



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS - GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
CURSO DE DOUTORADO

TESE DE DOUTORADO

Juarez Dantas de Souza

Professor (Orientador): Bernardo Barbosa da Silva

Juan Carlos Ceballos

TÍTULO:

MODELO FÍSICO-MATEMÁTICO DE CORREÇÃO ATMOSFÉRICA
PARA IMAGENS TM - LANDSAT 5 E MODIS-TERRA/AQUA

Campina Grande, 13 de fevereiro de 2008.

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

JUAREZ DANTAS DE SOUSA

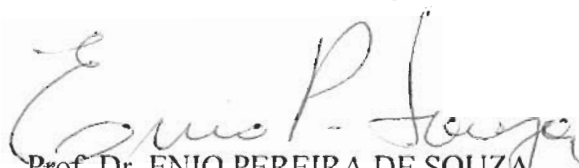
MODELO FÍSICO-MATEMÁTICO DE CORREÇÃO ATMOSFÉRICA PARA IMAGENS
TM –LANDSAT 5 MODIS-TERRA/AQUA

TESE APROVADA EM 13/02/2008

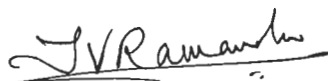
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. TANTRAVAHÍ VENKATA RAMANA RAO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. MÁRCIA AKEMI YAMASOE
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Universidade de São Paulo



Prof. Dr. JOSÉ LEONALDO DE SOUZA
Departamento de Meteorologia
Universidade Federal de Alagoas

A Meus pais Leonor e Antonio

Dantas (em memória).

AGRADECIMENTOS

Não foi uma tarefa fácil; ao longo do curso perdi seis parentes próximos que conviviam comigo, dentre eles meu pai, e ainda, fui submetido a duas cirurgias; por isso agradeço primeiramente a Deus, por ter me dado forças para concluir este trabalho.

Agradeço a minha esposa Socorro; aos meus filhos Kelly e Karcus, e minha nora Kézia pela tolerância com meu stress ao longo do curso e pelo apoio nos vários e sucessivos momentos difíceis, de doenças e mortes, pelos quais passei.

Ao meu querido neto Arthur, pelo sorriso ingênuo de lactente que tanto me fez aliviar os momentos tensos.

Ao amigo Saulo, pelo companheirismo sempre presente ao longo de todo curso.

A Divanete, pela eficiência e atenção no seu ofício de secretária de curso.

Aos professores Dr. Ramana Rao e Dr. Pedro Vieira pelo incentivo e confiança que depositaram em mim.

Ao professor Dr. Bernardo pela orientação e companheirismo ao longo do curso.

Ao professor Dr. Juan Ceballos pela atenção, orientação e ensinamentos durante a realização deste trabalho.

A UEPB pela liberação para cursar o doutorado.

A todos que de forma direta ou indireta contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Neste trabalho apresenta-se um modelo para correção atmosférica de imagens TM-Landsat 5 e MODIS - Terra/Aqua o qual é denominado ME. Este modelo destina-se ao aprimoramento da estimativa de temperatura e refletância de superfícies Lambertianas estimadas pelo algoritmo METRIC em condições de céu claro. A base do ME é a propagação da radiação na atmosfera utilizando o método de dois fluxos no espectro solar e uma solução simplificada da equação de *Schwarzschild* no intervalo espectral de 10,4 a 12,5 μm . O processo de espalhamento é descrito numa atmosfera subdividida em 16 camadas, utilizando uma estrutura estocástica. O modelo proposto estima com precisão a transmitância e a irradiância global a superfície com erro inferior ao SBDART, e permite estabelecer as funções necessárias para uma boa correção de efeitos atmosféricos contidos nos parâmetros de superfície armazenados pelo satélite. A transmitância e a radiação térmica da atmosfera são obtidas através de parametrizações com o objetivo de evitar a utilização de dados de radiossonda. Para estimar a temperatura da superfície (T_s) com imagens TM-Landsat 5 utiliza-se um **mono-window** e um **split-window** para imagens MODIS. Na estimativa da refletância da superfície (R_s) com imagens TM-Landsat 5 o modelo proposto apresenta um erro entre 1,5 e 5 % em relação aos valores medidos, enquanto o METRIC apresenta um erro que varia entre -10% e 11%. A eficiência do ME é a mesma tanto com imagens MODIS quanto com imagens TM-Landsat 5. Em locais com alta carga de aerossol o METRIC apresenta erros superiores a 50%, enquanto o ME apresenta erros inferiores a 15%. O erro na estimativa de T_s é menor que 1,8 K (com imagens TM-Landsat 5 e MODIS). Os resultados mostram que o ME é eficiente no processo de correção atmosférica na janela atmosférica e no espectro solar em locais com alta e baixa carga de aerossol.

ABSTRACT

In this work a model named ME is presented for atmospheric correction of TM-Landsat 5 and MODIS-Terra/Aqua images. This model improves the estimation of temperature and reflectance of Lambertian surfaces evaluated by METRIC algorithm under clear sky conditions. ME is based on the radiation propagation in the atmosphere using the two-stream method in the solar spectrum and a simplified solution of the Schwarzschild equation in the wavelength of 10,4 to 12,5 μm . The scattering process is described in an atmosphere subdivided into 16 layers using a stochastic structure. The proposed model estimates precisely the transmittance and the irradiance global at the surface with an error less than SBDART, and allows establishing the necessary functions for a good correction of atmospheric effects contained in the surface parameters stored by satellites. The transmittance and the thermal radiation of the atmosphere are obtained by means of parameterizations avoiding the use of radiosonde data. In order to estimate the surface temperature (T_s) with TM-Landsat 5 images a **mono-window** used and a **split-window** for the MODIS images. In the estimation of the surface reflectance (R_s) with TM-Landsat 5 images the proposed model presents an error between 1,5 and 5% in relation to the measured values, while METRIC presents an error between -10% and 11%. The ME efficiency is the same with MODIS and TM-Landsat 5 images. In places with high aerosol load, METRIC presents errors above 50%, while ME presents error under 15%. The estimation error for T_s is less than 1,8 K (with TM-Landsat 5 and MODIS images). The results show that ME is efficient in the process of atmospheric correction in the atmospheric window and in the solar spectrum in places with high and low aerosol loads.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE TABELAS	ix
LISTA DE QUADRO	xiii
LISTA DE SÍMBOLOS	xiv
LISTA DE SIGLAS	xviii
	pg
1. INTRODUÇÃO	1
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1. SENSORIAMENTO REMOTO: ALGUMAS CONSIDERAÇÕES	5
2.1.1. Radiação Eletromagnética	6
2.1.2. Irradiância Solar Espectral	6
2.1.3. Satélites	8
2.1.4. Sensores	9
2.1.4.1. TM – Landsat 5	9
2.1.4.2. EOS (Earth Observing System) – Terra/Aqua	12
2.1.5. Processamento de Imagens	13
2.1.6. Análise Espectral de Alvos	14
2.1.7. Aplicações de Imagens de Satélite	18
2.1.8. Correção atmosférica	19
2.1.9. Radiação Medida pelo Satélite: Conversão de Números Digitais (ND) em Radiação	25
2.2. RADIAÇÃO NO ESPECTRO SOLAR	25
2.2.1. Importantes Parâmetros na Propagação da Radiação Solar	26
2.2.2. Lei de Beer	31
2.2.3. Transferência Radiativa no Espectro Solar	32
2.2.4. O Método de Dois Fluxos	32
2.2.5. Propagação da Radiação Solar numa Única Camada	35
2.2.6. Propagação da Radiação Solar em Atmosfera de Multicamadas	35
2.2.7. Componentes Atmosféricos no Espectro Solar	43
2.2.7.1. Ozônio	44
2.2.7.2. Aerossol	46

2.2.7.3. Vapor d'água	49
2.2.8. Irradiância Global a Superfície	51
2.3. RADIAÇÃO NO IV TERMAL	52
2.4. CORREÇÃO ATMOSFÉRICA NO ESPECTRO SOLAR	55
2.5. CORREÇÃO ATMOSFÉRICA NA FAIXA TERMAL DE 10 A 13 μm	66
2.5.1. Temperatura de Brilho (T_b)	69
2.5.2. Temperatura Média do Ar (T_a)	69
2.5.3. Transmitância da Atmosfera na Faixa Termal de 10 a 13 μm	70
2.5.4. Emissividade da Superfície (ϵ_0)	71
2.5.5. Método Mono-Window	71
2.5.6. Método Split-Window	72
3. MATERIAL E MÉTODOS	73
3.1. MATERIAL	73
3.2. MÉTODOS	81
3.2. MÉTODO PARA OBTENÇÃO DA REFLETÂNCIA DA SUPERFÍCIE – R_s	84
3.2.1. Método para Avaliar o Desempenho do ME	81
3.2.2. Método para Estimar R_s	82
3.2.2.1. Efeito de Adjacência	86
3.2.2.2. Procedimento para Estimar o Albedo da Superfície - A_s	89
3.2.3. Método para Estimar a Temperatura da Superfície – T_s	90
3.2.3.1. Parametrização da Temperatura Média do Ar	90
3.2.3.2. Parametrização da Transmitância da Atmosfera no Espectro de 10 a 13 μm	91
3.2.3.4. Método para Estimar a Temperatura da Superfície Usando um Mono-window	93
3.2.3.4. Sensibilidade na Estimativa de T_s usando um Mono-window	94
3.2.3.5. Método para Estimar a Temperatura da Superfície Usando um Split-window	94
3.2.3.6. Procedimento para Estimar T_s	95
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	96
4.1. DESEMPENHO DO ME	96

4.1.1. Comparação com o SBDART no Computo da Transmitância numa Atmosfera Rayleigh Contendo Ozônio	96
4.1.2. Comparação com a Fórmula de Lacis & Hansen	97
4.1.3. Desempenho do ME na Estimativa da Irradiância Global a Superfície numa Atmosfera Real na Zona Rural	99
4.1.4. Desempenho do ME na Estimativa da Irradiância Global a Superfície numa Atmosfera Real com Queimadas	101
4.2. DESEMPENHO DE PARAMETRIZAÇÕES NO ESPECTRO DE 10 a 13 μm	103
4.2.1. Transmitância no espectro de 10 a 13 μm	105
4.2.2. Temperatura Média do Ar	107
4.2.3. Sensibilidade na Estimativa de T_s	107
4.3. CORREÇÃO ATMOSFÉRICA PARA OBTER R_s	108
4.3.1. Correção com Imagens TM-Landsat 5	109
4.3.1.1. Correção com Imagem Landsat na Sub-Região R1-Ceará	110
4.3.1.2. Correção com Imagem Landsat na Sub-Região R4 Pernambuco	115
4.3.1.3. Correção com Imagem Landsat na Sub-Região R5- S. Paulo	117
4.3.2. Correção com Imagens MODIS-Terra/Aqua	120
4.3.2.1. Correção com Imagem MODIS na Sub-Região R1 – Ceará	120
4.3.2.2. Correção com Imagem MODIS na Sub-Região R2 – Piauí	124
4.3.2.3. Correção com Imagem MODIS na Sub-Região R3 – Paraíba	127
4.3.2.4. Correção com Imagem MODIS na Sub-Região R5 – S. Paulo	131
4.3.2.5. Correção com Imagem MODIS na Sub-Região R6 – Mato Grosso	133
4.4. CORREÇÃO ATMOSFÉRICA PARA OBTER T_s	143
4.4.1. Simulações com Resultados de Qin et al. (2001)	143
4.4.2. Correção para Obter T_s com Imagem TM-Landsat 5	144
4.4.3. Correção para Obter T_s com Imagem MODIS-Terra/Aqua.	150
5. CONCLUSÕES	156
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	159
7. APÊNDICES	167
7. 1. APÊNDICE A	168
7. 2. APÊNDICE B	172
7. 3. APÊNDICE C	173
7. 4. APÊNDICE D	175

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1.	Irradiância espectral, em $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-2}$, referente ao espectro Solar de 0,3 a 3,0 μm . Os pontos vermelhos correspondentes a valores tabelados de Frolich & Wehrli (Iqbal, 1983). A curva contínua representa valores parametrizados neste trabalho.	8
Figura 2.2.	Curvas espectrais de água, solo e vegetação. Adaptada de Moreira e Shimabukuro, 2004.	15
Figura 2.3.	Curvas espectrais de dois cultivares diferentes de trigo submetidos às mesmas condições ambientais e nutricionais. Adaptada de Moreira e Shimabukuro, 2004.	16
Figura 2.4.	Estrutura de transições estocásticas.	39
Figura 2.5.	Albedo simples (ω_3) resultante da mistura ar e O_3 . Perfil vertical para os comprimentos de onda: 0,3; 0,5; 0,6 e 0,7 μm .	43
Figura 2.6.	Esquema ilustrativo. R_a é a refletância da atmosfera, R_s^* é a refletância da superfície do alvo e R_{sv} é a refletância do alvo adjacente.	58
Figura 3.1.	Local de experimento, instrumentos instalados a 1,5 m de altura do dorsel de bananeiras. a) torre com 8 m de altura, b) Saldo-radiômetro, c) analisador LI-7500, d) dorsel de bananeiras.	76
Figura 3.2.	Regiões onde se aplicou o modelo para fazer correção atmosférica em imagens do satélite Landsat 5 e MODIS.	78
Figura 4.1.1.	Comparação da transmitância entre o ME e o SBDART para uma atmosfera Rayleigh em que: $\text{O}_3 = 0,25 \text{ cm-atm}$; $R_s = 0$; $\mu_0 = 0,827$ e $P_0 = 970 \text{ mb}$	97
Figura 4.1.2.	Comparação entre o ME e a fórmula de Lacis & Hansen (1974) no cômputo da refletância planetária (R_p) em função do ângulo de incidência considerando; $\text{O}_3 = 0,3 \text{ cm-atm}$ e $P_0 = 950 \text{ mb}$.	98
Figura 4.1.3.	Comparação entre o ME e o SBDART. Transmitância total numa atmosfera rural. Parâmetros atmosféricos: $\mu_0 = 0,623$; $w = 2,7 \text{ g.cm}^{-2}$; $P_0 = 970 \text{ mb}$; $\text{O}_3 = 0,270 \text{ cm-atm}$; $\tau_a(0,55) = 0,12$, expoente de Angström = 0,63; $\omega = 0,93$ e $g = 0,64$.	100
Figura 4.1.4.	Ciclo diário da irradiância global (W.m^{-2}) à superfície para o dia 16/09/2005 em Quixeré. Desempenho do ME e do SBDART em relação ao valor medido pelo piranômetro CM3. Parâmetros	101

atmosféricos: $\tau_a(0.55) = 0,12$; expoente de Angström 0,63; $w = 2,7$ g.cm^{-2} , $P_0 = 970$ mb, $O_3 = 0,270$ cm-atm; $As = 0,15$ ao meio dia solar.

