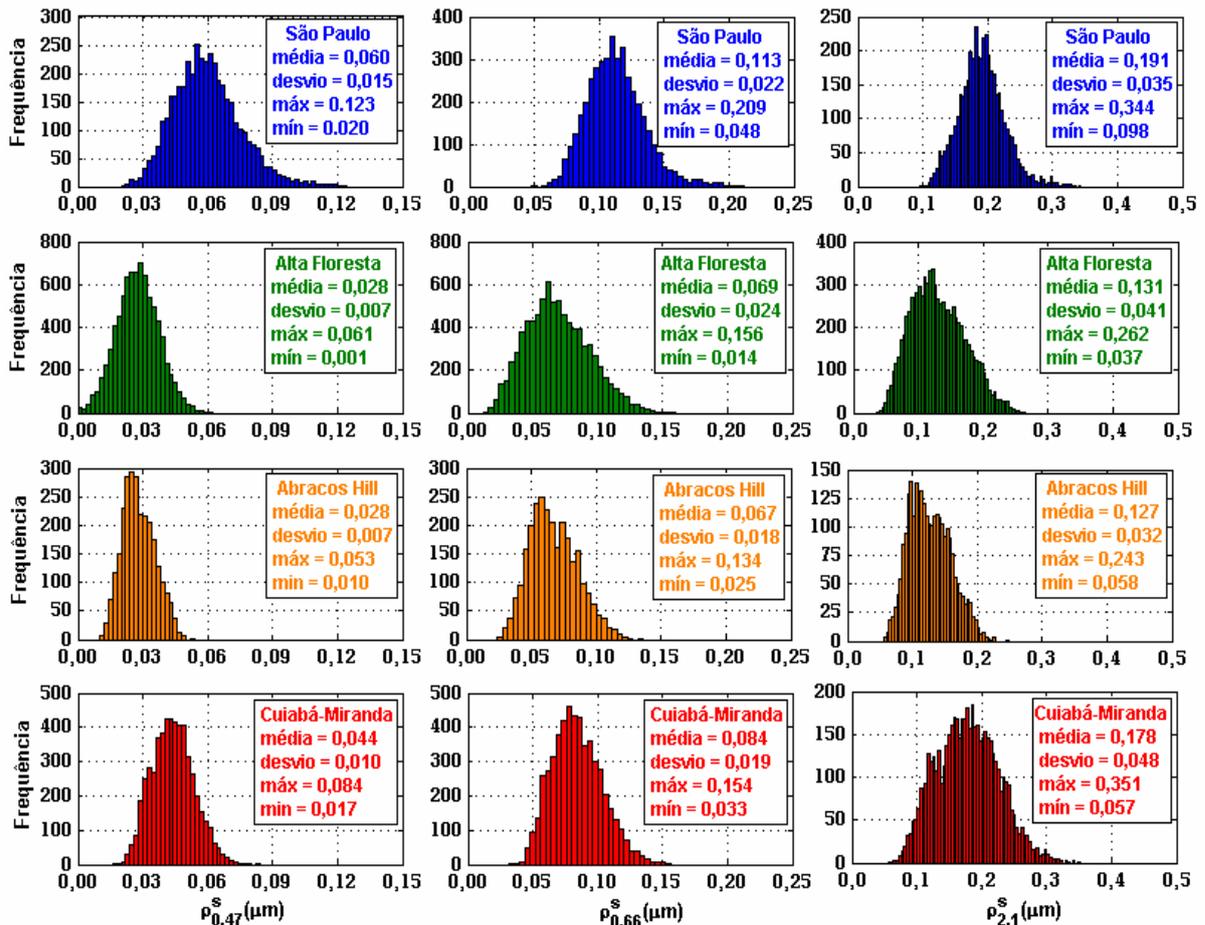


Figura 4.1: Refletâncias de superfície, isto é, refletâncias obtidas a partir do sensor MODIS após se efetuar a correção atmosférica dentro da região de $10 \times 10 \text{ km}^2$ em torno do fotômetro da AERONET para os sítios de São Paulo, Alta Floresta, Abracos Hill e Cuiabá-Miranda.

No caso da refletância de superfície na banda 2,1 μm , o comportamento entre os sítios se manteve mais ou menos parecido com os da banda do visível, ou seja, com menores valores para os sítios de Alta Floresta e Abracos Hill (respectivamente de 0,131(41) e 0,127(32)), um valor intermediário para Cuiabá-Miranda (0,170(48)) e São Paulo com a refletância mais alta (0,191(35)). De acordo com Kaufman et al. (1994), a intensidade da refletância obtida em 2,1 μm em diferentes vegetações é relacionada com a quantidade água líquida presente nas folhas e no próprio solo. Quanto maior a presença de água, menor será a refletância em 2,1 μm por causa da capacidade daquela em absorver radiação nesse

comprimento de onda. Essa pode ser a explicação para que os valores de refletância em 2,1 μm em Cuiabá-Miranda fossem maiores do que em Alta Floresta e Abracos Hill, pois o solo característico de cerrado em Cuiabá-Miranda possui menor umidade e presença de água do que em regiões de floresta (Vilani et al., 2006). Embora o sítio sobre São Paulo possua características urbanas, a menor presença de vegetação e a maior presença de edificações devem colaborar para que sua refletância de superfície obtida seja maior.

Após a discussão de cada banda espectral isoladamente, a figura 4.2 mostra o comportamento das correlações entre as bandas do visível e a de 2,1 μm obtidas para cada sítio, além da correlação total considerando-se conjuntamente os valores de todos os sítios analisados. Na figura é possível notar uma grande variabilidade nos resultados exibidos para os diferentes sítios sendo que o coeficiente angular variou de 0,38 a 0,60 na relação entre 0,66 e 2,1 μm e de 0,17 a 0,38 entre os canais de 0,47 e 2,1 μm . Os coeficientes lineares também apresentaram alta variabilidade, desde 0,001 a 0,017 dependendo do sítio, dificultando ainda mais a elaboração de um modelo de previsão das refletâncias no visível. De acordo com Levy et al (2007), a presença do coeficiente linear é importante, pois nem todos os tipos de superfície possuem necessariamente refletância nula no visível quando a refletância é nula em 2,1 μm .

Como as relações entre as refletâncias do visível e de 2,1 μm exibem grande variabilidade dependendo do local em questão, um dos desafios é o de tentar identificar quais fatores provocam esta variabilidade nos resultados. Um desses fatores é ligado ao tipo de superfície. O índice de vegetação $NDVI_{SWIR}$ exibido na figura 4.2 é uma tentativa de associar as expressões obtidas com o tipo de superfície em questão, já que este índice permite identificar diferentes graus de vegetação. A figura 4.2 sugere que o fato de em Cuiabá-Miranda terem sido obtidos os menores valores nos coeficientes angulares deve estar associado com seu tipo de superfície. Como foi mencionado anteriormente, Cuiabá-Miranda possui características de cerrado e, de acordo com os dados obtidos, possui um $NDVI_{SWIR}$ de 0,40(10). Da mesma forma, nos sítios de Alta Floresta e Abracos Hill teriam sido obtidos maiores coeficientes angulares que Cuiabá por possuírem maiores teores de vegetação, com valores de $NDVI_{SWIR}$ de 0,55(9) e 0,57(7) respectivamente. O problema do uso dos valores de $NDVI_{SWIR}$ é que eles exibem grande variabilidade, mesmo dentro do próprio sítio como mostra a figura 4.2. Dessa forma, se existe uma relação entre as refletâncias do visível e de 2,1 μm ela deve ser fraca não aprimorando a elaboração de um modelo que permita a previsão dos resultados.

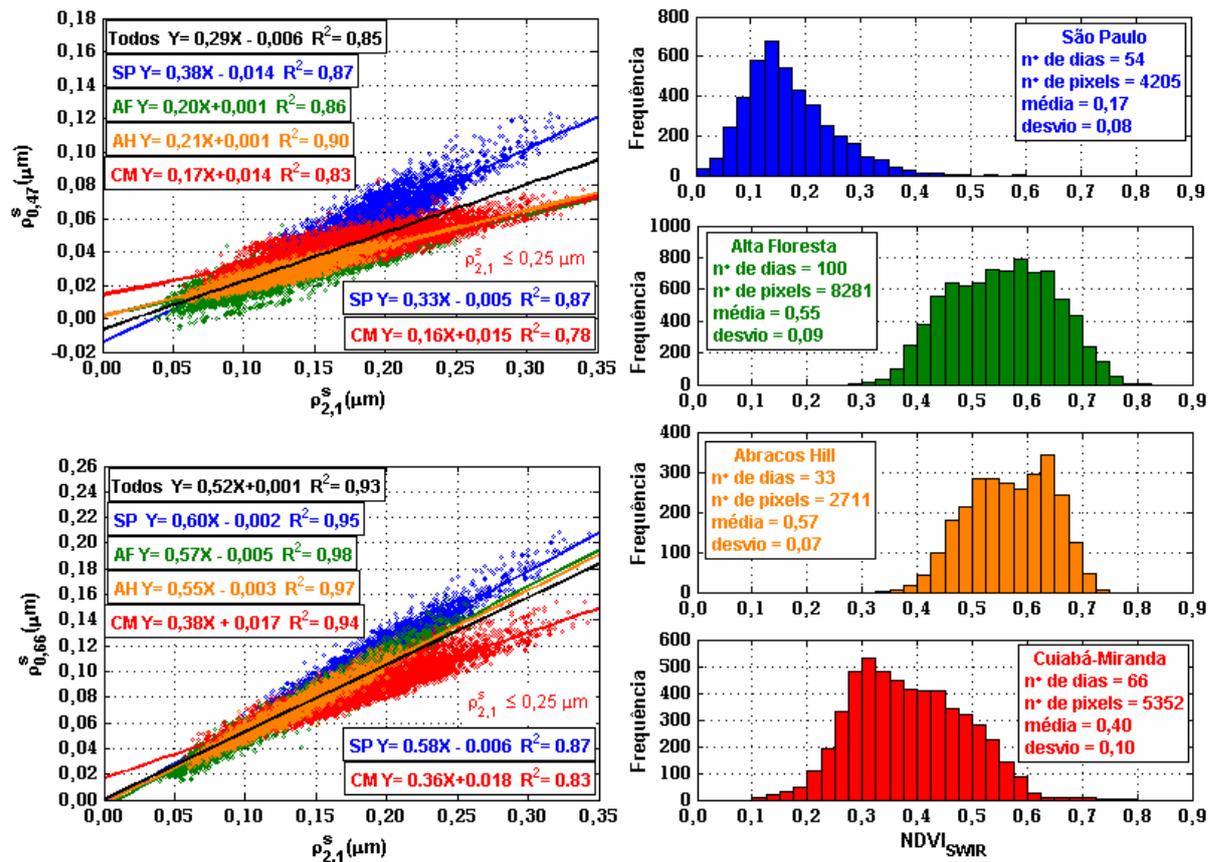


Figura 4.2: Os gráficos da esquerda exibem os valores de refletância de superfície nos canais do visível em função da refletância de superfície em 2,1 μm obtidas nos sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Acima e à esquerda são exibidas as correlações obtidas com as refletâncias de 0,47 e 2,1 μm e abaixo e à esquerda as correlações entre 0,66 e 2,1 μm . Para os casos de São Paulo e Cuiabá-Miranda são exibidas também as expressões obtidas considerando-se apenas os valores de refletância de superfície em 2,1 μm ($\rho_{2,1}^s$) menores que 0,25. Os gráficos da direita exibem histogramas dos valores de $NDVI_{SWIR}$ obtidos em cada sítio além do seu valor médio e desvio padrão além do número de dias e de pixels analisados.