Figura 4.1.5.	Comparação entre o ME e o SBDART. Transmitância total numa região de queimadas. Parâmetros atmosféricos: $\mu_0 = 0,797$, $w = 3,26$ g.cm^{-2} , $P_0 = 980$ mb; $O_3 = 0,270$ cm-atm, $\tau_a(0,55) = 1,93$; expoente de Angström = 1,87.	103
Figura 4.1.6.	Desempenho do ME e SBDART. Ciclo diário da irradiância (W/m^2) à superfície para o dia 06/09/2005 em Cuiabá-Miranda. Os parâmetros atmosféricos são os mesmos utilizados na aplicação mostrada na Figura 4.1.5.	103
Figura 4.2.1.	Estimativa da transmitância (T_w) para perfis das Tabelas 3.4, aplicando as Eqs (3.3.3) e as parametrizações de Robert et al. (1976). a) desempenho da Eq. (3.3.3.a) para a banda 6 do Landsat 5, b) desempenho da Eq. (3.3.3.b) para a banda 31 do MODIS, c) desempenho da Eq. (3.3.3.c) para a banda 32 do MODIS.	106
Figura 4.2.2.	Sensibilidade do algoritmo na determinação de T_s através da Eq. (3.2.3.8).	108
Figura 4.3.1.	Imagem do Landsat 5 no dia 28/01/2006 na sub-região R1 – Ceará. Alvos selecionados, alvo A, superfície coberta por água, alvo B superfície com pouca vegetação, alvo C local de realização de experimento.	111
Figura 4.3.2.	Imagem do albedo referente ao local de experimento indicado na Figura 4.3.1.	111
Figura 4.3.3.a.	Refletância espectral referente às bandas do Landsat 5 para o alvo A indicado na Figura 4.3.2.a	114
Figura 4.3.3.b.	Refletância espectral referente às bandas do Landsat 5 para o alvo B indicado na Figura 4.3.2.a.	115
Figura 4.3.3.c.	Refletância espectral referente as bandas do Landsat 5 para o alvo C indicado na Figura 4.3.2.a.	115
Figura 4.3.4.	a) imagem do Landsat 5 no dia 15/10/2005 com imagem do Landsat 5 do dia 15/10/2005 na sub-região R4 (Petrolina), b) local onde se realizou medições de superfície.	116

Figura 4.3.5.	a) imagem do Landsat no dia 01/08/2005 na sub-região R5 da Figura. 4.3.1 de S. Paulo, b) imagem do albedo medido em superfície coberta por cana-de-açúcar, c) local de realização de experimento no cerrado.	119
Figura 4.3.6.	a) imagem de radiância MOD02 dia 10/12/2005 na sub- região R1, b) imagem do albedo obtida do MODIS, c) imagem do albedo corrigido por este trabalho.	121
Figura 4.3.7.a.	Refletância espectral, bandas MODIS, referentes ao alvo A da Figura 4.3.6.	123
Figura 4.3.7.b.	Refletância espectral, bandas MODIS, referentes ao alvo B da Figura 4.3.6.	123
Figura 4.3.7.c.	Refletância espectral, bandas MODIS, referentes ao alvo C da Figura 4.3.6.	124
Figura 4.3.8.	Sub-região (R2) no estado do Piauí. Os alvos em destaque apresentam cargas distintas de aerossol conforme consta na Tabela 3.2.	125
Figura 4.3.9.	Imagens do albedo referente aos alvos selecionados na Figura 4.3.8, e resultados nas Tabelas 4.3.6, 7, 8 e 9.	126
Figura 4.3.10.	a) aspecto da superfície no momento da passagem do satélite terra em 12/07/2005 na sub-região R3, b) imagem do albedo corrigido pelo ME, c) imagem do albedo fornecido pelo MODIS.	128
Figura 4.3.11.	a) aspecto da superfície no momento da passagem do satélite na sub-região R3 em 10/12/2005, b) albedo corrigido pelo ME, c) albedo fornecido pelo MODIS.	129
Figura 4.3.11.d.	Dados estatísticos de correção atmosférica na sub-região R3 (Figura 4.3.1), com imagens MODIS.	130
Figura 4.3.12.	a) composição das sete bandas refletivas do satélite Água (MYD02), b) albedo estimado pelo ME, c) albedo fornecido pelo MODIS.	132
Figura 4.3.13.	a) recorte da imagem MOD02 do dia 22/08/2005, sub-região R6 – MT, b) recorte da imagem MYD02 do dia 02/09/2005, sub-região R6 – MT. Os alvos A-i correspondem ao mesmo ponto	136

geográfico nas duas imagens.

Figura 4.3.14.a.	As e Rs estimadas pelo ME e fornecidos através das imagens MOD09 do dias 234 (sem ocorrência de queimadas) e MYD09 do dia 245 de 2005 (com ocorrência de queimadas), no alvo A-1 da Figura 4.3.13.	137
Figura 4.3.14.b.	As e Rs estimadas pelo ME e fornecidos através das imagens MOD09 do dias 234 (sem ocorrência de queimadas) e MYD09 do dia 245 de 2005 (com ocorrência de queimadas), no alvo A-2 da Figura 4.3.13.	137
Figura 4.3.14.c.	As e Rs estimadas pelo ME e fornecidos através das imagens MOD09 do dias 234 (sem ocorrência de queimadas) e MYD09 do dia 245 de 2005 (com ocorrência de queimadas), no alvo A-3 da Figura 4.3.13.	138
Figura 4.3.15.a.	Imagens composta pela refletância das sete bandas do MODIS e o albedo. Da esquerda para direita, referentes ao METRIC, ME e MODIS. Cruzamento das linhas brancas, alvo B-1 da Figura 4.3.13.b.	140
Figura 4.3.15.b.	As e Rs estimadas pelo METRIC, ME e MODIS no alvo B-1 da Figura 4.3.15.a.	140
Figura 4.3.16.a.	Imagens composta pela refletância das sete bandas do MODIS e o albedo. Da esquerda para direita, referentes ao METRIC, ME e MODIS. Cruzamento das linhas brancas, alvo B-2 da Figura 4.3.13.b.	141
Figura 4.3.16.b.	As e Rs estimados pelo METRIC, ME e fornecidos pelo MODIS no alvo B-2 da Figura 4.3.16.a.	141
Figura 4.3.17.a.	Imagens composta pela refletância das sete bandas do MODIS e o albedo. Da esquerda para direita, referentes ao METRIC, ME e MODIS. Cruzamento das linhas brancas, alvo B-3 da Figura 4.3.13.b.	141
Figura 4.3.17.b.	As e Rs estimadas pelo METRIC, ME e fornecidos pelo MODIS no alvo B-3 da Figura 4.3.17.a.	142
Figura 4.3.18.a.	Imagens composta pela refletância das sete bandas do MODIS e o albedo. Da esquerda para direita, referentes ao METRIC, ME e MODIS. Cruzamento das linhas brancas, alvo C da Figura 4.3.13.b	142

Figura 4.3.18.b.	As e Rs estimadas pelo METRIC, ME e fornecidos pelo MODIS no alvo C da Figura 4.3.18.a.	142
Figura 4.4.1.	Recorte de imagem TM – Landsat 5 do dia 04 de dezembro de 2000 referente a R4 na Figura 4.3.1. Aplicação do algoritmo nas áreas 1, 2 e 3 com (51 x 51) pixels. Áreas 1 (predomínio de solo vegetado), Área 2 (Solo quase homogêneo), Área 3 (predomínio de solo nu).	145
Figura 4.4.2.	A, C e E, mostram a variação de T_b , T_{ss} e T_s para as áreas A1, A2 e A3 indicadas na Figura 4.4.1; B, D e F mostram a variação média para as mesmas áreas.	147
Figura 4.4.3.a.	Imagem da T_{sc} corrigida conforme método desenvolvido neste trabalho. O cruzamento das linhas brancas indica local de realização de experimento na sub-região R1-CE (Figura 4.3.1).	149
Figura 4.4.3.b.	Histogramas referente a valores médios da T_{sc} (lado esquerdo) e da T_b (lado direito), obtidos de imagem Landsat 5 na sub-região R1 (Figura 4.3.1).	149
Figura 4.4.4.	Imagem de T_s corrigida por este trabalho na sub-região R3 (Figura 4.3.1).	150
Figura 4.4.5.	Histogramas de temperaturas da superfície e de brilho: a) Temperatura de brilho da banda 31, b) Temperatura de brilho da banda 32, c) T_s estimada por este trabalho, d) T_s obtida na imagem MOD11.	153
Figura 4.4.6.	Variação média da T_s (estimada por este trabalho), e T_b das bandas 31 e 32 de cada coluna da matriz pixel x pixel.	153
Figura 4.4.7.	Variação média da T_s (obtida na imagem MOD11), e T_b das bandas 31 e 32 de cada coluna da matriz pixel x pixel.	155

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1.	Características espectrais das bandas do TM-Landsat 5. Fonte: < http://www2.engesat.com.br >, acessado em 20/02/07.	10
Tabela 2.2.	Características radiométricas do sensor MODIS e suas aplicações. Fonte: http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php . Acessado em 20/02/07.	12
Tabela 2.3.	Porcentagem de albedo de algumas superfícies no espectro solar. Fonte: Oliveira et al. (2001).	17
Tabela 2.4.	Coefficiente de absorção para ozônio no ultravioleta (banda de Huggins) e no visível (banda de Chappuis).	45
Tabela 2.5.	Coefficientes de absorção para H ₂ O, $\beta_w(\lambda)$.	51
Tabela 2.6.	Constantes das funções de correção do METRIC para uso em imagens Landsat.5 Fonte Tasumi et al. (2007).	63
Tabela 2.7.	Constantes das funções de correção do METRIC para uso em imagens MODIS. Fonte Tasumi et al. (2007)	64
Tabela 3.1.	Locais de aplicações com imagens TM-Landsat 5. Os valores assinalados com * correspondem a medidas de superfície e os demais obtidos em imagens MODIS	79
Tabela 3.2.	Locais de aplicações com imagens MODIS. Os valores assinalados com * correspondem a medidas de superfície, os assinalados com ** fora, obtidos no site da AERONET e os demais em imagens MODIS.	79
Tabela 3.3.	Altitude (z) Pressão (mb), temperatura Tz (K) e água precipitável Wz (g.cm ⁻²) na altitude z, referentes a dados de sondagem de 11 de agosto de 1985 em Petrolina.	80
Tabela 3.4.a.	Sondagem remota produto MOD07 dia 01/08/2005 no ponto (12°25'49,29"S; 41°48'22,63" W)	80
Tabela 3.4.b.	Sondagem remota produto MOD07 dia 01/08/2005 no ponto (13°55'13,54" S; 39°33'24,58" W).	80
Tabela 3.4.c.	Sondagem remota produto MOD07 dia 03/12/2005 no ponto (8°57'29,37"S; 33°03'26,04"W).	81
Tabela 3.4.d.	Sondagem remota produto MOD07 dia 12/07/2005 no ponto (5°04'13,48"S; 37°52'20,36 W).	81

Tabela 3.5.	Limites de integração, λ_1 e λ_2 (μm), para p_i na composição do albedo A_s	88
Tabela 4.2.1.	Valores estimados de água precipitável ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$) referente as sondagens das Tabs. (4.2.2.a, b, c e d).	104
Tabela 4.2.2.	Estimativa da temperatura do ar usando dados de radiossondagem apresentados nas Tabs. (3.3), (3.4.a, b, c e d).	107
Tabela 4.3.2.	Albedo (A_s - sem correção de adjacência e A_s^* - com correção de adjacência) nos pontos A, B e C da Figura 4.3.2.a.; medido pelo CNR1, estimados pelo ME com e sem correção de efeitos adjacentes e pelo METRIC.	113
Tabela 4.3.3.	Albedo (A_s) medido e estimado pelo ME e METRIC com imagem do Landsat 5 do dia 15/10/2005 na sub-região R4 (Petrolina).	117
Tabela 4.3.4.a.	Albedo medido e estimado pelo ME e METRIC na sub-região R5 - S. Paulo	119
Tabela 4.3.4.b.	Erro relativo na estimativa de A_s nas sub-regiões R1 (Alvo C), R4 e R5; usando imagens do Landsat 5.	119
Tabela 4.3.5.	Albedo estimado e medido referente a imagem da Figura 4.3.6.	122
Tabela 4.3.6.	Albedo médio e desvio padrão (DP). Valores estimados com o ME e METRC, e fornecido pelo MOD09 para a sub-região R2 - Piauí.	127
Tabela 4.3.7.	Albedo médio e desvio padrão (DP). Valores estimados com o ME, METRIC e fornecido pelo MOD09. Albedo medido no alvo selecionado na Figura 4.3.10.a.	129
Tabela 4.3.8.	Albedo médio da sub-região R5 – S. Paulo, valores estimados nos pontos onde foram fornecidos valores de superfície e sobre as águas de um rio da região.	133
Tabela 4.3.9.	Tabela 4.3.12. Resumo da aplicação na região de queimadas, albedo nos alvos A-i da Figura 4.3.13.	135
Tabela 4.3.10.	Albedo fornecido pelo MODIS e estimado pelo ME e METRIC. Os valores entre parêntese correspondem ao erro do albedo estimado em relação ao fornecido pelo MODIS.	140
Tabela 4.4.1.	Comparação de resultados com Qin et al. (2001).	144
Tabela 4.4.2.	Parâmetros da distribuição de T_b , T_{ss} e T_s , expressos em K, referentes a toda cena da Figura 4.4.1.	146

LISTA DE QUADROS

Quadro 1.	Alguns produtos MODIS	74
Quadro 2.	Procedimento para obtenção de Rs	89
Quadro 3.	Procedimento para obtenção de Ts	95

LISTA DE SIMBOLOS

LATINOS:

A_s – Albedo da superfície.

A_{DF} – Absortância difusa

$b(\mu)$ – fração de retroespalhamento

$\hat{b}^{\uparrow\downarrow}$ - fração média de retroespalhamento de radiação difusa

$B_\lambda(t)$ - função de Planck

dfs - fator de correção de excentricidade da órbita terrestre referente

$E^\downarrow(\tau)$ - irradiância difusa descendente

$E^\uparrow(\tau)$ - irradiância difusa ascendente

$E_G(\tau)$ - irradiância global

$E_L(\mathbf{r})$ - irradiância líquida

f – peso da função delta

G - irradiância global a superfície

g - fator de assimetria

$J_\lambda(r, \Omega)$ – função fonte

Kc – fator de correção na estimativa das funções de correção atmosférica no Me

La - radiância da atmosfera

Lp - radiância no nível do satélite

Ls - radiância da superfície

$L_\lambda(r, \Omega)$ – radiância espectral

L_1 - coeficiente de primeira ordem no desenvolvimento em série de polinômios de Legendre para a função de fase

$M^{\uparrow}(r)$ - irradiância ascendente relativa a incidente no topo da atmosfera

$M^{\downarrow}(r)$ - irradiância descendente relativa a incidente no topo da atmosfera

$M_G(\tau)$ - irradiância global

$M_L(r)$ - irradiância líquida

N - número de camadas horizontais da atmosfera

$P(\mathbf{r}, \Omega', \Omega)$ - função de fase

$p_0, p_1, p_2, \dots, p_k$ - estados iniciais no processo estocástico

Q - matriz de Markov.

R_s - refletância da superfície

R_p - refletância planetária

R_a - refletância intrínseca da atmosfera

R_{DF} - refletância difusa

R_s^* - refletância da superfície com correção de adjacência.

R_{sv} - refletância da vizinhança

$\langle R_s \rangle$ - refletância média da superfície

SS - aproximação de dois fluxos em homenagem a Schuster e Schwarzschild

$S_{\lambda}(0) = S_0$ fluxo espectral incidente no topo da atmosfera

T_b - temperatura de brilho

T_s - temperatura da superfície

T_a - temperatura da atmosfera

T_o - temperatura próxima a superfície

z - altitude

Z - ângulo zenital de incidência

w - água precipitável

GREGOS:

α - expoente de Angström

α_{ij} - coeficientes parametrizados referentes ao método de dois fluxos

β_a - coeficiente linear de absorção

β_e - coeficiente linear de extinção

β_s - coeficiente linear de espalhamento

$\beta_3(\lambda)$ - coeficiente linear de absorção do O₃

$\beta_w(\lambda)$ - coeficiente linear de absorção de H₂O no espectro solar

β_{wc} - coeficiente absorção contínua de H₂O na faixa de 8 a 13 μm

ε - emissividade

ε_0 - emissividade da superfície

κ - coeficiente mássico de atenuação

λ - comprimento de onda

μ - ângulo de inclinação em relação ao eixo vertical da superfície

$\hat{\mu}^{\uparrow\downarrow}$ - co-seno médio do ângulo de dispersão para radiação difusa

$\mu_0 = \cos Z$ = co-seno do ângulo zenital do sol

Ω - direção de propagação de radiação

ρ - densidade

σ - secção eficaz

Π - estado final de um fóton no processo estocástico

τ - profundidade óptica

θ – ângulo de dispersão

ν – número de onda em cm^{-1}

ω - albedo simples

Γ_{DF} – transmitância difusa

Γ_{DR} – transmitância direta

Γ_T – transmitância total

$\Gamma(\mu_0)$ - transmitância da atmosfera na direção μ_0

Γ_W - transmitância devido ao vapor d'água

LISTA DE SIGLAS

5S - Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum

6S - Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum

AERONET - AErosol RObotic NETwork

AVHRR - Advanced Very High Resolution Radiometer

CNR1 – Campbell Net Radiometer

DISORT- Discrete Ordinates Radiative Transfer (Program for a Multi-Layered Plane-Parallel Medium)

DOS - Dark Object Subtraction

EOS - Earth Observing System

ERDAS - Earth Resources Data Analysis System

ETR - Equação de Transferência Radiativa

LOWTRAN - LOW Atmospheric Radiance and TRANsmittance

ME - Modelo Estocástico

METRIC - Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration.

MODIS - Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MODTRAN - MODerate resolution atmospheric TRANsmission

MOD02 – Produto de radiância referente ao satélite Terra, fornecido pela NASA

MOD03 – Produto de geo-localização referente ao satélite Terra, fornecido pela NASA.

MOD04 – Produto referente a carga de aerossol na atmosfera, fornecido pela NASA

MOD05 – Produto referente a concentração de H₂O na atmosfera, fornecido pela NASA

MOD07 – Produto referente a sondagem remota, fornecido pela NASA

MOD08 – Produto referente a concentração de H₂O, O₃ e aerossol na atmosfera, fornecido pela NASA.

MOD09 – Produto de refletância da superfície referente ao satélite Terra, fornecido pela NASA

MOD11 – Produto referente a temperatura da superfície, fornecido pela NASA.

MYD02 – Produto de radiância referente ao satélite Aqua, fornecido pela NASA.

MYD09 – Produto de refletância da superfície referente ao satélite Aqua, fornecido pela NASA.

TM - Thematic Mapper

NASA - National Aeronautics and Space Administration

ND - Número digital

NDVI – Normalized Difference Vegetative Index

SBDART- Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer

SEBAL – Surface Energy Balance Algorithms for Land

SMART - Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer

SolRad-Net - Solar Radiation Network

SOS - Successives orders of Scattering

TOVS -TIROS Operational Vertical Sounder

1 INTRODUÇÃO

A temperatura e o albedo da superfície são fundamentais na estimativa do saldo de radiação no monitoramento de culturas, processos de evapotranspiração e estresse hídrico. Na grande maioria das regiões e principalmente na agricultura irrigada, é necessário o uso racional dos recursos hídricos. Através de processos de evapotranspiração de culturas, é grande o volume de água que se perde para a atmosfera o que torna fundamental desenvolver estudos no sentido de gerenciar a utilização de água em culturas. Neste contexto, a refletância da superfície deve ser analisada de forma cuidadosa para cada tipo de cultura e superfície, principalmente através de dados gerados por imagens de satélite que têm grande cobertura espacial. Por conseguinte, é interessante que esses parâmetros sejam determinados com precisão. Os satélites registram em seus sensores sinais emergentes no topo da atmosfera que são convertidos em radiância, referente às propriedades de reflexão (influenciada por efeitos de absorção e espalhamento pelos componentes atmosféricos) ou emissão (influenciada por efeitos de absorção) da superfície. Os componentes atmosféricos que mais influenciam o sinal do satélite são: a) no espectro solar, o ozônio (O_3), vapor d'água (H_2O), dióxido de carbono (CO_2), moléculas de ar e aerossol, e b) na janela atmosférica, o vapor d'água.

Por ter absorção fraca nas faixas espectrais, objeto de estudo deste trabalho, o CO₂ não será considerado.

Para estimar os parâmetros de uma superfície usando imagens de satélite, é necessário estabelecer uma relação entre as propriedades físicas do material que a compõem e a radiação no topo da atmosfera. Para tanto, é preciso eliminar os efeitos atmosféricos (correção atmosférica) com métodos eficientes. Esses efeitos podem ser eliminados usando apenas as propriedades de transmitância, absorvância e refletância direcional da atmosfera usando métodos alternativos, empíricos ou parametrizados, que por regra são considerados simples e métodos físicos fundamentados na equação de transferência radiativa, considerados mais exatos e mais complexos. Como exemplo, o procedimento usado para estimar a refletância da superfície no algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) pode ser considerado um método empírico, no qual as funções de correção atmosférica são determinadas sem considerar os parâmetros físicos envolvidos no processo de transferência radiativa. Já o procedimento utilizado no método METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration) pode ser considerado como parametrizado, as funções de transferência radiativa são definidas através de simulações com código de transferência radiativa e dados da própria imagem. Um exemplo de método físico é o código 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) (Vermote et al. 1997), atualmente o mais sofisticado e mais preciso, é a base do algoritmo de correção atmosférica utilizado pela NASA para fornecer refletância da superfície corrigida dos efeitos atmosféricos através dos produtos MOD09 (Vermote & Vermeulen, 1999). Embora os métodos empíricos apresentem resultados satisfatórios, é possível obter resultados mais exatos fazendo uma correção atmosférica mais apurada. Para esse propósito os códigos de transferência radiativa como o MODTRAN

(MODerate Atmospheric Radiance and TRANsmittance), Berk et al. (1983); LOWTRAN (LOW Atmospheric Radiance and TRANsmittance), Kneizys et al. (1988); SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer), Richiazzi et al. (1998); e 6S são muito utilizados.

Aplicações de modelos de transferência radiativa são comuns em pesquisas que requerem acurácia na determinação da refletância e do albedo da superfície. No entanto, esses modelos não fazem correção atmosférica diretamente, e além da complexidade envolvendo espalhamento e absorção de radiação usualmente exigem criação de tabelas para diferentes tipos de aerossóis além da necessidade de conhecimento teórico específico para sua operacionalização, o que representa dificuldades para muitos pesquisadores, que atuam na área de hidrologia e agrometeorologia, interessados em balanço de radiação. Esse fato tem motivado muitos pesquisadores a utilizar métodos empíricos nos quais, se por um lado apresentam algumas limitações e algum prejuízo na acurácia, por outro, são simples e práticos.

No SEBAL, não se faz correção atmosférica para estimar a temperatura da superfície. Por sua vez usa um método empírico muito simples e prático de correção atmosférica para estimar o albedo. No entanto, esse método apresenta algumas limitações: é aplicado apenas a imagens Landsat, a atmosfera precisa ter baixa carga de aerossol, é necessário o conhecimento das propriedades refletivas de pelo menos um pixel no momento da passagem do satélite, as funções de correção atmosférica restringem-se a transmitância, que varia apenas com a altura e é imprópria para correção por bandas. Segundo Tasumi et al. (2007) o método pode reduzir a acurácia na estimativa do balanço de radiação em até 15%.

Considerando o algoritmo SEBAL e suas limitações, Tasumi et al. (2007) definem empiricamente as funções de correção atmosférica (transmitância e refletância) por bandas. O método é incorporado ao METRIC e apresenta um avanço no sentido de melhorar o desempenho do SEBAL. No entanto, apresenta algumas limitações: não é aconselhado para ângulos de visada maiores que 20°, e assim como o SEBAL não faz correção de efeitos adjacentes; as funções de correção atmosférica são constantes em relação a carga de aerossol na atmosfera, e apresenta erro na estimativa da refletância da atmosfera na banda 7 do MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) e banda 5 do Landsat 5.

O trabalho que se propõe busca equacionar: complexidade, simplicidade, acurácia e praticidade. Com essa visão, este trabalho tem por objetivos: 1) desenvolver um modelo de correção atmosférica no espectro solar, usando um modelo estocástico (ME) (Ceballos, 1988) para descrever a propagação da radiação solar numa atmosfera de várias camadas, 2) apresentar um modelo de correção atmosférica, confiável para estimar a refletância do solo numa atmosfera, com baixa e alta carga de aerossol, 3) desenvolver um modelo de correção atmosférica para estimar a temperatura da superfície, usando parametrizações simples nos métodos **mono** e **split-window**, 4) apresentar um método eficiente e de fácil manuseio de correção atmosférica, cujo produto final (albedo e temperatura da superfície) propicie aos pesquisadores que usam algoritmos na linha do METRIC e SEBAL, melhorar a acurácia na estimativa do balanço de radiação.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. SENSORIAMENTO REMOTO: ALGUMAS CONSIDERAÇÕES

Nos últimos anos o sensoriamento remoto em escala regional ou global constituiu-se num instrumento de muita importância em estudos de variações climáticas e impactos ambientais dentre outras (Moreira e Shimabukuro, 2004; Figueiredo, 2005). Os princípios do sensoriamento remoto constam na *Resolução 41/65 da Assembléia Geral da ONU, de 9 de dezembro de 1986*, onde são definidos os termos fundamentais relativos às atividades de sensoriamento remoto. De um modo geral, o sensoriamento remoto pode ser considerado como um conjunto de técnicas que permite obter informações da superfície da terra, ver; DSR/INPE, (2003) e Figueiredo, (2005). O desenvolvimento tecnológico espacial, em particular, referente aos satélites artificiais, tornou possível a coleta de dados da superfície da terra e a aquisição de imagens da sua superfície, através de sensores remotos. Nos últimos anos, inúmeros trabalhos foram produzidos, usando dados fornecidos por imagem de satélite para estimar, por exemplo, temperatura (Sobrinho et al., 2004), refletância de superfície (Liang, et al., 1999) e aerossol na atmosfera (Holben et al., 1998; Remer et al., 2005).

2.1.1. Radiação Eletromagnética

Define-se radiação electromagnética como uma combinação de um campo elétrico e outro magnético que se propagam através do espaço transportando energia. Toda matéria a uma temperatura superior a 0 K emite radiação eletromagnética; essa radiação ao incidir sobre a superfície de outra matéria pode ser refletida, absorvida ou transmitida. Quando um corpo absorve radiação, ele a emite em diferentes comprimentos de onda. A troca de energia entre a Terra e o Universo ocorre por radiação. O sistema Terra-atmosfera está constantemente absorvendo radiação solar e emitindo sua própria radiação para o espaço. Essa radiação tem papel importante na transferência de calor entre a superfície da Terra e a atmosfera, e as diferentes camadas da atmosfera.