O sítio de São Paulo, por se tratar de uma região urbana, não pode ser tratado da mesma forma que os anteriores e, por isso, seus valores de coeficiente linear e angular não devem ser associados ao $NDVI_{SWIR}$. Aliás, São Paulo teve tendência em apresentar maiores valores em seus coeficientes lineares. Anteriormente, Castanho (2005) avaliou a razão entre a refletância de superfície em 0,66 μm e a de 2,1 μm para alguns dias em São Paulo obtendo valores de 0,53. Já este trabalho estima valores da ordem de 0,6 levando o coeficiente linear em conta. Entre as diferenças nas metodologias empregadas que poderiam resultar nos diferentes valores encontrados, estão a maior quantidade de dias e de geometrias analisados neste trabalho e no uso de diferentes modelos ópticos de aerossol pela autora. Em estudo semelhante realizado na Cidade do México, Castanho et al. (2007) obtiveram valores de 0,77. Nota-se, portanto, que maiores valores nas correlações parecem representar uma tendência em

regiões urbanas. O fato de haver menor presença de vegetação nessas áreas, provoca um aumento nas refletâncias no visível (vide São Paulo na figura 4.1).

Voltando à figura 4.2, outro aspecto a ser ressaltado é o fato do coeficiente de determinação ser sempre maior na correlação de 0,66 e 2,1 μm do que para 0,47 e 2,1 μm . De acordo com Levy, (2004) isto é relacionado ao fato de não se levar em conta os efeitos da polarização da radiação no canal de 0,47 μm devido a maior presença do espalhamento Rayleigh neste canal. Como o SBDART não leva em conta os efeitos de polarização é esperado que os valores de refletância de superfície obtidos neste trabalho sejam mais acurados no canal de 0,66 do que no de 0,47 μm . O que se observa é que, embora os valores dos coeficientes de determinação obtidos estivessem sempre acima de 0,8, existe uma relativa dispersão dos pontos ao redor das retas estimadas o que acaba dificultando a previsão das refletâncias do visível, de forma precisa. Este problema se torna mais evidente quanto maiores forem as refletâncias em 2,1 μm . No caso dos dados de refletância obtidos neste trabalho, basta observar a divergência nos resultados obtidos para as refletâncias no visível em Cuiabá-Miranda e São Paulo quando as refletâncias em 2,1 μm são acima de 0,25 na figura 4.2. Esse é o motivo pelo qual é preferível realizar o sensoriamento remoto dos aerossóis quando as superfícies são mais escuras.

O problema da dispersão dos pontos ao redor da reta é explorado na figura 4.3 com o uso das expressões individuais para cada sítio exibidas na figura 4.2. São apresentados histogramas das diferenças percentuais entre as refletâncias calculadas utilizando-se as retas de correlação e as refletâncias originais obtidas após a correção atmosférica.

Observa-se na figura que mesmo com o uso de expressões dedicadas para cada sítio, o erro na previsão da refletância no visível pode ser significativo. No caso da previsão da refletância de superfície no canal de 0,66 μm a diferença média, como era de se esperar, ficou próxima de 0%. O desvio padrão dessa diferença variou de 6 a 9%. No caso da previsão da refletância de superfície no canal de 0,47 μm , o comportamento é similar ao de 0,66 μm , mas as diferenças percentuais são um pouco maiores devido à dispersão dos dados ao redor das retas estimadas serem maiores. Isso reforça o fato discutido anteriormente sobre a não consideração da polarização na obtenção da refletância de superfície em 0,47 μm .

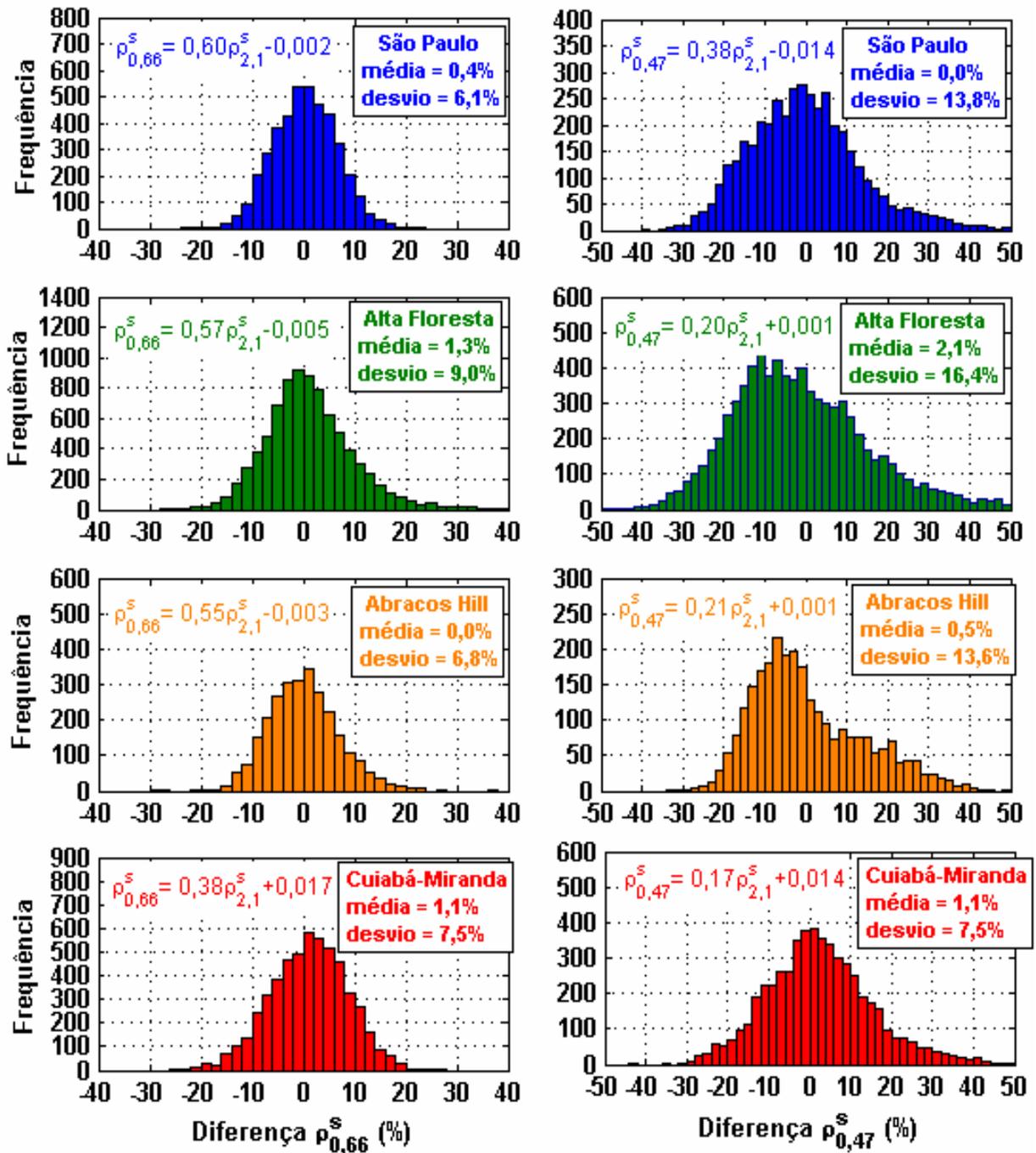


Figura 4.3: Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície nos canais do visível com o uso da refletância em 2,1 μm para os sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Foram utilizadas as expressões dedicadas para cada sítio mostradas na figura 4.2. Nos histogramas da esquerda estão as diferenças calculadas para o canal de 0,66 μm e na direita para o canal de 0,47 μm. A diferença percentual foi calculada como $100(\rho_{\lambda}^s \text{ calculado} - \rho_{\lambda}^s \text{ obtido})/\rho_{\lambda}^s \text{ obtido}$ onde $\rho_{\lambda}^s \text{ calculado}$ é a refletância calculada com as expressões da figura 4.2 e $\rho_{\lambda}^s \text{ obtido}$ é a refletância corrigida a partir dos dados do MODIS.

4.2. DEPENDÊNCIA COM O ÂNGULO DE ESPALHAMENTO

Ainda nesta perspectiva de tentar diminuir o erro na previsão das refletâncias do visível, a dependência das correlações com o ângulo de espalhamento foi analisada. Lembrando o que foi mencionado no capítulo 1, trabalhos sugerem que as expressões mostradas na figura 4.2 possuem dependência com relação ao ângulo de espalhamento. Esse fato é explorado nas figuras 4.4 e 4.5, nas quais as razões entre as refletâncias do visível e em 2,1 μm são avaliadas com relação ao ângulo de espalhamento entre o sensor e o sol.

Os resultados mostraram um aumento das razões com o ângulo de espalhamento em praticamente todos os sítios embora possam variar de sítio para sítio. Da mesma forma que os resultados obtidos por Levy et al. (2007), a dependência angular foi mais significativa para a banda de 0,47 μm do que para a de 0,66 μm . Esse fato é melhor observado na figura 4.4 na qual se consideram os resultados obtidos conjuntamente nos quatro sítios. Analisando a figura 4.5, o único sítio que não exibiu aumento com o ângulo de espalhamento foi o sítio de Abracos Hill para o caso da razão entre as refletâncias de 0,66 e 2,1 μm . Porém, neste sítio foram obtidos apenas dados com ângulo de espalhamento até 150 graus o que pode ter mascarado alguma tendência de aumento.

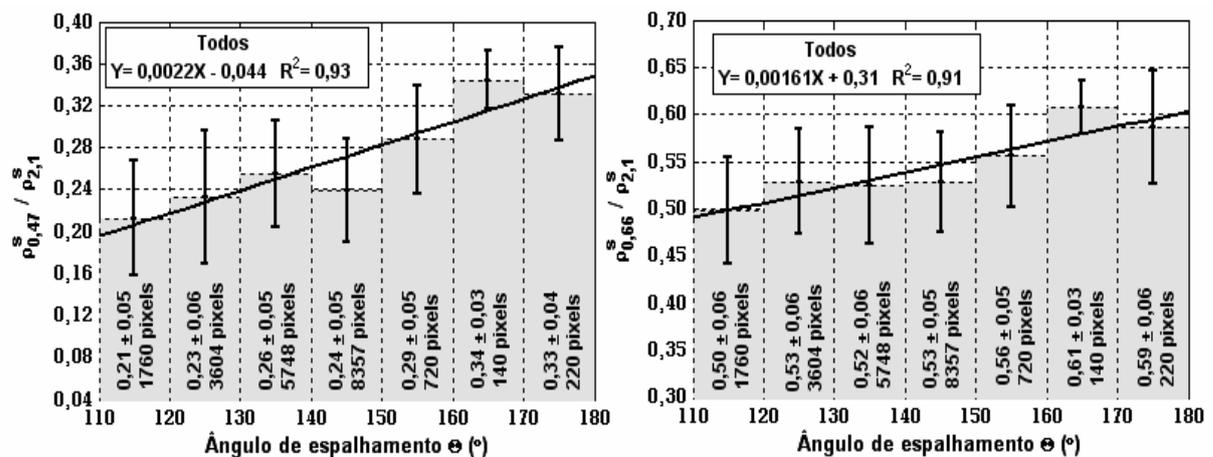


Figura 4.4: Razões entre as refletâncias no visível e em 2,1 μm em função do ângulo de espalhamento Θ para todos os sítios analisados. As razões foram agrupadas de 10 em 10 graus entre 110 e 180 graus. São exibidos o valor médio da razão, o seu desvio padrão e o número de pixels presentes em cada faixa.

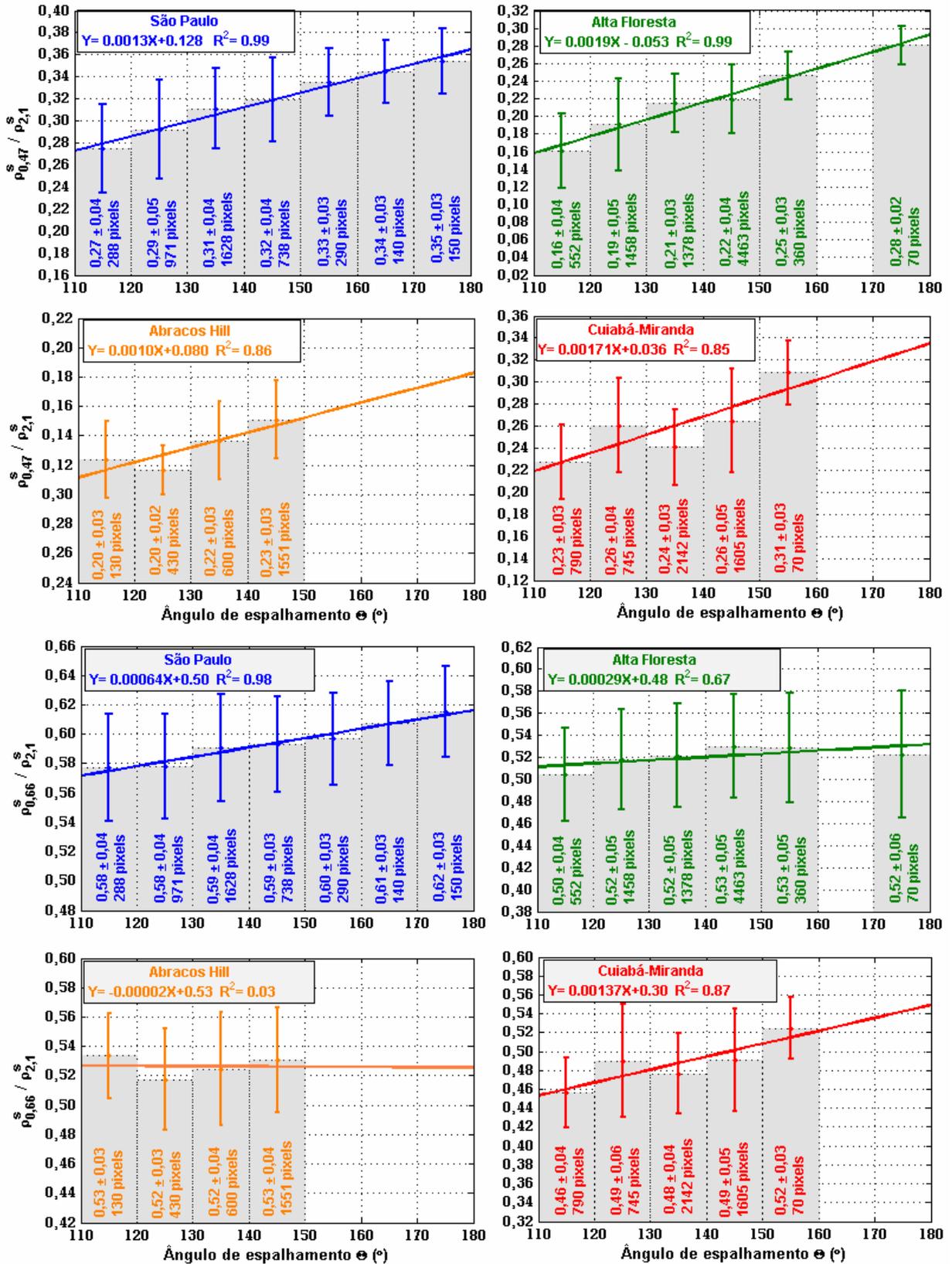


Figura 4.5: Razões entre as refletâncias no visível e em 2,1 μm em função do ângulo de espalhamento Θ para cada sítio. As razões foram agrupadas de 10 em 10 graus entre 110 e 180 graus. São exibidos o valor médio da razão, o seu desvio padrão e o número de pixels presentes em cada faixa.

Para saber se a dependência das razões com o ângulo de espalhamento aprimoraria as previsões das refletâncias no visível, testou-se uma expressão geral utilizando as retas exibidas na figura 4.4. A estimativa do coeficiente linear se baseou na diferença média entre as refletâncias corrigidas e as estimadas a partir das equações apresentadas na figura 4.4. A figura 4.8 mostra histogramas dos coeficientes lineares estimados para 0,66 μm e 0,47 μm usando os dados de todos os sítios.

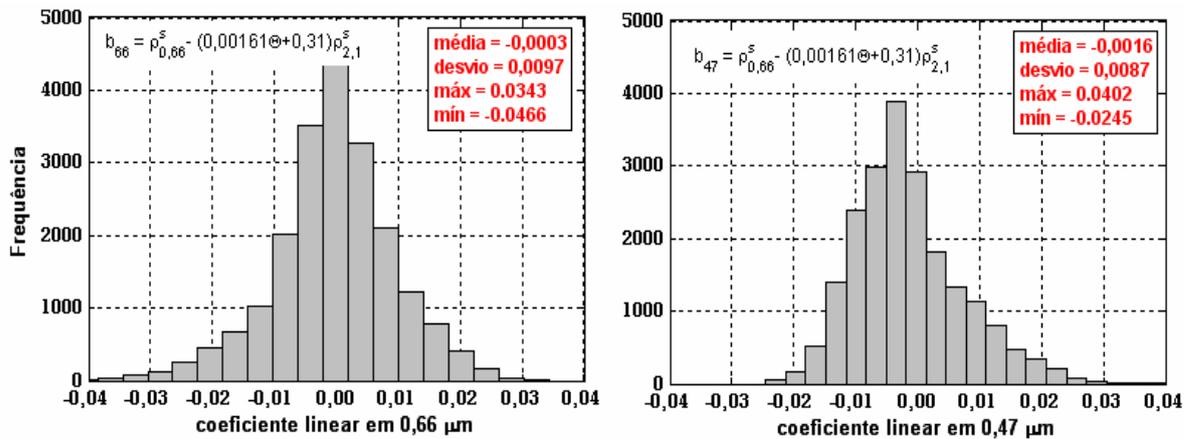


Figura 4.6: Histogramas exibindo os valores estimados do coeficiente linear em 0,66 μm (b_{66}) e em 0,47 μm (b_{47}) com o uso das refletâncias do visível e em 2,1 μm obtidas de todos os sítios. Os histogramas também exibem as expressões utilizadas no cálculo dos coeficientes.

Com o uso dos valores médios exibidos na figura 4.6, as expressões finais deduzidas com a variação do ângulo de espalhamento são:

$$\rho_{0,66}^s = (0,0016\theta + 0,31)\rho_{2,1}^s, \quad (4.1a)$$

$$\rho_{0,47}^s = (0,0022\theta - 0,044)\rho_{2,1}^s - 0,002, \quad (4.1b)$$

onde b_{47} foi considerado nulo e b_{66} teve seu valor arredondado para 0,002.

A figura 4.7 mostra qual seria o erro percentual na previsão das refletâncias quando as expressões definidas em 4.1 são utilizadas. Ela é comparada com o erro exibido pelas expressões gerais da figura 4.2 (definida como *todos*) e que não utiliza o ângulo de espalhamento na previsão das refletâncias do visível.

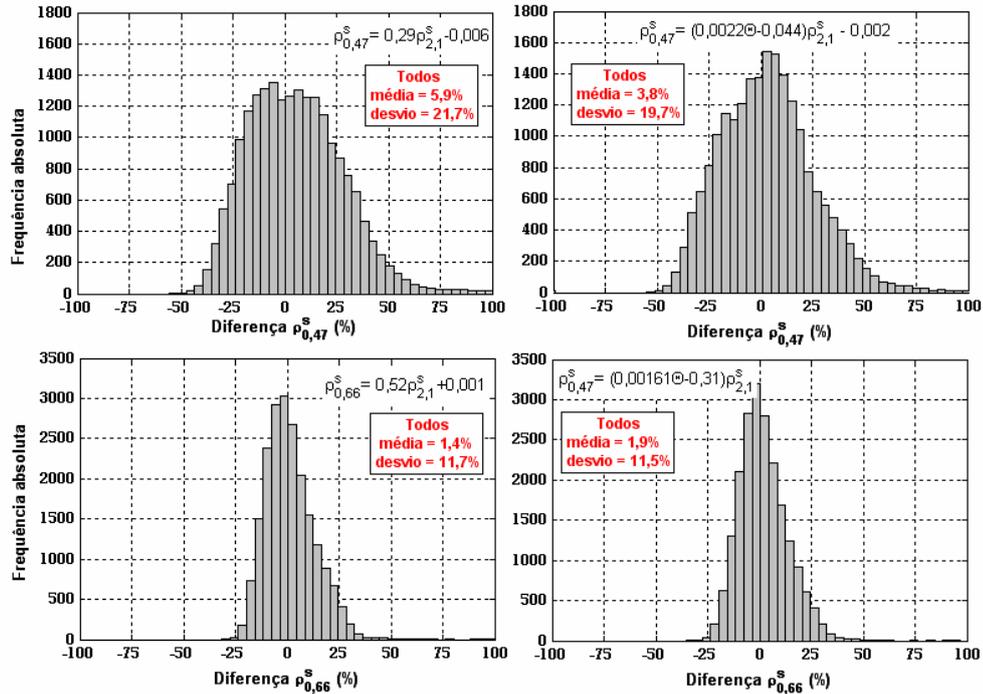


Figura 4.7: Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície nos canais de 0,47 μm (acima) e no de 0,66 μm (abaixo) com o uso da refletância em 2,1 μm com os dados de todos os sítios. As expressões utilizadas nas previsões das refletâncias de superfície também são exibidas na figura. Do lado esquerdo foram utilizadas as expressões gerais obtidas englobando-se os dados de todos os sítios e sem considerar o ângulo de espalhamento e do lado direito, foram utilizadas as expressões obtidas em função do ângulo de espalhamento.

No caso da previsão da refletância em 0,66 μm, o fato de se levar em conta o ângulo de espalhamento aparentemente não acrescenta nenhuma vantagem na previsão da refletância de superfície. O erro médio percentual ficou entre 1 e 2 % enquanto o desvio padrão ficou entre 11 e 12 %. No caso da refletância em 0,47 μm, os resultados mostraram até uma melhora discreta com o uso do ângulo de espalhamento, com erro médio e desvio padrão obtidos de 4 e 20% respectivamente. Sem o ângulo de espalhamento, os valores obtidos foram respectivamente de 6 e 22%. Essa discreta melhoria na previsão da refletância de superfície em 0,47 μm deve estar relacionada com a maior dependência com o ângulo de espalhamento exibida neste canal, embora, não muito significativa.

As figuras 4.8 e 4.9 mantêm a metodologia empregada na figura 4.7, com a diferença de que as expressões exibidas são agora empregadas sítio por sítio. Nota-se que com o uso de expressões gerais, a dificuldade em se obter bons resultados em todos os sítios é maior. No caso da previsão em 0,66 μm, os resultados foram prejudiciais para São Paulo e Cuiabá-Miranda com erros médios de -10 e +10% respectivamente, isto é, houve subestimativa em São Paulo e superestimativa em Cuiabá.