Os processos de emissão, absorção, reflexão e transmissão ocorrem simultaneamente. A intensidade com que cada processo ocorre depende das propriedades físicas e químicas da matéria e ainda, varia conforme a região espectral. Essa variação espectral denomina-se “assinatura espectral”.

2.1.2. Irradiância Solar Espectral

A distribuição da radiação solar que atinge a superfície da Terra pode ser considerada como uma função da irradiância extraterrestre e dos constituintes atmosféricos.

O espectro solar, conforme Iqbal (1983) pode ser considerado em três faixas:

- **Ultravioleta (UV):** Faixa espectral 0,0 - 0,4 μm , correspondente a 7,19 % da constante solar ($1367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$). A radiação nessa faixa espectral é nociva ao ser humano, entretanto é fortemente absorvida pelo O_3 estratosférico na faixa espectral 0,17 a 0,33 μm .
- **Visível (V):** Faixa espectral 0,4 – 0,77 μm , corresponde a 46,41 % da constante solar. Nessa região, predomina a dispersão Rayleigh, a absorção e espalhamento por aerossol.
- **Infravermelho (I):** Faixa espectral $> 0,77 \mu\text{m}$, corresponde a 46,4 % da constante solar.

Para o sensoriamento remoto são importantes as seguintes faixas:

- **Visível:** faixa espectral dividida em (Vianello e Alves, 1991):
 - **Violeta:** 0,39 – 0,45 μm .
 - **Azul:** 0,45 – 0,49 μm .
 - **Verde:** 0,49 – 0,58 μm .
 - **Amarelo:** 0,58 – 0,60 μm .
 - **Laranja:** 0,60 – 0,62 μm .
 - **Vermelho:** 0,62 – 0,77 μm ;
- **Infra-vermelho próximo** 0,77 – 1,1 μm ; nessa região a propagação da radiação solar é influenciada por vapor d'água, aerossóis e pela dispersão Rayleigh.
- **Infravermelho médio:** 1,1 – 3,0 μm ; nesta região, predomina as bandas de absorção por vapor d'água. A dispersão Rayleigh e a absorção por aerossóis (dependendo do tamanho das partículas) podem ser ignoradas.
- **Infravermelho termal:** 3,0 – 14,0 μm ; nesta região a radiação é atenuada pela absorção de vários gases. A faixa espectral de 10 a 13 μm correspondente a janela atmosférica na qual se considera que a absorção é apenas devida ao vapor d'água com a

Terra apresentando um pico de energia emitida o que propicia estimativas de temperatura da superfície.

Neste trabalho, os valores da irradiância espectral de 0,3 a 3,0 μm , são representados conforme se mostra na Figura 2.1. A curva contínua representa valores estimados conforme ajuste de curvas realizadas neste trabalho e os pontos vermelhos representam valores de Frolich & Wehrli (Iqbal, 1983) em que a constante solar vale 1367 Wm^{-2} .

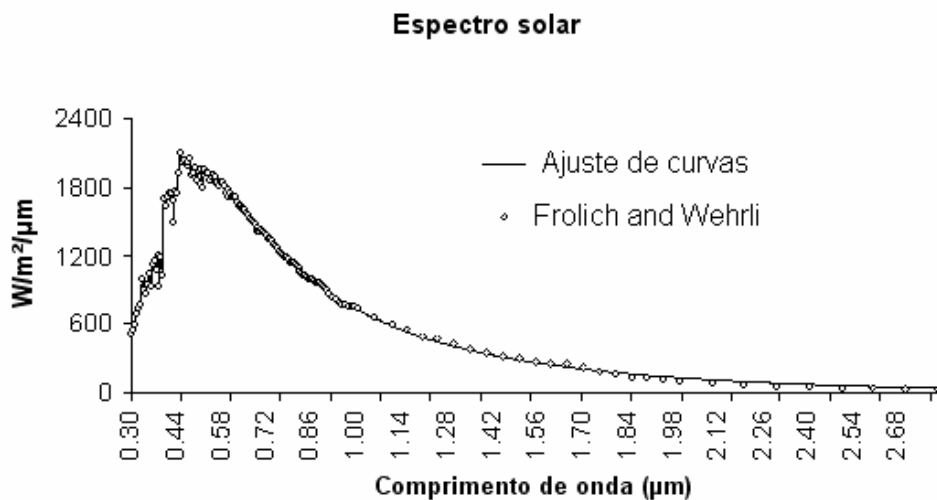


Figura 2.1. Irradiância espectral, em $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-2}$, referente ao espectro Solar de 0,3 a 3,0 μm . Os pontos vermelhos correspondentes a valores tabelados de Frolich & Wehrli (Iqbal, 1983). A curva contínua representa valores parametrizados neste trabalho.

2.1.3. Satélites

São muitos os satélites em órbita no espaço obtendo informações sobre o sistema Terra-atmosfera. Este trabalho, no entanto, está direcionado para os satélites

Landsat 5 e EOS-Terra/Aqua, no que diz respeito a dados de temperatura e refletância da superfície.

2.1.4. Sensores

Sensores: são equipamentos capazes de coletar energia proveniente do objeto, convertê-la em sinal passível de ser registrado e apresentá-lo em forma adequada à extração de informações, e **Sensores remotos:** são sistemas fotográficos ou óptico-eletrônicos capazes de detectar e registrar, sob a forma de imagens ou não, o fluxo de energia radiante refletido ou emitido por objetos distantes. Mais informações pode ser vistas em: < <http://www.dpi.inpe.br/>>.

2.1.4.1. TM-Landsat 5

O TM (Thematic Mapper) a bordo do satélite Landsat 5 que orbita a 705 km de altura em órbita heliossíncrona, tem um sistema de varredura transversal e um conjunto de elementos detectores individuais para fornecer imagem da superfície terrestre em 7 bandas espectrais. O sensor tem resolução espectral na faixa 0,45 a 12,5 μm , com resolução espacial 30 m x 30 m nas bandas: 1, 2, 3, 4, 5 e 7 (sensíveis no espectro solar) e de 120 m x 120 m na banda 6 (sensível à radiação térmica). Na Tabela 2.1, mostram-se as características espectrais de cada banda do TM-Landsat 5.

Tabela 2.1. Características espectrais das bandas do TM-Landsat 5.

Fonte: <<http://www2.engesat.com.br>>, acessado em 20/02/07.

Banda	Intervalo espectral (µm)	Principais características e aplicações das bandas do TM-Landsat 5
1	(0,45 - 0,52)	Apresenta grande penetração em corpos de água, com elevada transparência, permitindo estudos batimétricos. Sofre absorção pela clorofila e pigmentos fotossintéticos auxiliares (carotenóides). Apresenta sensibilidade a plumas de fumaça oriundas de queimadas ou atividade industrial. Pode apresentar atenuação pela atmosfera.
2	(0,52 - 0,60)	Apresenta grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de quantidade e qualidade. Boa penetração em corpos de água.
3	(0,63 - 0,69)	A vegetação verde, densa e uniforme, apresenta grande absorção, ficando escura, permitindo bom contraste entre as áreas ocupadas com vegetação (ex.: solo exposto, estradas e áreas urbanas). Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal (ex.: campo, cerrado e floresta). Permite o mapeamento da drenagem através da visualização da mata galeria e entalhe dos cursos dos rios em regiões com pouca cobertura vegetal. É a banda mais utilizada para delimitar a mancha urbana, incluindo identificação de novos loteamentos. Permite a identificação de áreas agrícolas.
4	(0,76 - 0,90)	Os corpos de água absorvem muita energia nesta banda e ficam escuros, permitindo o mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos de água. A vegetação verde, densa e uniforme, reflete muita energia nesta banda, aparecendo bem clara nas imagens. Apresenta sensibilidade à rugosidade da copa das florestas (dossel florestal). Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo a obtenção de informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia. Serve para análise e mapeamento de feições geológicas e estruturais. Serve para separar e mapear áreas ocupadas com pinus e eucalipto. Serve para mapear áreas ocupadas com vegetação que foram queimadas. Permite a visualização de áreas ocupadas com macrófitas aquáticas (ex.: aguapé). Permite a identificação de áreas agrícolas.
5	(1,55 - 1,75)	Apresenta sensibilidade ao teor de umidade das plantas. Esta banda sofre perturbações em caso de ocorrer excesso de chuva antes da obtenção da cena pelo satélite.
6	(10,4 - 12,5)	Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais de rochas, solos, vegetação e água.
7	(2,08 - 2,35)	Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo obter informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia. Esta banda serve para identificar minerais com íons hidroxilas. Potencialmente favorável à discriminação de produtos de alteração hidrotermal.

2.1.4.2. EOS (Earth Observing System) – Terra/Aqua

O sensor MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) acoplado ao satélite EOS – Terra/Aqua, orbitando a 705 km de altitude, passando no Equador às 10:30h e às 13:30h, respectivamente. É um espectrorradiômetro imageador composto por um scanner óptico de varredura transversal e um conjunto de elementos detectores individuais, para fornecer imagem da superfície terrestre em 36 bandas espectrais descritas na Tabela 2.2.

O MODIS foi construído a partir da experiência prévia com o AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) e o TM (Thematic Mapper), para fornecer informações mais precisas. Este sensor tem resolução espectral: $10 \text{ nm} \leq \Delta\lambda \leq 500 \text{ nm}$ na faixa 0,407 – 14,385 μm , resolução espacial de 250 m nas bandas 1 e 2, resolução espacial de 500 m nas bandas 3, 4, ..., 7, e de 1 km nas demais bandas propiciando novas oportunidades para o sensoriamento remoto. A NASA tem investido no desenvolvimento de algoritmos mais eficazes para o MODIS, que pode prover novos conjuntos de dados para pesquisas das mudanças globais (Vermote et al., 2002). Informações sobre o sensor MODIS podem ser encontradas no site: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>.

Na Tabela 2.2 as bandas 1-19 e 26 formam o conjunto de bandas refletivas, compreendem a região espectral 0,405 – 2,155 μm . Nessa região espectral são coletados dados referentes a: NDVI (Normalized Difference Vegetative Index), cobertura do solo,

Tabela 2.2. Características radiométricas do sensor MODIS e suas aplicações.

Fonte: <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>. Acessado em 20/02/07.

Banda	Intervalo espectral (µm)	Radiância (W.m ⁻² .µm ⁻¹ .sr ⁻¹)	Uso principal
1	0,62 – 0,67	21,8	Terra, Nuvens Camada limite de aerossol
2	0,841 – 0,876	24,7	
3	0,459 – 0,479	35,3	Terra, nuvens, Propriedades aerossol
4	0,545 – 0,565	29,0	
5	1,230 – 1,250	5,4	
6	1,628 – 1,652	7,3	
7	2,105 – 2,155	1,0	
8	0,405 – 0,420	44,9	Cor do oceano, Fitoplâncton
9	0,438 – 0,448	41,9	
10	0,483 - 0, 493	32,1	
11	0,526 – 0,536	27,9	
12	0,546 – 0,556	21,0	
13	0,662 – 0,672	9,5	
14	0,673 – 0,683	8,7	
15	0,743 – 0,753	10,2	
16	0,862 – 0,877	6,2	
17	0,890 – 0,920	10,0	
18	0,931 – 0,941	3,6	
19	0,915 – 0,965	15,0	
20	3,660 – 3,840	0,45	Terra Nuvens Temperatura
21	3,929 – 3,989	2,38	
22	3,929 – 3,989	0,67	
23	4,020 – 4,080	0,79	
24	4,433 - 4,498	0,17	Temperatura da Atmosfera
25	4,482 - 4,549	0,59	
26	1,360 - 1,390	6,00	Nuvens Cirrus, Vapor d'água
27	6,535 - 6,895	1,16	
28	7,175 - 7,475	2,18	
29	8,400 - 8,700	9,58	Propriedades de nuvens
30	9,580 - 9,880	3,69	Ozônio
31	10,780 - 11,280	9,55	Terra, Nuvens, Temperatura
32	11,770 - 12,270	8,94	
33	13,185 - 13,485	4,52	Altitude do Topo de nuvens
34	13,485 - 13,785	3,76	
35	13,785 - 14,085	3,11	
36	14,085 - 14,385	2,08	

clorofila e propriedades de aerossol. As bandas 20-25, 27-36 formam o conjunto de bandas emissivas, compreendem a região espectral 3.660 – 14.385 μm .

2.1.5. Processamento de Imagens

A imagem gerada por um sensor remoto é constituída por uma matriz de pontos denominados pixel, os quais representam a quantidade de radiação refletida ou emitida por partes da cena observada.

Existem vários aplicativos comerciais bastante difundidos entre outros, ERDAS, ENVI, que são usados no processamento de imagens de satélite. Neste trabalho, será usado o ERDAS versão 8.7.

O processamento de imagens tem como dado de entrada a imagem bruta referente a cada banda espectral do satélite. Há no momento uma versão nacional, o “SPRING”, desenvolvida pelo INPE, ela é gratuita e tem sido usado intensivamente em SIG e também em processamento de imagens. A obtenção dos dados espectrais, referentes a cada banda, é feita com a introdução de algoritmos próprios para estimativa dos respectivos dados dessa banda, gerando uma nova imagem e assim são feitas sucessivas modificações até obter-se uma imagem final, que represente a estimativa dos dados em estudo.

2.1.6. Análise Espectral de Alvos

A extração de informações e a utilização de dados coletados por sensores remotos são feitas através da análise espectral de alvos observados na superfície, tendo como base a radiação refletida ou emitida pelos mesmos e, por conseguinte, para se conhecer o comportamento espectral de um alvo é preciso levar em conta os parâmetros espectrais de propagação da radiação, a refletância, a transmitância e a absorvância.

É através das medidas realizadas por um sensor que se verifica a quantidade de radiação refletida ou emitida pelos alvos. As características físicas, químicas ou biológicas, são próprias de cada alvo, o que determina seu comportamento espectral. A radiação refletida caracteriza a refletância de alvos, a qual tem fundamental utilização em modelos de transferência radiativa.

A refletância espectral constitui a principal informação para distinguir alvos mediante imagens de satélite. Os alvos mais sensíveis em relação à radiação refletida são: o solo, a água e a vegetação (Moreira e Shimabukuro, 2004), de forma que suas características espectrais constituem elementos fundamentais para a interpretação de dados de sensoriamento remoto. Esses três tipos de alvo apresentam comportamentos espectrais totalmente diferentes entre si, conforme mostrado na Figura 2.2 (Moreira e Shimabukuro, 2004).

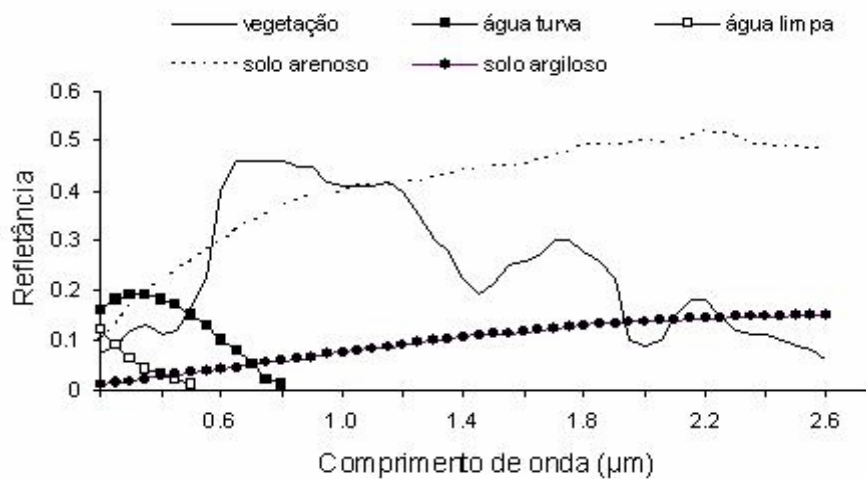


Figura 2.2. Curvas espectrais de água, solo e vegetação. Adaptada de Moreira e Shimabukuro, 2004.

O comportamento espectral da água pode ser influenciado pela presença de materiais dissolvidos ou em suspensão contidos no seu volume. A presença de matéria orgânica dissolvida desloca o máximo da refletância para a faixa do verde-amarelo, enquanto que a matéria inorgânica em suspensão desloca o máximo da refletância espectral na direção do vermelho. A refletância espectral de uma superfície de água pode, ainda, ser alterada conforme a rugosidade da superfície, em que quanto maior for o fator de rugosidade maior a intensidade de refletância difusa.

São vários os fatores que podem influenciar o sinal da radiância referente a uma superfície vegetada, registrada por um satélite.

A vegetação pode ser entendida como um conjunto de plantas que ocupa uma determinada área geográfica. A curva espectral da vegetação apresenta um comportamento bastante diferente nas regiões do visível e do infravermelho próximo. Na região do visível a refletância é relativamente baixa, devido à absorção da radiação por elementos fotossintéticos (clorofila, carotenos, xantofilas) (Freire, 1996, Moreira e Shimabukuro, 2004). Na região entre 0,4 e 0,6 µm (região entre o azul e o vermelho), a clorofila absorve

fortemente a radiação incidente; com a redução da intensidade de clorofila, a refletância do vermelho aumenta e a vegetação se torna amarela.

Na região do infravermelho próximo (0,7 – 1,1) μm , a refletância dos vegetais é bastante significativa apresentando valores máximos ao passo que a absorção tem valores baixos. Conforme Moreira e Shimabukuro, (2004), quando uma planta sofre qualquer estresse, a curva espectral da refletância sofre algumas alterações ao longo do espectro eletromagnético.

Um estudo mais detalhado sobre as características de um determinado alvo deve conter informações sobre o seu comportamento espectral representado por uma curva espectral e informações sobre: condições climáticas, horário de medições, instrumentos e condições experimentais. Na Figura 2.3, (Moreira e Shimabukuro, 2004), mostra-se diferença no comportamento da curva de refletância para uma mesma vegetação, no caso trigo, mas com métodos de irrigação diferentes. Como pode ser visto através da Figura 2.3, existe diferença no comportamento espectral de um mesmo tipo de vegetação, decorrente dos modos distintos de cultivo entre elas.

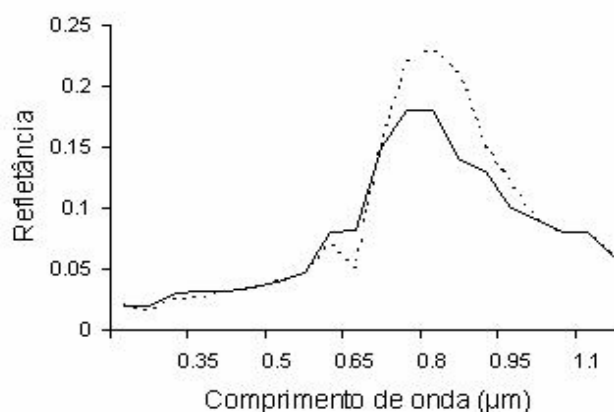


Figura 2.3. Curvas espectrais de dois cultivares diferentes de trigo submetidos às mesmas condições ambientais e nutricionais, mas com métodos de irrigação diferentes. (Adaptada de Moreira e Shimabukuro, 2004).

O comportamento espectral do solo pode ser influenciado por alguns fatores como: umidade, matéria orgânica, minerais, rugosidade da superfície dentre outros. A soma ponderada dos efeitos de cada fator resulta num determinado comportamento espectral do solo. Por exemplo; ao aumentar a umidade do solo, nele aumenta-se a absorção da radiação através da presença da água que absorve nas bandas com centro em aproximadamente 0,72; 0,82; 0,94; 1,1; 1,8; 1,87; 2,7 μm , e conseqüentemente a refletância espectral diminui.

A integração da refletância espectral de um determinado alvo resulta no albedo, que é um parâmetro fundamental na determinação do balanço de radiação a superfície. Na Tabela 2.3 apresenta-se o albedo de vários tipos de cobertura da superfície da terra.

Tabela 2.3. Porcentagem de albedo de algumas superfícies no espectro solar.

Fonte: Oliveira et al. (2001).

Superfície	Albedo (%)
Superfície de água	6 – 8
Solo descoberto	
Dunas de areia seca	35 – 45
Dunas de areia molhada	20 – 30
Solo escuro	5 -15
Solo argila seca	20 – 35
Solo arenoso seco	25 – 45
Concreto seco	17 – 27
Estradas asfalto	5 – 10
Superfícies naturais	
Deserto	25 – 30
Savana, estação seca	25 – 30
Savana, estação chuvosa	15 – 20
Pastagens verdes	10 – 20
Florestas	5 – 15

2.1.7. Aplicações de Imagens de Satélite

Nos últimos anos tem sido crescente o uso de imagens de satélite na estimativa de impactos ambientais em nível regional e global, em particular para detectar regiões de queimadas e para interpretação e análise de parâmetros (fundamentais em estimativas de saldo de radiação e estudos de evapotranspiração) como emissividade (ϵ), refletância (R_s) e temperatura da superfície (T_s). As imagens de satélite também têm sido usadas na estimativa de parâmetros atmosféricos (concentração de aerossóis, ozônio e vapor d'água) essenciais aos códigos de transferência radiativa. Nesse sentido, muitos trabalhos (Holben et al., 1998; Oliveros et al., 1998; Kokhanovsky et al., 2004; Vermote et al., 2007) têm sido desenvolvidos.

Os satélites registram em seus sensores sinais emergentes no topo da atmosfera e os armazenam em forma de números digitais (ND), que são convertidos em radiância através de processos de calibração radiométrica (Markhan & Baker, 1986). Essa radiância refere-se às propriedades refletivas do alvo da superfície detectada pelo satélite e é influenciada por efeitos de absorção e espalhamento na atmosfera devido aos componentes atmosféricos (aerossóis, gases, moléculas e vapor d'água,) e refletâncias de alvos vizinhos. Dessa forma, para a obtenção de resultados precisos de parâmetros de superfície (R_s ou T_s) faz-se necessário filtrar os efeitos atmosféricos que influenciam o cômputo da radiância detectada pelo sensor do satélite. Isso é o que se chama “correção atmosférica”. Por conseguinte, o objetivo da correção atmosférica é reduzir ou compensar os efeitos atmosféricos sobre os níveis de cinza referentes a uma imagem de uma dada cena. Para tanto, existem na literatura vários métodos, alguns dos quais comentados na seção seguinte deste trabalho.

Vale ressaltar que os métodos de correção para obtenção de R_s ou T_s são totalmente distintos; no caso de R_s , o processo radiativo envolve espalhamento e absorção e em T_s emissão e absorção.

2.1.8. Correção Atmosférica

Uma correção atmosférica corresponde a converter números digitais (ND) em parâmetros da superfície (temperatura e refletância) eliminando os efeitos que a atmosfera causa no sinal do satélite. As funções da correção atmosférica (transmitância e refletância), para estimar temperatura/refletância da superfície são determinadas em regiões espectrais e processos radiativos diferentes (absorção e emissão ou espalhamento) implicando em métodos específicos para cada situação:

a) no espectro solar

Denomina-se “**método alternativo**” os métodos que utilizam apenas informações da própria imagem, como pixel escuro (menor nível de cinza da imagem) para quantificar a interferência dos efeitos atmosféricos. A correção atmosférica é feita subtraindo de toda cena o valor do nível de cinza referente ao pixel escuro. Os métodos alternativos são mais simples, no entanto são menos exatos que os métodos físicos.

Outra solução alternativa para filtrar efeitos da atmosfera são os métodos empíricos. Nesses métodos as funções de correção atmosférica (transmitância e refletância) embora sejam resultantes de simulações com códigos de transferência radiativa, não retratam a complexidade da atmosfera. Como exemplo; a metodologia empregada no METRIC (Mapping EvapoTranspiration at high resolution with Internalized Calibration)

apresentado por (Tasumi et al., 2007) e no SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) por (Bastiaanssen et al., 1998).

Em outros métodos a correção é feita a partir da identificação de objetos e o conhecimento de suas respectivas propriedades no momento da passagem do satélite. Essas informações são usadas para deduzir as propriedades de outros objetos, em outras imagens. Uma aplicação desse método pode ser através do algoritmo SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998).

Existem na literatura vários métodos alternativos de correção atmosférica, alguns desses métodos são comentados por Liang et al. (2001), Song et al. (2001) e Schroeder et al. (2006). São métodos simples de correção atmosférica, usam apenas informações da própria imagem, não depende de parâmetros atmosféricos ou de dados da superfície para determinar a contribuição da atmosfera em cada banda espectral. Uma de suas limitações consiste na exigência de alvos específicos nas imagens analisadas. No que segue comenta-se alguns desses métodos.

- **Método da Subtração de Objetos Escuros ou DOS (Dark Object Subtraction):**

É o mais popular e o mais simples de todos (Song et al., 2001). Foi desenvolvido por Chavez (1988), é muito criticado pelo fato de basear-se apenas na análise de imagens multiespectrais que contêm corpos d'água, sombras devido a topografia ou outras feições de baixa refletância, que garantem a existência de áreas com refletâncias iguais ou muito próximas de zero, as quais são utilizadas como referência, Chavez (1988) assume que a refletância de alvos escuros é de 1%. Os objetos de baixa refletância são considerados objetos escuros. Simulações feitas por Moran et al. (1992), indicam que este método apresenta erros consideráveis ao avaliar refletância no infravermelho; o mesmo apresenta bons resultados para condições atmosféricas de baixa umidade e pouca carga de

aerossol. Esse método apresenta várias limitações (Liang et al., 2001); por exemplo, ele não funciona bem se a distribuição da densidade de vegetação não for bem distribuída na região. De acordo com Gilaber (1994), esse método não fornece valores reais de refletância. Em comparação com outros métodos, Shroeder et al. (2006) apontam que o mesmo não apresenta bons resultados. Em Song et al. (2001), várias versões desse método apresentam diferenças significativas nas funções de correção atmosférica (refletância e transmitância).

- **Método da Invariância de Objetos (Method of Invariant Object)**

Neste método, supõe-se que em alguns pixels de qualquer cena, a refletância seja totalmente estável. O método possibilita uma normalização da imagem através de uma relação linear da refletância de cada banda com os objetos invariantes. O método é simples e direto, mas apresenta apenas uma correção relativa com algumas limitações (Liang, 2001).

- **Método do Histograma Combinado**

Neste método considera-se que o histograma referente à refletância da superfície em uma região de céu claro e numa região nublada ou turva são iguais. Após identificar setores claros, o histograma da região turva é substituído por histogramas de mesmo nível com referência da região clara. O método é simples, entretanto, é falho em situações de relativa composição de objetos e refletâncias diferentes, além de apresentar problemas quanto à correção devido a aerossóis.

- **Método da Redução por Contraste**

Este método deve ser aplicado em regiões cuja refletância seja bastante estável, de modo que as variações no sinal registrado pelo satélite são atribuídas às variações das

propriedades ópticas da atmosfera (Liang, 2001). Nesse caso, para certo local, a redução do espalhamento devido a aerossóis reduz a refletância, e essa variação pode ser usada para estimar a espessura óptica referente ao aerossol.

Denomina-se “**métodos físicos**” os métodos fundamentados na teoria da transferência radiativa. Eles são capazes de corrigir os efeitos atmosféricos retratando a complexidade da atmosfera. São os mais complexos, porém os mais exatos.

De qualquer forma métodos mais acurados estão fundamentados na teoria da transferência radiativa, em que as funções de correção atmosférica, cuja precisão depende da qualidade dos parâmetros ópticos (Song et al., 2001), são deduzidas a partir da equação de transferência radiativa (ETR). Nesse sentido é comum o uso de códigos de transferência radiativa.

Os códigos de transferência radiativa não realizam correções atmosféricas diretamente, eles são rodados em várias situações distintas de componentes atmosféricos e propriedades de superfície, de modo que as funções de correção que relacionam magnitudes da superfície com magnitudes registradas pelos sensores de um satélite, são obtidas através de uma regressão linear.