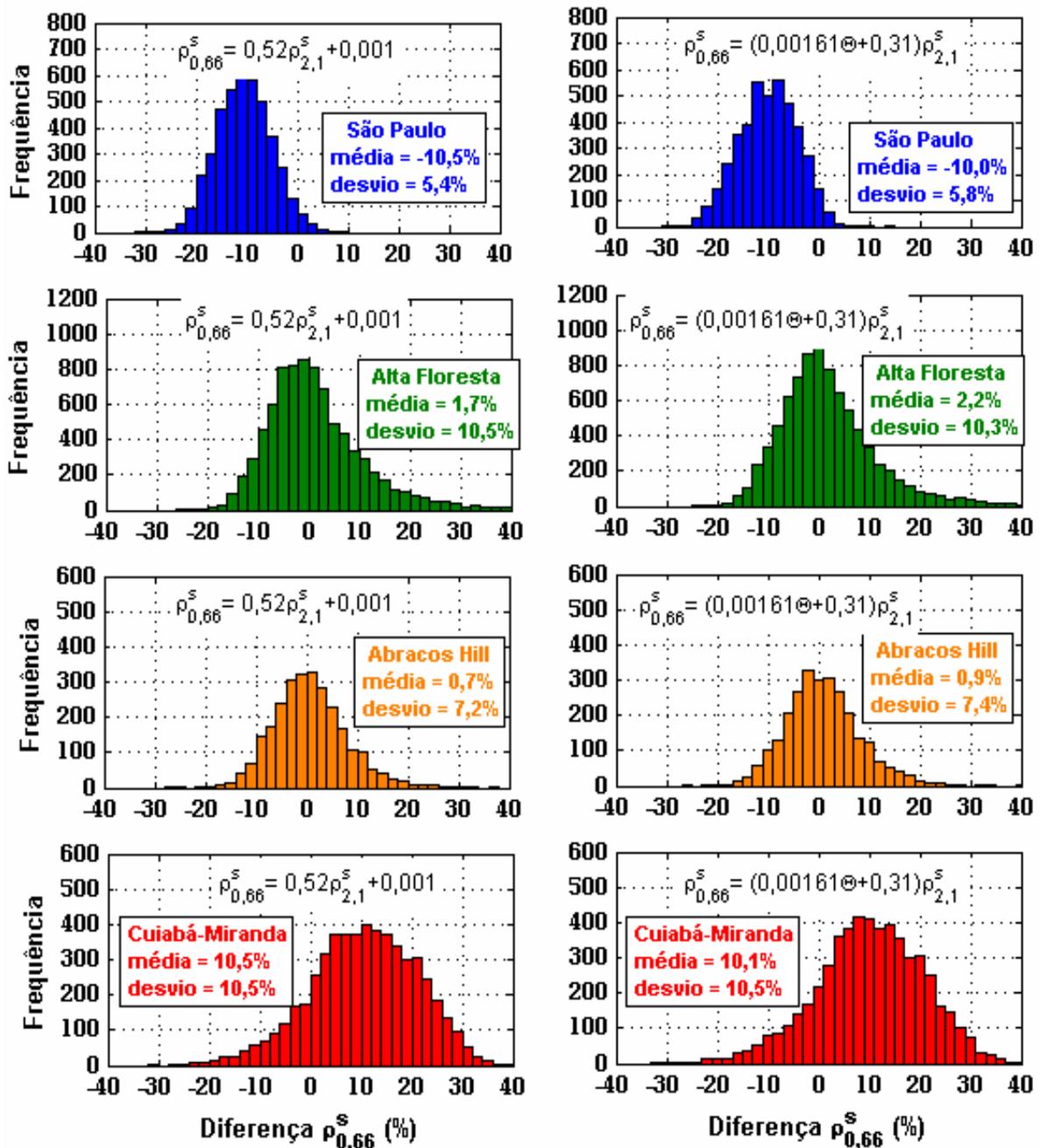


Figura 4.8: Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície no canal de 0,66 μm com o uso da refletância em 2,1 μm para os sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Nos histogramas da esquerda foi utilizada a expressão geral para a previsão da refletância em 0,66 μm da figura 4.2. Nos histogramas da direita foi utilizada a expressão definida em (4.1) que depende do ângulo de espalhamento. A diferença percentual foi calculada como $100(\rho_{0,66}^s \text{ calculado} - \rho_{0,66}^s \text{ obtido}) / \rho_{0,66}^s \text{ obtido}$ onde $\rho_{0,66}^s \text{ calculado}$ é a refletância calculada com as expressões da figura 4.2 e $\rho_{0,66}^s \text{ obtido}$ é a refletância corrigida a partir dos dados do MODIS.

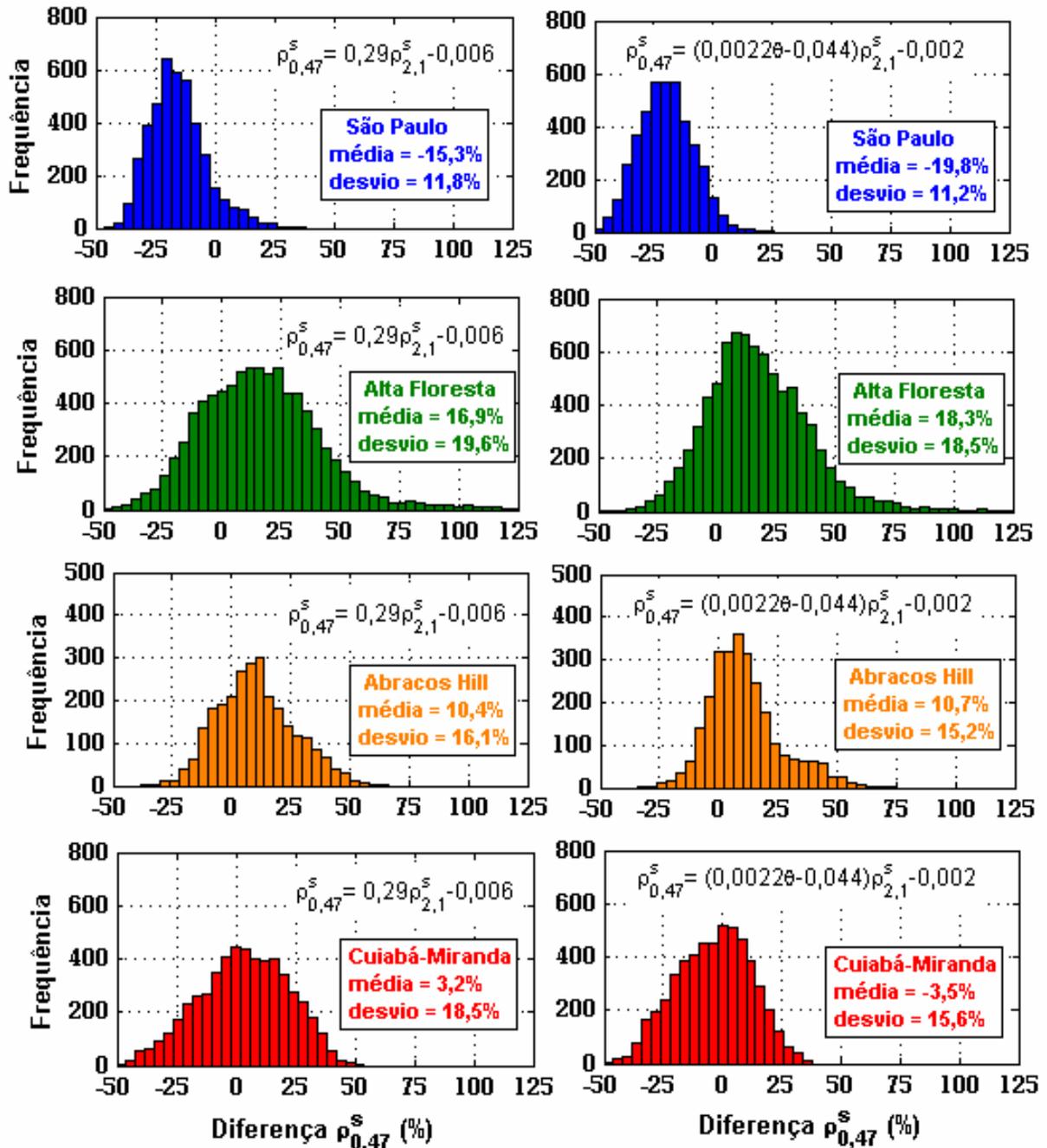


Figura 4.9: Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície no canal de 0,47 μm com o uso da refletância em 2,1 μm para os sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Nos histogramas da esquerda foi utilizada a expressão geral para a previsão da refletância em 0,47 μm da figura 4.2. Nos histogramas da direita foi utilizada a expressão definida em (4.1) que depende do ângulo de espalhamento. A diferença percentual foi calculada como $100(\rho_{0,47}^s \text{ calculado} - \rho_{0,47}^s \text{ obtido}) / \rho_{0,47}^s \text{ obtido}$ onde $\rho_{0,47}^s \text{ calculado}$ é a refletância calculada com as expressões da figura 4.2 e $\rho_{0,47}^s \text{ obtido}$ é a refletância corrigida a partir dos dados do MODIS.

No caso do canal de 0,47 μm , as expressões gerais favoreceram a previsão das refletâncias em Cuiabá-Miranda, mas ocorreram superestimativa nos sítios de Alta Floresta e Abracos Hill além de uma subestimativa em São Paulo. No canal de 0,66 μm , novamente aconteceu subestimativa em São Paulo, mas desta vez os sítios favorecidos foram os de Alta Floresta e Abracos Hill.

O comportamento em relação às expressões utilizadas se manteve na análise sítio a sítio, ou seja, o ângulo de espalhamento praticamente não alterou os resultados na previsão da refletância em 0,66 μm . No canal de 0,47 μm , a dependência com o ângulo de espalhamento aparentemente provocou discretas diminuições nos desvios dos erros observados.

O motivo da relativa pouca importância do ângulo de espalhamento nos resultados da figuras anteriores, pode estar relacionado com a figura 4.10 que mostra o histograma do número de passagens do satélite TERRA em função do ângulo de espalhamento para todos os dados utilizados neste trabalho. Como pode ser visto na figura, as passagens do satélite não ocorrem com a mesma frequência em todas as geometrias. Na realidade, a maioria das passagens do satélite acontece numa faixa relativamente estreita de ângulos de espalhamento. Se for levado em conta a média e o desvio padrão exibidos na figura, essa faixa seria entre 125 e 147 graus, ou seja, 22 graus de faixa. Trata-se de uma faixa estreita para que a dependência com o ângulo de espalhamento cause uma redução significativa no erro nas refletâncias do visível.