Existem na literatura vários códigos de transferência radiativa, aqui são citados apenas alguns mais populares e conceituados como segue.

O LOWTRAN (LOW Atmospheric Radiance and TRANsmittance) é um modelo de propagação da radiação de baixa resolução, desenvolvido por pesquisadores da “Air Force Geophysics Laboratory” (AFGL). Esse código estima parâmetros de radiância (com uma resolução espectral de 20 cm^{-1}) e de transmitância (com resolução espectral de 5 cm^{-1}) no intervalo de 0 a 50 cm^{-1} , sob condições de céu claro incluindo cálculos de múltiplos espalhamentos, efeitos de nuvens e outros tipos de aerossóis atmosféricos. O

programa foi desenvolvido tendo como base o método de dois fluxos (Ricchiazzi et al., 1998) e foi atualizado até a versão 7; posteriormente, foi substituído pelo MODTRAN - MODerate resolution atmospheric TRANsmission (Berk et al., 1983). O MODTRAN é um modelo de resolução moderada da radiância e transmitância atmosférica, mais eficiente que o LOWTRAN 7, e contém ainda, modelos de bandas moleculares mais sensíveis com uma resolução de 2 cm^{-1} . O MODTRAN e o LOWNTRAN (Kneizys *et al.*, 1988) são aplicados em vários trabalhos de correção atmosférica a exemplo de Richter (1997) e Tasumi et al. (2007).

O 5S (Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum) (Tanré *et al.*, 1986) foi desenvolvido por pesquisadores do Laboratório de Óptica da Atmosfera de Lille (França), com o objetivo de estimar o sinal recebido por satélites no espectro solar (0,25 a $4,0 \mu\text{m}$) com resolução de $0,005 \mu\text{m}$ (5nm), na ausência de nuvens. Esse é um modelo simples, considera a atmosfera como uma única camada homogênea; usa o método de dois fluxos (Zdunkowski et al., 1980) para estimar a transmitância e a aproximação de Sobolev para estimar a refletância da atmosfera (Vermote et al., 1997). Em 1997 o código foi alterado no sentido de resolver alguns problemas, dentre outros, referentes à múltiplos espalhamentos e bandas de absorção por gases passando a denominar-se 6S (Vermote et al., 1997). O código tem grande aplicação em trabalhos que usam correção atmosférica, a exemplo de Rahman & Dedieu (1994) que usaram o código 5S para parametrizar a equação de transferência radiativa (ETR) em um método de correção atmosférica. Vermote et al. (2002) utilizam o código 6S para corrigir efeitos atmosféricos dos produtos MODIS, Tachiiri (2005) utilizou o código 6S para fazer correção atmosférica em imagens do NOAA/AVHRR com o objetivo de obter NDVI. Nos produtos de refletância do MODIS, a correção atmosférica tem como base esse código. Mais informações sobre o código 6S pode ser encontrado no site: < <http://6s.ltdri.org/> > acessado em 20/09/2007.

O SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) é um código de transferência radiativa, envolvendo o cômputo de radiação numa atmosfera plano-paralela em condições de céu claro ou turvo (Ricchiazzi et al., 1998). Ele está fundamentado no modelo de transferência radiativa de ordenadas discretas DISORT (Discrete Ordinates Radiative Transfer), tem desempenho compatível com o MODTRAN e tem sido bastante usado em problemas radiativos referentes ao sensoriamento remoto, a exemplo de Liang (2001).

Neste trabalho utiliza-se o SBDART para analisar o desempenho do modelo de transferência radiativa empregado no método de correção atmosférica proposto nesta pesquisa.

b) na janela espectral de 10 a 13 μm

Um método apropriado para estimar T_s deve fazer correções referentes à radiância detectada pelo satélite relacionando a temperatura de brilho (T_b), a emissividade da superfície (ϵ_0) e transmitância da atmosfera devida ao vapor d'água (Γ_w). Nesse sentido, destacam-se dois métodos: **mono-window** (Qin et al., 2001; Dash et al., 2002) aplicado para estimar T_s usando um único canal na faixa termal e **split-window** (Eyre, 1986; Kidder & Vonder Haar, 1995; Dash et al., 2002) utilizado para dois canais. Os parâmetros inseridos em uma correção atmosférica dependem do método adotado. No **split-window**, as informações de dois canais permitem eliminar a influência da emissão térmica da atmosfera, e assim a correção atmosférica pode ser restrita apenas ao parâmetro Γ_w , conforme mostra-se no Apêndice D. Já no **mono-window** além de Γ_w é preciso estimar a emitância térmica da atmosfera. Em ambos os métodos o ponto de partida para a elaboração do modelo de correção de efeitos atmosféricos no sinal registrado pelo satélite é

a propagação da radiação na atmosfera. Dash et al. (2002) verificam uma pequena margem de erro na comparação entre vários métodos de estimativa de T_s .

2.1.9. Radiância Medida pelo Satélite: Conversão de Números Digitais (ND) em Radiância

No caso do TM - Landsat 5, a radiância $L(\lambda)$ é obtida segundo a expressão:

$$L(\lambda) = a.ND + b \quad (2.1.1)$$

em que a_i e b_i ($\text{W.m}^{-2}.\mu^{-1}.\text{sr}^{-1}$) para cada banda são: banda 1 (0,7087; -1,765); banda 2 (1,5005; -3,576); banda 3 (1,0086; -1,502); banda 4 (0,9571; -1,763); banda 5 (0,120; -0,411); banda 6 (0,05632; 1,238); banda 7 (0,0521; -0,137) e ND são os números digitais.

No caso do MODIS, $L(\lambda)$ é estimada pela equação:

$$L(\lambda) = (ND - b_i)a_i \quad (2.1.2)$$

onde a_i , b_i são informados no cabeçalho da própria imagem.

2.2. RADIAÇÃO NO ESPECTRO SOLAR.

A radiação solar antes de atingir a superfície da terra interage com a atmosfera, nessa interação, uma parte da radiação pode ser absorvida, refletida ou transmitida. Ao atingir a superfície ela pode ser refletida ou absorvida. Através da

radiação refletida na superfície é possível identificar culturas e fazer o monitoramento de sua área foliar e ocorrência de estresse hídrico. No IV (3,0 a 14,0 μm) a radiação térmica correspondente a janela atmosférica (8,0 a 13,0 μm) é fundamental para estimativas de temperatura da superfície. A transferência radiativa na atmosfera no espectro solar é regida por absorção/espalhamento e no IV por absorção/emissão térmica, implicando em soluções distintas para a equação de transferência radiativa (ETR).

No espectro solar, os parâmetros "monocromáticos" são eventualmente variáveis com o comprimento de onda (λ), os quais são definidos a seguir.

2.2.1. Importantes Parâmetros na Propagação da Radiação Solar

Espessura óptica (τ) é a profundidade óptica definida ao longo de um trajeto vertical entre uma altitude z e o topo da atmosfera, em que:

$$\tau = \int_z^{\infty} \beta_e(s) ds \quad (2.2.1.1)$$

nesta equação:

- $\beta_e = \beta_a + \beta_s =$ coeficiente linear de extinção (unidade: m^{-1});
- $\beta_a =$ coeficiente de absorção;
- $\beta_s =$ coeficiente de espalhamento (scattering).

As quantidades β_a e β_s são, geralmente, funções da posição s e dependem do comprimento de onda (Lenoble, 1985). A espessura óptica ainda pode ser calculada por:

$$\tau = \int_0^s \beta_e(s) ds = \int_0^s \kappa \rho ds = \int_0^s \kappa dw, \quad (2.2.1.2)$$

em que define-se $dw = \text{"caminho óptico"}$ e $\kappa = \text{"coeficiente mássico de atenuação"}$, sendo: $\kappa = \beta_e/\rho$ e $\rho = \text{densidade (massa/unid. de volume)}$.

A *posição de um ponto* Q é definida por um vetor $\mathbf{r}(x,y,z)$; a direção de propagação de radiação é definida pelo vetor unitário Ω . A direção Ω é caracterizada por um ângulo zenital com o eixo z , em que $\mu = \cos Z$ e o ângulo azimutal ϕ ; considerar-se-á que se $\mu > 0$ a radiação é descendente e se $\mu < 0$ a radiação é ascendente.

Dois parâmetros importantes na descrição das características da atmosférica são; o *Albedo simples* e a *Função de fase* definidos a seguir.

O *Albedo simples* que fornece informações sobre as características de absorção ou espalhamento do meio material, é definido conforme a equação:

$$\omega = \beta_s/\beta_e \quad (2.2.1.3)$$

Quando $\omega = 1$, diz-se que a atmosfera é conservativa (não existe absorção) e não conservativa quando $\omega < 1$ (existe absorção).

A *Função de fase* $P(r, \Omega', \Omega)$ caracteriza o espalhamento por elementos de volume no ponto $Q(\mathbf{r})$, desde uma direção Ω' para outra direção Ω . Sua forma normalizada obedece a relação:

$$\int_0^{4\pi} P(r, \Omega', \Omega) d\Omega = 4\pi \quad (2.2.1.4)$$

Considerando a atmosfera como opticamente homogênea, os parâmetros β_a , β_e e P não dependem de \mathbf{r} . Se $P(\mathbf{r}, \boldsymbol{\Omega}', \boldsymbol{\Omega}) = 1$ o espalhamento é dito isotrópico, o que não acontece na atmosfera real. Usualmente, considera-se que a função de fase depende apenas do ângulo de dispersão Θ ($\boldsymbol{\Omega}', \boldsymbol{\Omega}$) e, portanto, apresenta simetria axial em torno de $\boldsymbol{\Omega}'$ (direção de incidência). Conseqüentemente, é útil seu desenvolvimento conforme a expressão:

$$P(\mu^*) = \sum c_k P_k(\mu^*), \quad (2.2.1.5.a)$$

em que $\mu^* = \cos\Theta$ e Θ é o ângulo de espalhamento com relação ao ângulo de incidência; c_k são coeficientes independentes do albedo simples (ω), e P_k são polinômios de Legendre em μ^* .

Para funções de fase com baixa assimetria, uma aproximação de primeira ordem para $P(\Theta)$ é apropriada (Liou, 1992):

$$\tilde{P}(\mu_0, \mu') = 1 + 3g\mu_0\mu' \quad (2.2.1.5.b)$$

em que g é o fator de assimetria definido a seguir.

O **Fator de assimetria** (g) é definido como o co-seno do ângulo de dispersão Θ , ponderado com a função de fase, podendo ser avaliado pela expressão:

$$g = \frac{1}{4\pi} \int_0^{4\pi} \cos(\Theta) P \cos(\Theta) d\Theta = \frac{L_1}{3} \quad (2.2.1.6)$$

em que L_1 é o coeficiente de primeira ordem no desenvolvimento em série de polinômios de Legendre para a função de fase (Liou, 1992).

Fração de retroespalhamento ("backscattered fraction"), $b(\mu)$. Este parâmetro corresponde à probabilidade de que a partir de uma direção $\Omega'(\mu' > 0, \phi')$, dado que tenha ocorrido um espalhamento, a direção final $\Omega(\mu < 0, \phi)$ se encontre no hemisfério superior. A fração de retroespalhamento é avaliada por:

$$b(\Omega) = \frac{I}{4\pi} \int_0^{2\pi} P(\Omega, \Omega') d\Omega' \quad (2.2.1.7)$$

A função de fase tem simetria axial em torno de Ω , de forma que $b(\Omega)$ depende apenas do ângulo zenital de incidência Z e da média azimutal de P , de forma que:

$$b(\mu') = \frac{I}{2} \int_0^1 \tilde{P}(\mu, \mu') d\mu \quad (2.2.1.8)$$

A **Radiância espectral** - $L_\lambda(r, \Omega)$, é definida como o fluxo por unidade de comprimento de onda, por unidade de ângulo sólido e por unidade de área normal a Ω .

A **Função fonte espectral** - $J_\lambda(r, \Omega)$ representa a contribuição do campo de radiação transferindo energia de todas as direções (Ω') para a direção Ω , definida por:

$$J_\lambda(r, \Omega) = \frac{\omega(r)}{4\pi} \int_0^{4\pi} L_\lambda(r, \Omega') P(\Omega, \Omega') d\Omega'. \quad (2.2.1.9)$$

em que Ω' se refere à direção de incidência e Ω à direção de dispersão. Esta forma da função fonte não inclui o caso de existência de emissão de radiação, portanto é adequada para o espectro solar.

Neste trabalho as grandezas com densidade espectral são representadas com índice λ , por exemplo: L_λ , J_λ , S_λ e E_λ . Visando simplificar expressões matemáticas, no que

segue o índice λ será omitido nas grandezas L_λ , J_λ e E_λ . Todavia, ele continuará a ser utilizado explicitamente na variável S_λ .

A **irradiância global** $E_G(\tau)$ que chega na base da atmosfera compreende uma parte difusa $E_{DF}^\downarrow(\tau)$ (irradiância difusa descendente) e outra direta $E_{DR}^\downarrow(\tau) = \mu_0 S_\lambda(\tau)$ (irradiância direta descendente).

Define-se por $E_L(\mathbf{r})$, a **irradiância líquida** no ponto $Q(\mathbf{r})$ no eixo vertical, sendo:

$$E_L(\tau) = E_G^\downarrow(\tau) - E_{DF}^\uparrow(\tau) \quad (2.2.1.10)$$

em que $E_{DF}^\uparrow(\tau)$ é a irradiância difusa ascendente numa atmosfera plano-paralela com estratificação vertical.

A **refletância** "R" de uma superfície é definida como a taxa entre a irradiância refletida $E^\uparrow(\tau)$ e a incidente $E^\downarrow(\tau)$ ou seja;

$$R = \frac{E^\uparrow(\tau)}{E^\downarrow(\tau)}. \quad (2.2.1.11)$$

No topo da atmosfera, tem-se:

$$R = \frac{E^\uparrow(0)}{\mu_0 S_0}, \quad (2.2.1.12)$$

em que S_0 é o fluxo monocromático incidente no topo da atmosfera.