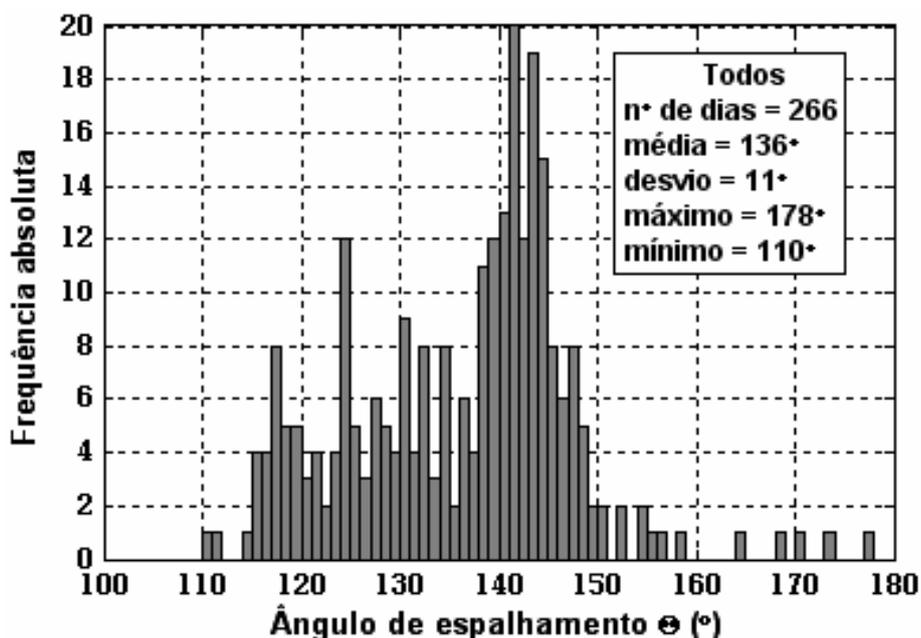


Figura 4.10: Histograma do ângulo de espalhamento entre o sol e o sensor para todos os sítios analisados.

4.3. COMPARAÇÃO COM OS MODELOS DE PREVISÃO DO MODIS

Os modelos de correlação para prever as refletâncias de superfície no visível publicados na literatura e utilizados em versões do algoritmo do MODIS para a obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre o continente foram também testados. Enquanto a versão 4.2 utilizava apenas a refletância no canal de 2,1 μm para estimar a refletância no visível, a versão mais recente do algoritmo leva em conta também o ângulo de espalhamento entre o sol e o sensor além do índice de vegetação $NDVI_{SWIR}$. As figuras 4.11 e 4.12 exibem a diferença percentual na previsão da refletância de superfície em 0,66 e 0,47 μm respectivamente, a partir das expressões utilizadas nas duas versões do algoritmo.

Para a refletância em 0,66 μm , nota-se que sobre São Paulo as estimativas foram piores do que sobre os outros sítios, independente da expressão utilizada, se do algoritmo antigo ou do atual. A subestimação da refletância de superfície sobre São Paulo é uma consequência do fato do algoritmo do MODIS sobre o continente ser designado para regiões mais escuras, onde em geral existe a presença de vegetação. Em regiões urbanas, onde em geral as refletâncias são maiores, a previsão da refletância de superfície fica prejudicada. Como os outros sítios apresentam refletâncias de superfície mais escuras, os erros na sua estimativa foram menores. Enquanto o erro médio sobre São Paulo pode ser de 15 a 18%, sobre os outros sítios o erro médio não passou de 5%. Em termos gerais, as expressões do atual algoritmo tiveram o mesmo desempenho que as do algoritmo antigo.

Analisando as refletâncias em 0,47 μm , com exceção de São Paulo, os resultados foram bem diferentes do que em 0,66 μm . Os sítios de Alta Floresta, Abracos Hill e Cuiabá-Miranda apresentaram refletâncias superestimadas de maneira significativa com as expressões do novo algoritmo com erros médios respectivamente de 49, 40 e 11 %. A expressão utilizada no algoritmo anterior obteve resultados melhores nestes sítios com os erros médios de 22, 15 e 1% respectivamente.

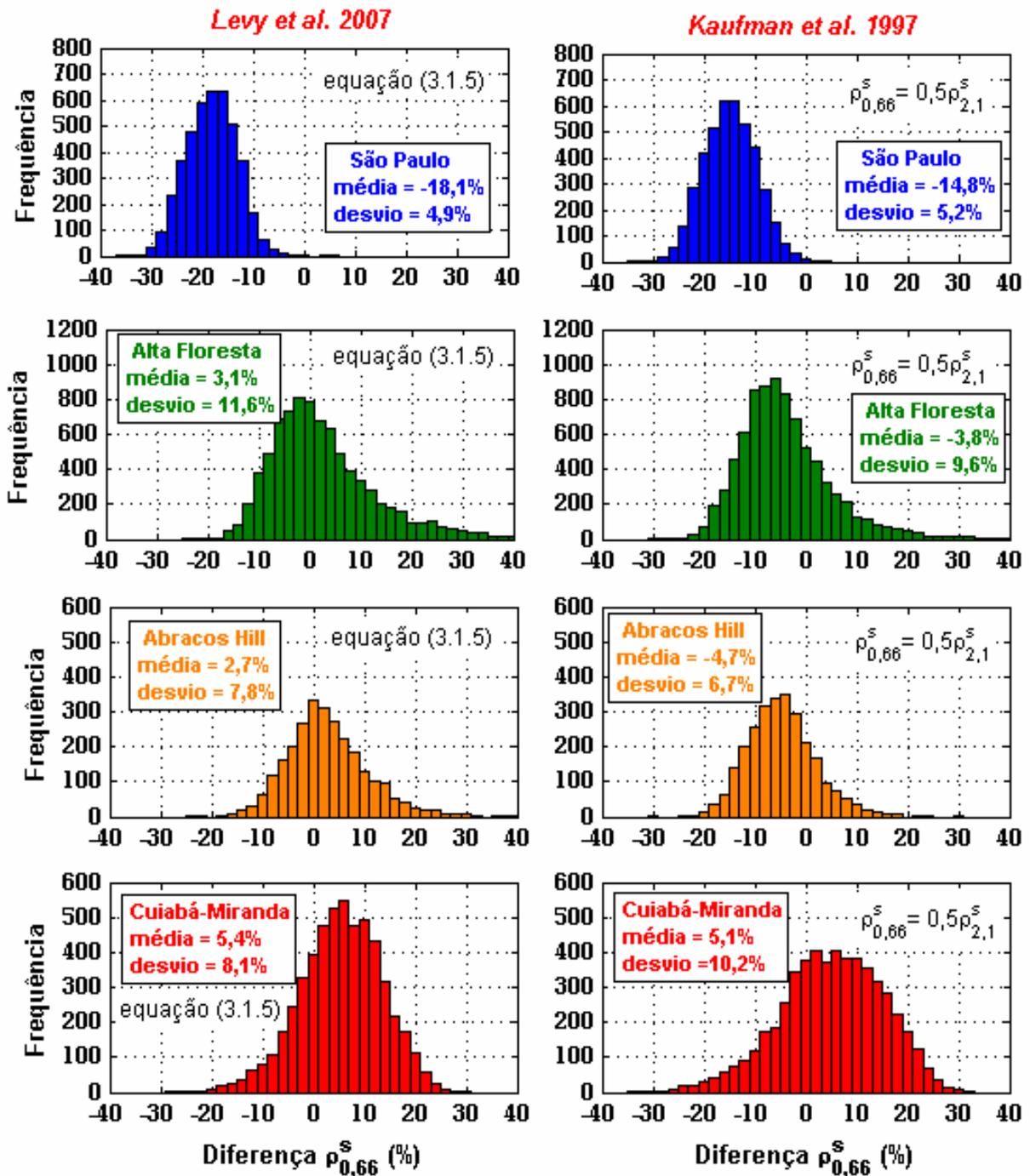


Figura 4.11: Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície no canal de 0,66 μm com o uso da refletância em 2,1 μm para os sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Nos histogramas da esquerda foram utilizadas as novas parametrizações utilizadas na versão 5.2 do algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes (Levy et al., 2007) representadas pela equação (3.1.5). Nos histogramas da direita foram utilizadas as parametrizações da versão anterior do algoritmo de acordo com o trabalho de Kaufman et al. (1997). A diferença percentual foi calculada como $100(\rho_{0,66}^s \text{ calculado} - \rho_{0,66}^s \text{ obtido}) / \rho_{0,66}^s \text{ obtido}$ onde $\rho_{0,66}^s \text{ calculado}$ é a refletância calculada com as expressões da figura 4.2 e $\rho_{0,66}^s \text{ obtido}$ é a refletância corrigida a partir dos dados do MODIS.

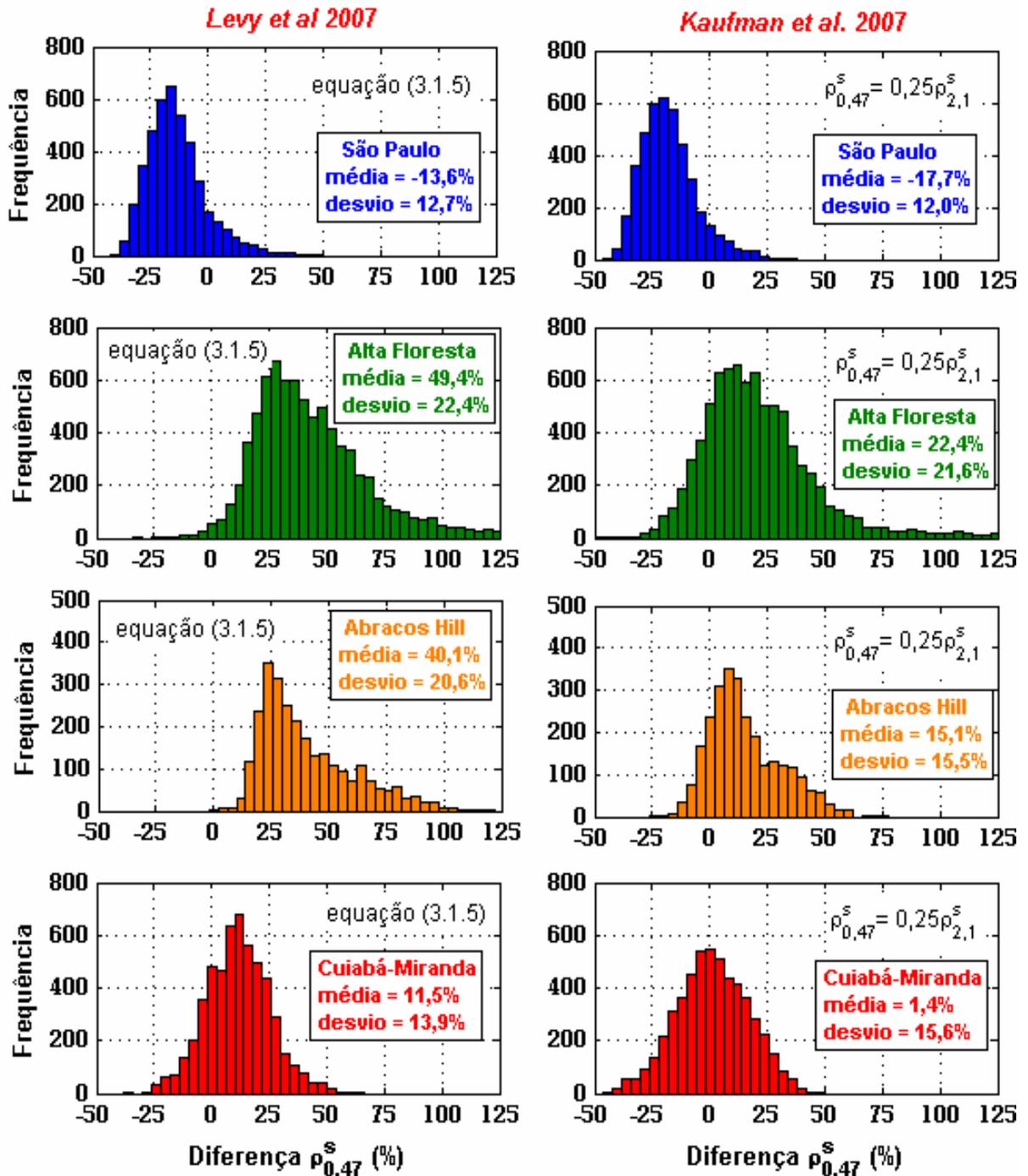


Figura 4.12: Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície no canal de 0,47 μm com o uso da refletância em 2,1 μm para os sítios de São Paulo (SP), Alta Floresta (AF), Abracos Hill (AH) e Cuiabá-Miranda (CM). Nos histogramas da esquerda foram utilizadas as novas parametrizações utilizadas na versão 5.2 do algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes (Levy et al., 2007) representadas pela equação (3.1.5). Nos histogramas da direita foram utilizadas as parametrizações da versão anterior do algoritmo de acordo com o trabalho de Kaufman et al. (1997). A diferença percentual foi calculada como $100(\rho_{0,47}^s \text{ calculado} - \rho_{0,47}^s \text{ obtido}) / \rho_{0,47}^s \text{ obtido}$ onde $\rho_{0,47}^s \text{ calculado}$ é a refletância calculada com as expressões da figura 4.2 e $\rho_{0,47}^s \text{ obtido}$ é a refletância corrigida a partir dos dados do MODIS.

4.4. O CASO RIO BRANCO

Até o presente, a ênfase nas análises se concentraram nos sítios de São Paulo, Alta Floresta, Abracos Hill e Cuiabá-Miranda. A partir dos resultados encontrados nestes sítios, notou-se que as expressões para estimar as refletâncias de superfície no visível variaram de maneira significativa de um sítio para outro. Isso dificulta a obtenção de uma expressão única que seja representativa para os sítios localizados sobre o Brasil, pois as variações locais são grandes. Devido a essa dificuldade, testou-se a utilização das expressões obtidas nestes quatro sítios de acordo com o tipo de área, que está sendo analisada. Caso a área analisada seja urbana, por exemplo, é provável que a estimativa da refletância de superfície no visível seja mais precisa com uma expressão similar a de São Paulo. Caso a área analisada seja composta de muita vegetação ou de florestas é provável que as expressões obtidas para Abracos Hill e Alta Floresta se comportem melhor nestes casos. O mesmo valendo para Cuiabá-Miranda que está presente numa região com características de cerrado.

Estas hipóteses discutidas foram empregadas na análise do sítio de Rio Branco. Da mesma forma que os sítios de Abracos Hill e Alta Floresta, o sítio de Rio Branco está localizado sobre a região amazônica, sendo provável que as expressões obtidas naqueles sítios sejam as mais apropriadas. A figura 4.13 mostra as refletâncias de superfície corrigidas nos canais de 0,47, 0,66 e 2,1 μm obtidas para Rio Branco. Comparando essa figura 4.13 com as dos sítios de Abracos Hill e Alta Floresta exibidos na figura 4.1, nota-se que as refletâncias médias obtidas são parecidas nos três canais sendo características da região amazônica.

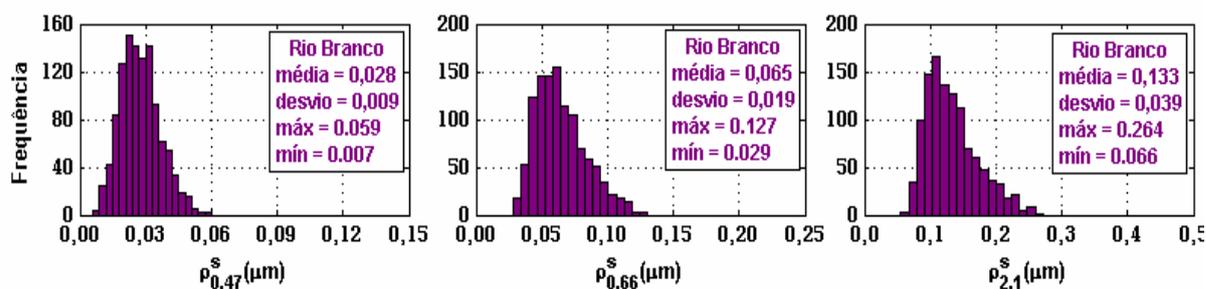


Figura 4.13: Refletâncias de superfície obtidas pelo sensor MODIS após se efetuar a correção atmosférica dentro da região de $10 \times 10 \text{ km}^2$ em torno do fotômetro da AERONET para o sítio de Rio Branco. Vale ressaltar que o modelo óptico de aerossol utilizado em Rio Branco como dito na seção 3.4.2.2 foi o de Alta Floresta.

A figura 4.14 exibe a diferença percentual na previsão da refletância de superfície nos canais do visível para o sítio de Rio Branco. Cada histograma da figura utiliza uma parametrização obtida nas análises anteriores para São Paulo, Alta Floresta, Abracos Hill e Cuiabá-Miranda. O objetivo foi considerar o sítio de Rio Branco numa análise independente dos demais, ou seja, que os dados de Rio Branco fossem tratados de forma independente.

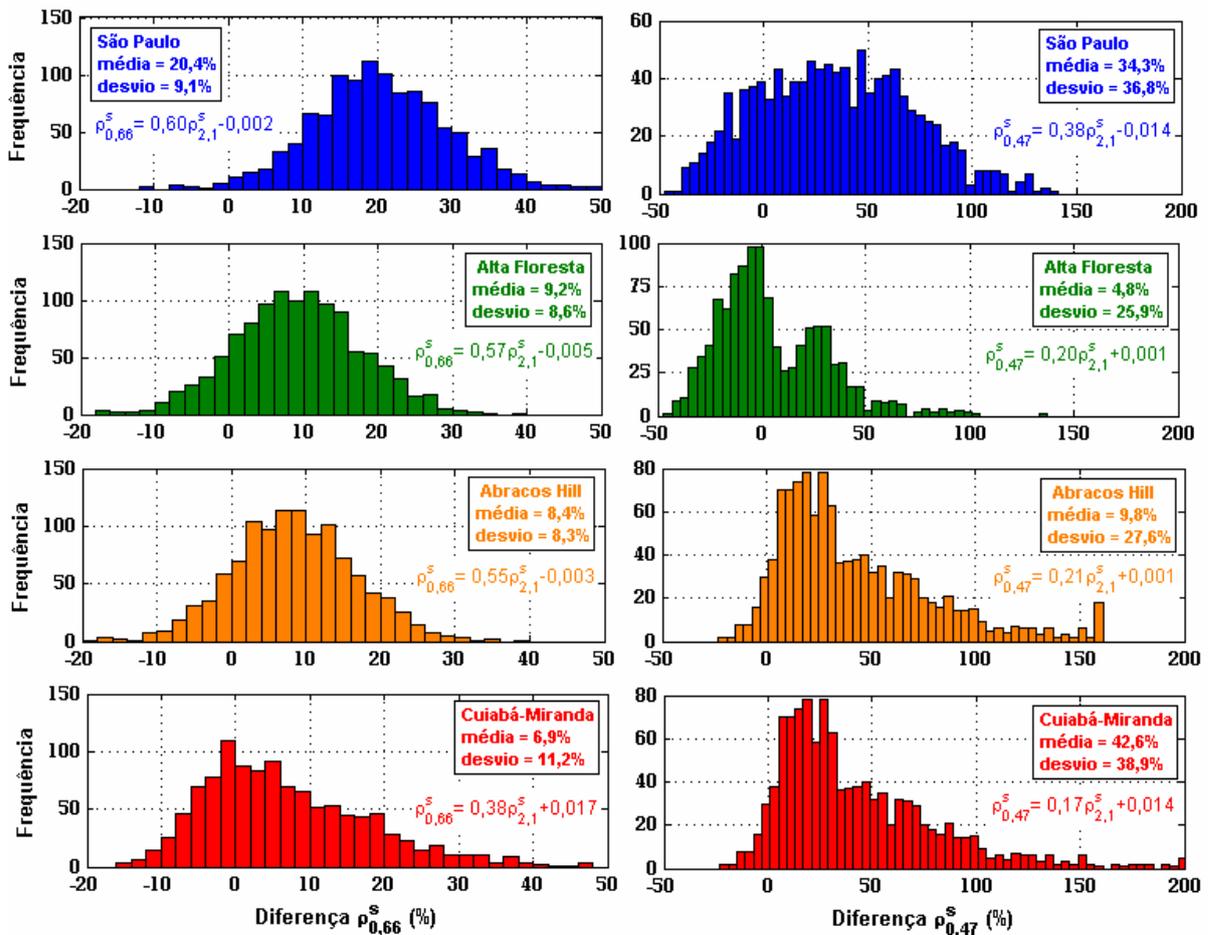


Figura 4.14: Histogramas exibindo a diferença percentual obtida na previsão da refletância de superfície para o sítio de Rio Branco nos canais de 0,66 μm (esquerda) e no canal de 0,47 μm (direita). As expressões utilizadas nas previsões foram as obtidas para os sítios de São Paulo (azul), Alta Floresta (verde), Abracos Hill (laranja) e Cuiabá-Miranda (vermelho). Cada expressão utilizada também é exibida na figura.

Na figura é possível notar o quanto uma parametrização não adequada pode deteriorar as estimativas das refletâncias no visível. Isto ficou claro na utilização das expressões obtidas para São Paulo, um sítio urbano, na previsão das refletâncias em Rio Branco, um sítio amazônico. O erro médio na previsão pode chegar a 20% no canal de 0,66 μm e de 34% no canal de 0,47 μm. Com o uso das expressões obtidas em Alta Floresta e Abracos Hill, que

possuem características semelhantes a Rio Branco, as previsões foram melhores no caso de $0,66 \mu\text{m}$, os erros médios obtidos foram de 9,2% e de 8,4% com a utilização das expressões de Alta Floresta e Abracos Hill, respectivamente. Os resultados foram ainda melhores na previsão da refletância em $0,47 \mu\text{m}$ com as expressões de Alta Floresta e Abracos Hill registrando respectivamente erros médios de 4,8% e 9,8%.

Diferente da previsão da refletância de superfície de $0,47 \mu\text{m}$ em que só as expressões de Alta Floresta e de Abracos Hill obtiveram melhores resultados, a expressão de Cuiabá-Miranda também obteve resultados similares aos de Alta Floresta e Abracos Hill, embora seu desvio padrão do erro percentual fosse maior. O motivo é ilustrado na figura 4.15 que mostra as expressões que seriam obtidas com os dados de Rio Branco, que correlacionam as refletâncias de superfície em $2,1 \mu\text{m}$ com as refletâncias de superfície no visível. Nota-se que o coeficiente angular se situou entre os valores obtidos em Alta Floresta, Abracos Hill e Cuiabá-Miranda. Enquanto para Alta Floresta e Abracos Hill foram obtidos coeficientes angulares de 0,57 e 0,55, Rio Branco obteve um valor de 0,47 ficando acima do valor utilizado para Cuiabá-Miranda que foi de 0,38.

O lado direito da figura 4.15 mostra o histograma do índice de vegetação $NDVI_{swir}$ obtido sobre o sítio de Rio Branco e nota-se que possui propriedades bem parecidas com os exibidos na figura 4.2 para os sítios de Alta Floresta e Abracos Hill reforçando a hipótese de que essas regiões possuem características de superfície semelhantes. Apesar disso, as expressões obtidas em Rio Branco tiveram um caráter intermediário com relação à Cuiabá-Miranda de um lado e Alta Floresta e Abracos Hill do outro.