A **transmitância** total da atmosfera " $\Gamma_T(\mu_0)$ " é definida por:

$$\Gamma_T(\mu_0) = \frac{E_G(\tau)}{\mu_0 S_{0,\lambda}} = \Gamma_{DF} + \Gamma_{DR} \quad (2.2.1.13)$$

em que $\Gamma_{DF} = \frac{E^\downarrow(\tau)}{\mu_0 S_0}$ é a transmitância difusa e $\Gamma_{DR} = \exp(-\tau / \mu_0)$ a transmitância direta.

No infravermelho termal são importantes os processos de emissão e absorção, implicando em soluções distintas da equação de transferência radiativa (ETR).

Será considerada uma atmosfera composta por ar (espalhamento molecular), aerossol (espalhamento e absorção), ozônio (espalhamento e absorção) e vapor d'água (H₂O) (puramente absorção).

2.2.2. Lei de Beer

A *Lei de BEER-BOUGUER-LAMBERT* ou simplesmente "Lei de BEER", descreve a atenuação do fluxo solar direto com relação à espessura óptica da atmosfera (estratificada verticalmente). O fluxo $S_\lambda(0) = S_0$ que incide no topo de uma camada com espessura τ é atenuado em cada unidade elementar de volume do material contido na camada. Numa camada homogênea com altura z o fluxo decresce conforme a proporção $dS_\lambda(\tau) = -\beta_e S_\lambda(0) dz$ em que $dS_\lambda(\tau)$ representa a fração de radiação absorvida ou espalhada ao longo de z , que integrando obtem-se o fluxo resultante na base da camada $S_\lambda(\tau)$, ou seja:

$$S_\lambda(\tau) = S_0 \exp\left(-\int_{z_1}^{z_2} \beta_e(\lambda) ds\right) \quad (2.2.2.1)$$

Se o fluxo incide com inclinação $\mu_0 = \cos Z$, então:

$$S_\lambda(\tau) = S_0 \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_0}\right) \quad (2.2.2.2)$$

2.2.3. Transferência Radiativa no Espectro Solar

A propagação da radiação solar na atmosfera é regida pela Equação de Transferência Radiativa (ETR), que no espectro solar tem a forma:

$$\mu \frac{dL(\tau, \Omega)}{d\tau} = -L(\tau, \Omega) + J(\tau, \Omega), \quad (2.2.3.1)$$

com os parâmetros μ , Ω , L , τ e $J(\tau, \Omega)$ definidos na seção 2.2.1. A radiação global é composta por radiação direta e por radiação difusa gerada pela interação da radiação solar com a atmosfera. Uma alternativa de solução para a Eq. (2.2.3.1) é o método de dois fluxos cuja solução resulta em um par de irradiâncias ascendente (E^\uparrow) e descendente (E^\downarrow) (Ceballos, 1988).

2.2.4. O Método de Dois Fluxos

As aproximações de dois fluxos consistem na solução da equação de transferência radiativa (ETR) por integração do campo de radiância. Para uma atmosfera com espessura óptica (τ), essa integração resulta em dois fluxos verticais irradiantes: um proveniente do hemisfério superior [irradiância descendente $E^\downarrow(\tau)$] e outro do hemisfério inferior [irradiância ascendente $E^\uparrow(\tau)$], que são estimadas pelo sistema de equações diferenciais (Ceballos, 1988):

$$\frac{d}{d\tau} E^\downarrow(\tau) = -\alpha_{11} E^\downarrow(\tau) + \alpha_{12} E^\uparrow(\tau) + \omega S_\lambda(\tau) [1 - b(\mu_o)]. \quad (2.2.4.1)$$

$$\frac{d}{d\tau} E^\uparrow(\tau) = -\alpha_{21} E^\downarrow(\tau) + \alpha_{22} E^\uparrow(\tau) - \omega S_\lambda(\tau) b(\mu_0).$$

Nas Eqs. (2.2.4.1) o parâmetro $b(\mu_0)$ representa a fração de retroespalhamento em toda direção de recuo para radiação incidente e os demais parâmetros estão definidos na seção 2.2.1.

Quando um feixe de radiação descendente incide no topo de uma camada na atmosfera com inclinação Z e interage no interior da camada, uma parte da radiação é espalhada, e nesse caso o parâmetro b avalia a fração que foi espalhada para o hemisfério de origem (note-se que o conceito é também aplicável para radiação ascendente que incide na base da camada).

Os coeficientes α_{ij} dependem da composição local da atmosfera, mas também da distribuição direcional da radiação difusa; os mesmos são definidos em termos de valores médios $\hat{b}^{\uparrow\downarrow}$ e $\hat{\mu}^{\uparrow\downarrow}$ (co-seno médio do ângulo de dispersão para radiação difusa), ponderados com a distribuição local de radiâncias e são geralmente diferentes. Os valores desses coeficientes dependem do tipo de aproximação de dois fluxos, ou das hipóteses adotadas para deduzir um modelo de dois fluxos a partir da equação geral de transferência radiativa.

Na literatura, existem várias aproximações de dois fluxos e uma das aproximações mais simples é a denominada SS, em homenagem a Schuster e Schwarzschild que por volta de 1905 introduziram hipóteses simplificadoras na solução da equação de transferência radiativa as quais supõem que as radiâncias ascendente e descendente são cada uma isotrópica por hemisfério (ver Paltridge & Platt, 1976). Essa aproximação é esperável para baixa anisotropia (por exemplo, para dispersão Rayleigh) ou

no meio de uma nuvem opticamente espessa (após numerosos processos de dispersão). A hipótese de isotropia hemisférica implica que as frações de retroespalhamento ($\hat{b}^{\uparrow\downarrow}$) e o co-seno médio do ângulo de dispersão ($\hat{\mu}^{\uparrow\downarrow}$) têm a mesma intensidade, podendo ser representadas como uma simples média \bar{b} no intervalo $\mu(0, 1)$. Note-se que $\bar{b} = 0,5$ apenas no caso de dispersão com função de fase simétrica para frente e para trás de um raio incidente. Mediante essas considerações os coeficientes α_{ij} ficam reduzidos a dois: $\alpha_{11} = \alpha_{22} = \alpha_1$, $\alpha_{12} = \alpha_{21} = \alpha_2$, e são avaliados conforme as expressões:

$$\alpha_{1(SS)} = \alpha_1 = \frac{1 - \omega(1 - \bar{b})}{\bar{\mu}}, \quad \alpha_{2(SS)} = \alpha_2 = \frac{\omega\bar{b}}{\bar{\mu}}. \quad (2.2.4.2)$$

Ao considerar $\bar{\mu} = 0,5$ o modelo SS torna-se idêntico ao apresentado por Coakley & Chylek (1975).

A estimativa da fração de retroespalhamento usada na Eq. (2.2.4.1) pode requerer um desenvolvimento em série de muitos termos da função de fase (Levoni et al., 2001). Para funções de fase com pequena assimetria, uma aproximação de primeira ordem é satisfatória e $b(\mu)$ tem a forma:

$$b^{(1)}(\mu) = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{3}{2} g \mu \right), \quad (2.2.4.3)$$

em que $g = L_1/3$ é o fator de assimetria da função de fase e L_1 é o coeficiente de primeira ordem com desenvolvimento em série de polinômios de Legendre conforme definidos na seção 2.2.1. Uma função de fase para dispersões simétricas, anterior e posterior tem fator de assimetria nulo. Para radiação difusa isotrópica, a Eq. (2.2.4.3) permite avaliar \bar{b} (usando $\bar{\mu} = 0,5$) e os coeficientes α_1 e α_2 .

Uma solução detalhada do sistema de Eqs. (2.2.4.1) considerando a irradiância relativa a incidente no topo da atmosfera $M^{\downarrow\uparrow}(\tau) = E^{\downarrow\uparrow}(\tau)/\mu_0 S_0$, é apresentada no Apêndice A.

Os esquemas de dois fluxos propiciam a utilização de uma descrição estocástica da propagação de radiação solar, possibilitando a construção de modelos de propagação da radiação solar em várias camadas.

2.2.5. Propagação da Radiação Solar numa Única Camada

O método de dois fluxos é aplicado a camadas homogêneas, o que não acontece em uma atmosfera real. No Apêndice descrevem-se os elementos de propagação da radiação solar para uma camada em que as Eqs. (A.8) correspondem às transições e absorção intrínseca da camada, as Eqs. (A.11, A14 e A.15) correspondem à refletância planetária, à irradiância global e à absorção da atmosfera.

2.2.6. Propagação da Radiação em Atmosfera Multicamada: Modelo Estocástico - ME

A solução apresentada no Apêndice A se refere a uma única camada. Seja agora uma atmosfera multicamada em que as camadas têm interface nas profundidades

ópticas τ_i , $i = 0, 1, 2, \dots, N$, com $\tau_0 = 0$ no topo e $\tau_N = \tau_s$ à superfície (solo). Ficam assim definidas, N camadas horizontais cada uma com espessuras $\Delta\tau_i = \tau_{i+1} - \tau_i$, para as quais:

a) a espessura óptica total τ_s é obtida conforme a Eq. (2.2.6.1).

$$\tau_s = \sum_{i=0}^N \Delta\tau_i, \quad i \in \mathbb{N}. \quad (2.2.6.1)$$

b) para a i -ésima camada, $M^{\uparrow\downarrow}(\tau_i)$ e $M^{\downarrow\uparrow}(\tau_{i+1})$ são irradiâncias difusas emergentes pelo topo e pela base, relativas àquela incidente no seu topo.

c) para radiação direta incidente numa camada define-se uma transmitância direta Γ_{DR} , difusa Γ_{DF} e total Γ_T , refletância R_D , absortância A_D , como segue:

$$\Gamma_{DR} = \exp(-m_o \Delta\tau); \quad m_o = \mu_o^{-1};$$

$$\Gamma_{DF} = M^{\downarrow}(\Delta\tau);$$

$$R_D = M^{\uparrow}(\Delta\tau), \quad (2.2.6.2)$$

$$\Gamma_T = \Gamma_{DF} + \Gamma_{DR};$$

$$A_D = 1 - \Gamma_T - R_D.$$

d) para radiação incidente difusa, M^{\uparrow} , M^{\downarrow} e $1 - M^{\downarrow} - M^{\uparrow}$ avaliam a refletância R , transmitância Γ e absortância A da camada. Note-se que R , Γ , A diferem dos parâmetros R_D , Γ_{DF} e A_D (ver Apêndice A).

Para aplicação em uma atmosfera real se faz necessário dividir a atmosfera em um número suficiente de camadas conforme a distribuição vertical dos componentes atmosféricos considera-se cada camada como homogênea, aplica-se a solução do método em cada camada. Para encontrar os parâmetros atmosféricos (absorção, transmitância e refletância) resultante de toda atmosfera se faz necessário aplicar um procedimento capaz

de computar todas as interações no interior da mesma. Um procedimento é o método da adição (Liou 1992). Neste trabalho é usado um método estocástico (ME), descrito na seção seguinte.

Ceballos (1988) aplicou o conceito estocástico aos esquemas de dois fluxos para descrever a propagação de radiação numa atmosfera de múltiplas camadas. No esquema estocástico a absorptância, a transmitância e a refletância são interpretadas como probabilidades de estados da radiação gerados a partir da incidência de fótons no topo da atmosfera. Em cada camada, as frações relativas de fluxo são avaliadas a partir de um modelo de dois fluxos, conforme descrito na seção anterior. Um modelo estocástico apresenta características simplificadoras interessantes do ponto de vista de cálculo de fluxos de irradiância, além de permitir a introdução de sistemas descontínuos (como, por exemplo, campos de nuvens) e evidenciar as interações entre os diversos elementos componentes da atmosfera.

O ME apresenta um método de resolução simples para estimar os fluxos absorvidos numa atmosfera multicamada, assim como os fluxos dela emergentes. A estrutura estocástica permite dividir a atmosfera em várias camadas de acordo com o perfil dos componentes atmosféricos (vapor d'água, aerossol e gases). O método de dois fluxos aplicado a uma estrutura estocástica resulta um modelo que permite avaliar, com boa precisão, o saldo de radiação solar à superfície e no topo da atmosfera. Nesse modelo, a propagação de radiação é concebida como um passeio aleatório de fótons difusos, gerados pela interação da radiação direta com a atmosfera. Essa radiação deposita fótons difusos entre o topo e a base da atmosfera gerando condições iniciais de propagação. O passeio aleatório termina com a absorção dos fótons no solo, na atmosfera ou emergindo dela para o espaço.

No interior da atmosfera as propriedades R , Γ e A são interpretadas como probabilidades de reflexão, transmissão e absorção de fótons difusos, respectivamente. Se um fóton difuso no estado X_i^\downarrow (descendente no nível τ_i) emerge da base da camada i , os parâmetros R_D , Γ_{DF} e A_D , avaliados na camada $i + 1$, descrevem as probabilidades de transição para o estado X_{i+1}^\downarrow (descendente no nível τ_{i+1}), ou X_i^\uparrow (ascendente no nível τ_i) ou A_{i+1} (absorvido na camada $i + 1$). Para um campo de radiâncias difusas onde há isotropia hemisférica, essas probabilidades de transição correspondem às propriedades locais de propagação de radiação difusa e não dependem de que as transições $X_i^\downarrow \rightarrow X_{i+1}^\downarrow$ ou $X_i^\downarrow \rightarrow X_i^\uparrow$ sejam realizadas pela primeira vez. Em conseqüência, o passeio aleatório é descrito por uma cadeia de Markov de primeira ordem e a solução do sistema de Eqs.(2.2.4.1) permite avaliar probabilidades de transição dentro da matriz de Markov correspondente. As probabilidades R_D , Γ_{DF} e A_D para uma camada não dependem da direção (ascendente ou descendente) da radiação difusa, simplificando assim o cálculo dos resultados. Nesse contexto, a refletância do solo (R_s) é interpretada como a probabilidade de um fóton (proveniente da atmosfera) encontrar-se com a superfície e retornar para a atmosfera, e $1 - R_s$ é a probabilidade de absorção no solo em uma interação.