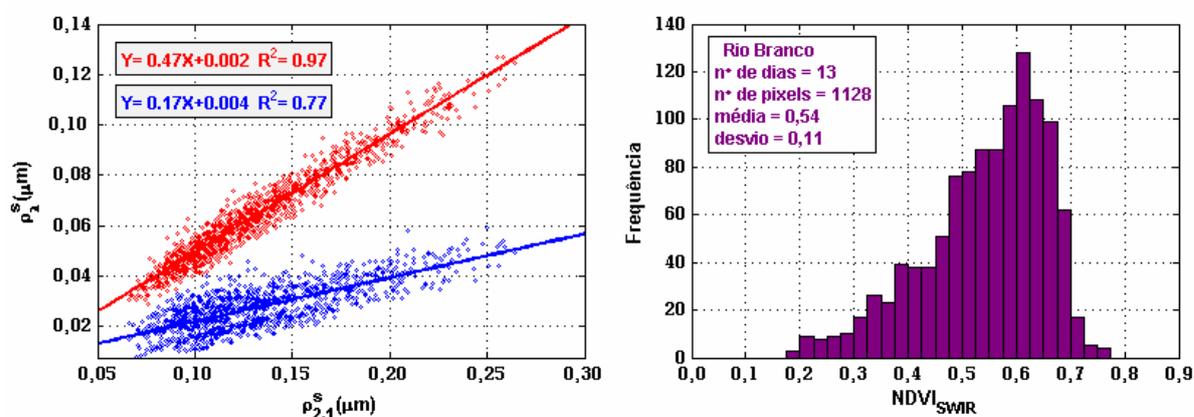


Figura 4.15: À esquerda são exibidos os valores de refletância de superfície obtidas nos canais de $0,47 \mu\text{m}$ (azul) e no de $0,66 \mu\text{m}$ (vermelho) em função da refletância de superfície em $2,1 \mu\text{m}$ obtidas para o sítio de Rio Branco. A direita é exibido o histograma do índice de vegetação $NDVI_{SWIR}$ também obtido sobre Rio Branco.

4.3. ESTUDO DE SENSIBILIDADE

Até agora, as previsões das refletâncias de superfície no visível foram avaliadas em termos das diferenças percentuais com relação aos valores de refletâncias corrigidos a partir dos dados do sensor MODIS. Para que essa avaliação sobre o país não ficasse apenas em função de refletâncias, estudos de sensibilidade foram realizados para se ter uma idéia de como esse erro percentual se traduz em erro na obtenção da profundidade óptica do aerossol. Esses estudos foram realizados com o SBDART e se basearam no ajuste do valor da profundidade óptica para que o sinal recebido pelo satélite não sofresse alteração devido a uma determinada variação percentual da refletância de superfície. Dessa forma, existe uma relação direta entre a variabilidade da refletância de superfície e a correspondente variação da profundidade óptica do aerossol. Foram utilizados dois valores de refletâncias de superfície denominadas de refletâncias *base*. Foi a partir dos valores destas refletâncias que foram realizadas variações percentuais para que se pudessem investigar as variações correspondentes na profundidade óptica do aerossol. Os valores escolhidos se basearam em valores de refletância típicos de vegetação, para a qual o algoritmo do MODIS obtém melhores resultados (como em Alta Floresta e Abracos Hill). Os valores escolhidos foram de 0,03 em 0,47 μm e de 0,06 para 0,66 μm . As simulações foram realizadas com o modelo óptico de aerossol de Alta Floresta para diversos valores de profundidade óptica do aerossol. Com relação à geometria, as simulações foram realizadas com um ângulo de espalhamento entre o sol e o sensor de 145°, pois é próxima desta geometria que a maioria das observações do MODIS costumam ser (vide figura 4.8). Os resultados são exibidos na figura 4.16.

Nas figuras é possível notar claramente que embora o erro absoluto na profundidade óptica do aerossol tenda a permanecer constante, o erro percentual vai se tornando cada vez menor à medida que a profundidade óptica aumenta. Isso é resultado da menor influência da refletância de superfície no sinal que atinge o sensor quando os valores de profundidade óptica são elevados. Nestes casos, o sinal que atinge o satélite é basicamente apenas resultado da interação da atmosfera e das próprias partículas de aerossol. O sinal negativo nos valores das barras das figuras indica que quando se subestima a refletância de superfície, o resultado é o da superestimativa da profundidade óptica do aerossol. Caso a refletância de superfície fosse superestimada ocorreria um comportamento simétrico.

Um exemplo decorrente das figuras é que supondo que as refletâncias de superfície são preditas com erros de até 60% (erro médio mais desvio) em 0,47 μm e de 35% em 0,66 μm (o que aconteceu neste trabalho ao se propor um modelo de previsão geral, único) isso

pode significar erros de 70% e 25% na profundidade óptica do aerossol respectivamente, caso o valor da profundidade óptica seja de 0,2. Entretanto, voltando à figura 4.3, os histogramas mostram que o erro máximo ficou em torno de 20% para o canal de 0,66 μ m e de 40 a 50% em 0,47 μ m caso um modelo para cada localidade fosse utilizado.

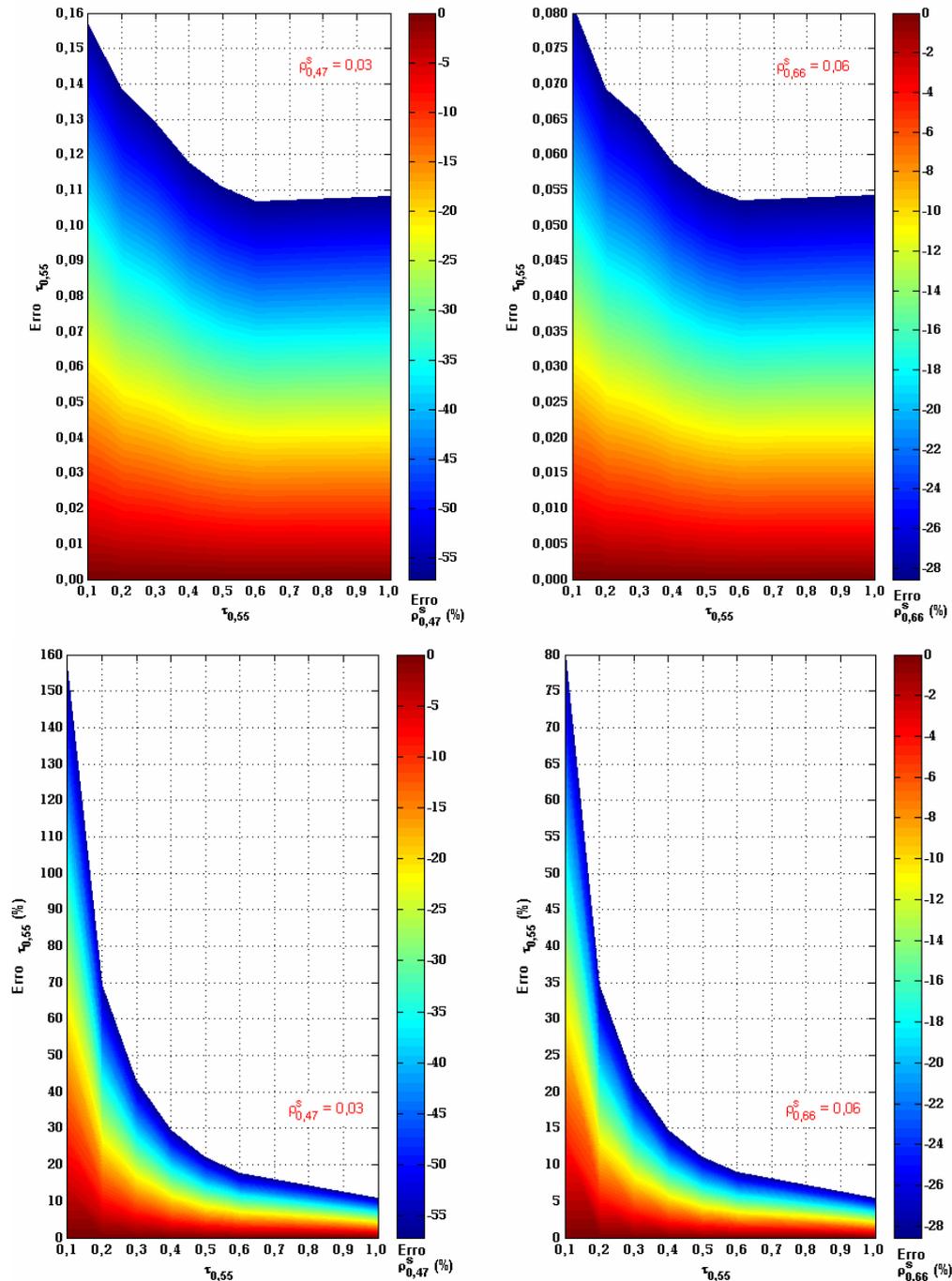


Figura 4.16: Variação absoluta (acima) e percentual (abaixo) da profundidade óptica do aerossol em 0,55 μ m ($\tau_{0,55}$) inserida no SBDART em função da própria profundidade óptica para diferentes erros percentuais na estimativa da refletância de superfície em 0,47 μ m ($\rho_{0,47}^s$) e 0,66 μ m ($\rho_{0,66}^s$). Nas figuras da esquerda a refletância base foi de 0,03 em 0,47 μ m e na figuras da direita de 0,06 em 0,66 μ m.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS

Foram analisados dados de refletância de superfície obtidos pelo sensor MODIS, a bordo do satélite TERRA, coletados em regiões próximas de fotômetros da AERONET em diferentes sítios sobre o Brasil. Tais dados de refletância nos respectivos canais de 0,47, 0,66 e 2,1 μm , permitiram que se testassem as hipóteses consideradas pelo algoritmo de obtenção da profundidade óptica do aerossol sobre continentes para a previsão da refletância de superfície nos canais do visível.

Considerando respectivamente os sítios de São Paulo, Alta Floresta, Abracos Hill, Cuiabá-Miranda e Rio Branco, os valores do coeficiente angular obtidos para a estimação da refletância de superfície em 0,66 μm foram respectivamente de 0,60, 0,57, 0,55, 0,38 e 0,47. Os respectivos valores de coeficiente linear foram de -0,002, -0,005, -0,003, 0,017 e 0,002. Da mesma forma, os valores do coeficiente angular para estimação da refletância de superfície em 0,47 μm foram respectivamente de 0,38, 0,20, 0,21, 0,17 e 0,17 com os valores respectivos de -0,014, 0,001, 0,001, 0,014 e 0,004 para os coeficientes lineares.

Regiões urbanas possuem tendência em obter valores maiores nas correlações entre as refletâncias do visível e 2,1 μm . O motivo é relacionado com a menor presença de vegetação nestas regiões, pois a clorofila presente na vegetação é capaz de absorver radiação no visível. Desta forma, regiões urbanas possuem menor capacidade de absorver radiação no visível e possuindo maiores refletâncias no visível e, conseqüentemente, maiores correlações.

As razões entre as refletâncias do visível e de 2,1 μm exibiram tendência de aumento com o ângulo de espalhamento entre o sol e o sensor, porém não sendo suficiente para uma real melhora na previsão das superfícies no visível. O motivo parece estar relacionado com a pouca diversidade de ângulos de espalhamento exibidos nas passagens do MODIS sobre os sítios estudados.

As parametrizações propostas por Kaufman et al. (1997) e Levy et al. (1997) possuem uma tendência de subestimar os valores de refletância de superfície em São Paulo, onde os erros médios percentuais variaram de 14 a 18%. Como conseqüência, é provável que os valores de profundidade óptica do aerossol sobre a região sejam superestimados. No caso específico de São Paulo, é incentivado o uso das correlações obtidas sobre a cidade em vez das relações derivadas por Kaufman et al. (1997) ou Levy et al. (1997).

No caso dos sítios de Alta Floresta, Cuiabá-Miranda e Abracos Hill, a previsão da refletância em 0,66 μm obteve resultados equivalentes com o uso das relações derivadas por Kaufman et al. (1997) e Levy et al. (1997). No caso de 0,47 μm , a relação proposta por Kaufman et al. (1997) obteve melhores resultados. Dessa forma, é incentivado o uso da expressão de Kaufman et al. (1997) para a previsão da refletância no canal de 0,47 μm quando não existe uma expressão determinada para um sítio que não seja urbano.

As refletâncias de superfície são preditas com erros máximos de até 60% em 0,47 μm e de 30% em 0,66 μm , caso um modelo geral único seja adotado para as regiões analisadas, o que pode significar erros de até 70% e 25% na profundidade óptica do aerossol respectivamente, caso o valor da profundidade óptica seja de 0,2. O uso de relações específicas por região apresentou erros menores. Com isso, a principal conclusão deste trabalho é que para diminuir o erro na estimativa da profundidade óptica do aerossol sobre o país, utilizando-se medições realizadas a bordo do satélite, modelos de correlação entre as refletâncias no visível e infravermelho próximo não podem ser generalizados, mas devem ser determinados em distintas regiões, que abranjam o maior número de tipos de cobertura vegetal.

Os produtos do MODIS, bem como as parametrizações obtidas por Kaufman et al. (1997) e Levy et al. (1997), foram desenvolvidas para regiões de 10x10 km^2 no nadir. Neste trabalho, o tratamento foi realizado pixel por pixel (1 km no nadir) o que pode ser a causa de parte dos erros percentuais obtidos na previsão das refletâncias de superfície.

Como perspectiva, é recomendado que este tipo de estudo seja realizado em outras regiões do globo, para que as parametrizações das refletâncias de superfície sejam aperfeiçoadas e assim melhores produtos de aerossol possam ser disponibilizados com o MODIS. Experimentos de campo intensivos, em superfície, são também encorajados, inclusive no Brasil. Um exemplo foi a Campanha MILAGRO (Castanho et al., 2007) que realizou diversos tipos de medições em diferentes regiões da região metropolitana do México, e que proporcionou a obtenção das razões entre refletância de superfície no visível e em 2,1 μm sobre essa região.

Recomenda-se também a utilização de um código de transferência radiativa que permita a correção atmosférica considerando-se radiação polarizada com o intuito de verificar se a dificuldade em diminuir o erro não tenha sido proveniente dos modelos propostos mas da correção dos efeitos da atmosfera, particularmente no canal de 0,47 μm para o qual foram observados os maiores erros e por ser o mais afetado por efeitos de polarização.

REFERÊNCIAS

- ACKERMAN, S. et al. **Discriminating clear-sky from cloud with MODIS algorithm theoretical basis document (MOD35)**, 2002. Disponível em: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod06.pdf.
- BARNES, W. L. et al. **Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS –AM1**. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1998. vol.36. 442-458 p.
- CASTANHO, A. D. **Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para obtenção de óptica via satélite sobre São Paulo**. 2005. 249 f. Tese (Doutorado em Física) - Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.
- CASTANHO, A. D et al. **Analysis of Visible/SWIR surface reflectance ratios for aerosol retrievals from satellite in Mexico City urban area**. Atmospheric Chemistry and Physics, 2007. vol.7. 5467-5477p.
- CHARLSON, R. J. **Extending aerosol/climate-forcing observations to the global scale: The necessity for coordinate satellite and in-situ measurements**. Journal of Aerosol Science, 2001. vol. 32. 3-4p.
- CHU, D. A. et al. **Global monitoring of air pollution over land from EOS-TERRA MODIS**. Journal of Geophysical Research, 2003. vol. 108. ACH 4-1 ACH 4-18 p.
- CORRÊA, M. P. et al. **Preliminary results of simulations of a user-friendly line-by-line computer code for simulations of satellite signal**. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2005, Goiânia. 363-370 p.
- CHANDARASEKHAR, S. **Radiative transfer**. Oxford: Oxford University Press, 1950. 393 p.
- DUBOVICK, O. e King, M. D. **A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements**. Journal of Geophysical Research, 2000. vol. 105. 20.673-20.696 p.
- DUBOVICK, O. et al. **Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations**. Journal of the Atmospheric Sciences, 2002 vol. 59. 590-608 p.
- EISBERG, R.; RESNICK, R. **Física quântica: Átomos, moléculas, sólidos, núcleos e partículas**. Rio de Janeiro: Editora Campus, 1979. 928 p.
- FERREIRA, A. G. **Meteorologia prática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2006. 188 p.

- GARCIA, M. P. **Resultados de um estudo estatístico das propriedades ópticas das partículas de aerossol de queimadas na Amazônia via AERONET.** 2005. 138 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.
- GATEBE, K. C. et al. **Sensitivity of Off-Nadir zenith angles to correlation between visible and near-infrared reflectance for use in remote sensing of aerosol over land.** IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2001 vol.39. 805-819 p.
- GOODY, R. M.; YOUNG, Y. L. **Atmospheric Radiation: Theoretical basis.** Oxford: Oxford University Press, 1989. 519 p.
- HOLBEN, B. N. **Characteristics of Maximum Value Composite Images for Temporal AVHRR Data.** International Journal of Remote Sensing, 1986 vol. 7. 1417-1437 p.
- HOLBEN, B. N. et al. **AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization.** Remote Sensing of Environment, 1998. vol. 66. 1-16 p.
- HORVATH, H. **Aerosols – an introduction.** Journal of Environmental Radioactivity, 2000 vol.51. 5-25 p.
- HUTCHINSON, K.D. **Correlating MODIS aerosol optical thickness data with ground-based PM_{2,5} observations across Texas for use in a real-time air quality prediction system.** Atmospheric Environment, 2005 vol. 39. 7190-7203 p.
- IPCC 2001. **The Climate System a Overview** In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- IPCC 2007. Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, 2007: **Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing.** In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- ICHOKU, C. et al. **A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products.** Geophysical Research Letters, 2002. vol. 29. no.12.
- JUSTICE, C. O. et al. **An overview of MODIS Land data processing and product status.** Remote Sensing of Environment, 2002. vol. 83. 3-15 p.
- KAUFMAN, Y. J. e SENDRA, C. **Algorithm for Atmospheric Corrections.** International Journal of Remote Sensing, 1988 vol. 9. 1357-1381 p.

- KAUFMAN, Y. J. et al. **Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer.** Journal of Geophysical Research, 1997. vol.102. 17051-17067 p.
- KAUFMAN, Y. J. et al. **Earth observing system AM1 mission to Earth.** IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1998. vol. 36. 1045-1055 p.
- KIDDER, S. T.; VONDER HAAR, T. H. **Satellite meteorology: An introduction.** Califórnia: Academic Press, 1995. 466 p.
- KIEHL, J. T. e TRENBERTH, K. E. **Earth's Annual Global Mean Energy Budget.** Bulletin of the American Meteorological Society, 1997 vol. 78. 197-208 p.
- KING M. D. et al. **Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS.** IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2003. vol. 41. 442-458 p.
- LENOBLE, J. **Atmospheric Radiative Transfer,** A. DEEPAK Publishing, 1993. 532p.
- LEVY, R. C. et al. **Evaluation of the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) retrievals of dust aerosol over the ocean during PRID,** Journal of Geophysical Research, 2003 108 (D19), 8594, doi:10.1029/2002JD002460.
- LEVY, R. C. et al. **Effects of neglecting polarization on the MODIS aerosol retrieval over land.** IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2004.vol. 42. 2576-2573 p.
- LEVY, R. C. et al. **Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance,** Journal of Geophysical. Research., 2007 112, D13211, doi:10.1029/2006JD007811.
- LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation.** Califórnia: Academic Press, 2002. 583 p.
- LUTGENS, F. K.; TARBUCK, E. J. **The atmosphere.** New Jersey: Pearson Prentice Hall, 2007. 520 p.
- VILANI, M. T. et al. **Sazonalidade da radiação, temperatura e umidade em uma floresta de transição Amazônia cerrado.** Revista Brasileira de Meteorologia, 2006 vol .21, 119-131p.
- McCLATCHEY, et al. 1972. **Optical properties of the atmosphere.** AFCR Environ. Res. Papers, 1972. n. 411. 108 p.
- MENON, S. **Current Uncertainties in Assessing Aerosol Effects on Climate.,** Annu. Rev. Environ. Resour., 2004 pp 1-30.
- MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação.** Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 2003. 307 p.

- NUSSENZVEIG, H. M. **Curso de Física Básica vol. 4: Ótica relatividade física quântica.** São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1998. 437 p.
- PIERLUISSI, J. H. e PENG, G. S. **New molecular transmission band models for LOWTRAN.** Optical Engineering, 1985. vol. 24. 541-547 p.
- PROCÓPIO, A. S. **Forçante radiativa direta dos aerossóis na Região Amazônica devido à queima de biomassa.** 2005. 224 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.
- REMER, L. A. et al. **Angular and Seasonal Variation of Spectral Surface Reflectance Ratios: Implications for the Remote Sensing of Aerosol Over Land.** IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2001 vol. 39, no. 2
- REMER L. A. et al. **Validation of MODIS aerosol retrieval over ocean.** Geophyscal. Research Letters, 2002, 29(12), 1618.
- REMER, L. A. et al. **The MODIS Aerosol Algorithm, Products, and Validation.** Journal of the Atmospheric Sciences, 2005 vol.62, 947-973 p.
- REMER, L. A. et al. **Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS: Collection 5,** 2006. Disponível em http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod02.pdf.
- RICCHIAZZI, P. et al. **SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's Atmosphere.** Bulletin of the American Meteorological Society, 1998. vol. 79. 2101-2114 p.
- SEINFELD, J. H. e PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change.** Nova Iorque: John Wiley & Sons, 1998. 1326p.
- SHETTLE, E. P. e FENN, R. W. **Models of the atmospheric aerosols and their optical properties.** AGARD Conf. Proc., Optical Propagation in the Atmosphere, Lyngby, Denmark, NATO Advisory Group for Aerospace Research, 1975. 2.1-2.16.
- SHINE, K. P. **Radiative forcing of climate change.** Space Science Reiews, 2000 no. 94. 363-373 p.
- SMIRNOV et al. **Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET database.** Remote Sensing of Environment, 2000. vol. 73. 337-349 p.
- STAMNES et al. **Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media.** Applied Optics, 1988. vol. 27. 2502-2509 p.
- THOMAS, G. E.; STAMNES, K. **Radiative transfer in the atmosphere and ocean.** Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 517 p.
- VERMOTE, E. F. et al. **Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum 6S: An overview.** IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1997a. vol. 35. 675-686 p.

- VERMOTE, E. F. et al. **Atmospheric correction of visible to middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces**: Background, operational algorithm and validation. *Journal of Geophysical Research*, 1997b. vol.102. 17131-17141 p.
- VILANI, M. T. et al. **Sazonalidade da radiação, temperatura e umidade em uma floresta de transição Amazônia cerrado**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2006 v.21, n.3b, 119-131p.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science**: An introduction survey. Califórnia: Academic Press, 2006. 483 p.
- WISCOMBE, W. J. **Improved Mie scattering algorithms**. *Applied Optics*, 1980. vol. 19. 1505-1509 p.
- YAMASOE, M.A. **Estudo das propriedades ópticas das partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros**. 1999. 273 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.