Na Figura 2.4 ilustra-se a propagação de radiação difusa para uma atmosfera dividida em 16 camadas homogêneas ($N = 16$). As espessuras geométricas das camadas são: 50 km para a camada 1 (altitude entre 50 e 100 km), 10 km para as camadas 2 e 3 (altitudes entre 30 e 50 km), 6 km para a camada 4 (altitude entre 24 e 30 km), e 2 km para as demais camadas. A partir dos níveis referentes à base e ao topo de cada camada, descrevem-se as possíveis posições (estados) que um fóton pode ocupar ao ingressar na atmosfera. Para uma atmosfera dividida em 16 camadas existe 50 estados possíveis, em que os estados de 1 a 18 correspondem a estados absorventes no céu, solo e camadas 1, 2, 3, ... , 16, nesta ordem e os demais a estados transitórios. Desse modo, caracteriza-se o

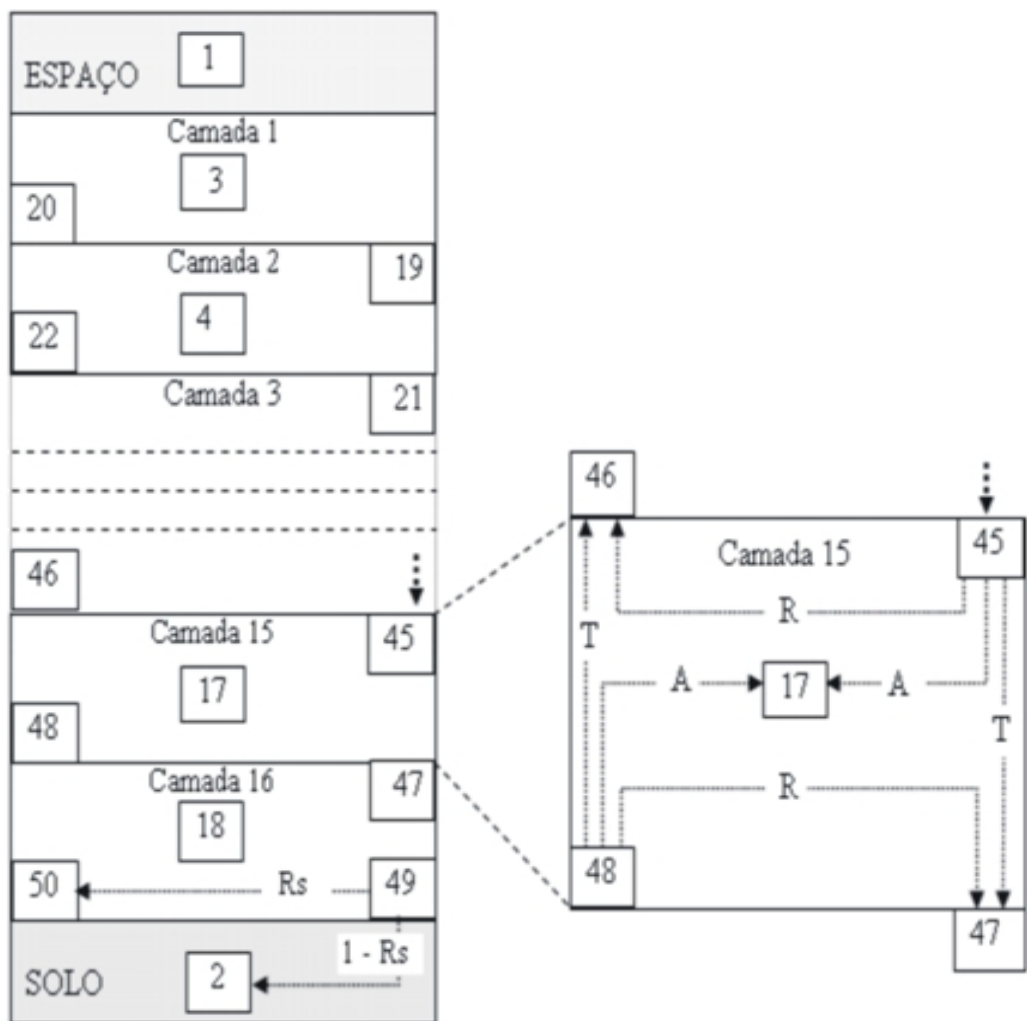


Figura 2.4. Estrutura de transições estocásticas

passeio aleatório que o fóton realiza entre o solo e o céu. Os estados de número ímpar são descendentes e os de número par ascendentes. Cada camada tem a mesma estrutura de transições ilustrada na Figura 2.4 para as camadas 15, onde R , T e A correspondem às frações de fluxo já comentadas. O estado de número 49 é um estado especial: a posição seguinte da radiação que atinge esse estado é a posição 2 (absorção pelo solo, $1 - R_s$) ou posição 50 (refletida pelo solo, R_s).

Para o n -ésimo estado corresponde uma probabilidade p_n e o conjunto delas define um vetor de estado $P\{p_1, p_2, p_3, \dots, p_n\}$. O passeio aleatório dos fótons

monocromáticos pelo sistema Terra-atmosfera é descrito por uma seqüência de vetores de estado $P_0, P_1, P_2, \dots, P_k$, relacionados entre si por uma matriz Q de Markov, de forma que:

$$P_k = P_{0(n)}Q(n, n) = P_{0(n)} Q^{k(n, n)}. \quad (2.2.6.3)$$

$$\Pi(k) = \lim_{k \rightarrow \infty} P_k \quad (2.2.6.4)$$

Na Eq. (2.2.6.3), o vetor de estado $P_{0(n)}$ tem dimensão $n = 3N + 2$, e descreve a probabilidade de produção inicial de fótons difusos nos n estados a partir de radiação direta incidente no topo da atmosfera. $Q_{(n, n)}$ é a matriz de Markov, referente apenas a transição ou absorção de radiação difusa, onde suas componentes $[q(x,y)]$ são as probabilidades da passagem de um estado x para um estado y em apenas uma transição. Na Eq. (2.2.6.4), P_k é o vetor de estado após k transições e o vetor Π é interpretado como a posição final (absorção entre o solo e o céu) que os fótons inicialmente diretos ocupam após seu passeio aleatório pela atmosfera. Fisicamente, o vetor Π fornece a distribuição de probabilidades de absorção no sistema Terra-atmosfera, ou seja, Π é uma fração da irradiância incidente no topo da atmosfera ($\mu_0 S_{0\lambda}$) que foi absorvida. Conforme a estrutura do ME (Figura 2.4), deduz-se que a refletância planetária (R_p) corresponde à absorção no céu, estado 1 [$\Pi(1)$] e a absorção no solo corresponde ao estado 2 [$\Pi(2)$], de modo que a irradiância global (G) na superfície é $\Pi(2)/(1-R_s)$

As Eqs. (2.2.6.3 e 2.2.6.4) evidenciam que o caminho percorrido pelos fótons tem duas etapas: a primeira parte da trajetória é percorrida pelo fóton de forma direta até se transformar em difuso (probabilidade $P_{0(n)}$), e a segunda de forma difusa até atingir um estado absorvente. Dessa forma, os componentes de $P_{0(n)}$ podem ser avaliados como segue.

Para uma atmosfera estratificada como na Figura 2.4, os estados absorventes são 18, sendo um no céu, um no solo e os demais na atmosfera. Cada camada $i = 1, 2, 3, \dots$

, N ($N=16$) com espessura óptica $\Delta\tau_i$, tem uma probabilidade de absorção $[A(\Delta\tau_i)]$, de transmitância $[T(\Delta\tau_i)]$ e de refletância $[R(\Delta\tau_i)]$. Cada camada pode absorver radiação que incide na base ou no topo.

Considerando a incidência de radiação direta no topo de uma camada, as probabilidades iniciais referentes aos n estados $P_{0(n)}$ são:

Estados absorventes: 1, 2, 3, ..., 18.

$$P_{0(1)} = R(\Delta\tau_1). \quad (2.2.6.5)$$

$$P_{0(2)} = (1-RS) \prod_{i=1}^N \exp(-m_o \Delta\tau_i), \quad m_o = 1/\mu_0. \quad (2.2.6.6)$$

$$P_{0(n)} = A(\Delta\tau_{n-2}) \prod_{i=3}^n \exp(-m_o \Delta\tau_{i-3}), \quad \Delta\tau_0 = 0, \quad 3 \leq n \leq 18. \quad (2.2.6.7)$$

Estados transitórios: 19, 20, 21, ..., 50.

Estados transitórios descendentes:

$$P_{0(2n+1)} = \Gamma_{DF}(\Delta\tau_{n-8}) \prod_{i=9}^n \exp(-m_o \Delta\tau_{i-9}), \quad 9 \leq n \leq 24. \quad (2.2.6.8)$$

Estados transitórios ascendentes:

$$P_{0(2n)} = R_D(\Delta\tau_{n-8}) \prod_{i=9}^n \exp(-m_o \Delta\tau_{i-9}), \quad 10 \leq n \leq 24 \quad (2.2.6.9)$$

$$P_{0(50)} = RS \prod_{i=1}^N \exp(-m_o \Delta\tau_i) \quad (2.2.6.10)$$

Na Eq. (2.2.6.3) a matriz $Q_{(n, n)}$ caracteriza-se pela composição de quatro matrizes. As duas primeiras, uma unitária $I_{(N+2, N+2)}$ e outra nula $O_{(N+2, 2N)}$, estão ligadas à absorção em $N+2$ estados; as outras duas são $U_{(2N, N+2)}$, descrevendo transições a estados

absorventes, e $V_{(2N, 2N)}$, que descreve transições entre estados transitórios. O limite da potência Q^k para $k \rightarrow \infty$ é uma nova matriz W que resulta de uma operação entre as matrizes U e V , tal que (Cox & Miller, 1965):

$$Q = \begin{bmatrix} I & O \\ U & V \end{bmatrix}, \quad \lim_{k \rightarrow \infty} Q^k = \begin{bmatrix} I & O \\ W & O \end{bmatrix}, \quad W = (I^* - V)^{-1}U \quad (2.2.6.11)$$

A estrutura explícita das matrizes U , V e W , para o caso $N = 16$, está descrita no Apêndice B.

Observe que neste modelo o resultado da propagação da transferência radiativa na atmosfera é determinado pela Eq. (2.2.6.4) em que as frações de fluxos referentes a refletância intrínseca da atmosfera (Ra), à absorção pela atmosfera (A), à transmitância a superfície: total (Γ_T), direta (Γ_{DR}) e difusa (Γ_{DF}); podem ser estimadas conforme as expressões:

$$Ra = \Pi(1). \quad (2.2.6.12)$$

$$\Gamma_T = \Pi(2). \quad (2.2.6.13)$$

$$\Gamma_{DR} = P_{0(2)}. \quad (2.2.6.14)$$

$$\Gamma_{DF} = \Pi(2) - P_{0(2)}. \quad (2.2.6.15)$$

$$A = 1 - \Pi(1) - \Pi(2). \quad (2.2.6.16)$$

2.2.7. Componentes Atmosféricos no Espectro Solar

O perfil da atmosfera utilizado no modelo corresponde a uma atmosfera tropical de McClatchey et al. (1971). Numa atmosfera tropical a coluna total de O₃ representa aproximadamente 0,3 cm-atm, a concentração do CO₂ é de 360 ppm e a pressão à superfície é 1013 hPa.

Adota-se como “atmosfera limpa e seca” uma atmosfera sem aerossóis e vapor d’água. Essa atmosfera é uma mistura permanente de oxigênio (O₂), nitrogênio (N₂) e dióxido de carbono (CO₂), com concentração relativa e constante com a altura. O ozônio (O₃) é também um gás permanente, mas com concentração variável com a altura.

Sem a presença de O₃ no visível e infravermelho próximo, essa atmosfera limpa e seca não é absorvente (albedo simples $\omega = 1$), a radiação incidente é apenas dispersada e segue um padrão cuja teoria foi descrita por J. W. Strutt (Lord Rayleigh) em 1871 (McCartney, 1976). Essas atmosferas são hoje conhecidas como “atmosferas Rayleigh”. Na dispersão Rayleigh para radiação não polarizada (como a solar incidente), a função de fase para dispersões com ângulo Θ tem a forma:

$$P(\mu) = 0.75(1 + \mu^2), \quad (2.2.7.1)$$

em que $\mu = \cos(\Theta)$.

A espessura óptica $\Delta\tau_{\text{ray}}$ de uma camada com espessura (em pressão) ΔP é calculada conforme a expressão (Paltridge & Platt, 1976):

$$\Delta\tau_{\text{ray}} = \frac{\Delta P}{P_0} \cdot 0,0088\lambda^{-4,08}, \quad (2.2.7.2)$$

em que λ é o comprimento de onda em μm e P_0 é a pressão atmosférica à superfície em hPa.

2.2.7.1. Ozônio (O₃)

O ozônio é um gás permanente, mas com concentração variável com a altitude, e para uma Atmosfera Tropical apresenta aproximadamente 3 ppm perto da superfície, aumentando consideravelmente na estratosfera (máximo de 18 ppm aos 25 km) e caindo para $2,14 \times 10^{-6}$ ppm acima de 100 km. No espectro solar, o ozônio apresenta as bandas de absorção de Hartley ($\lambda < 0,31 \mu\text{m}$), totalmente absorvente na estratosfera, de Huggins ($0,313 < \lambda < 0,340 \mu\text{m}$) e de Chappuis ($0,45 < \lambda < 0,76 \mu\text{m}$).

A espessura óptica τ_3 pode ser calculada usando a seguinte expressão:

$$\tau_3 = \beta_3 \cdot \delta_3, \quad (2.2.7.3)$$

em que β_3 é o coeficiente de absorção e δ_3 (cm-atm) a quantidade do gás. É importante notar que as bandas de absorção do ozônio são espectralmente contínuas, de forma que a lei de Beer se verifica para qualquer comprimento de onda. Leckner (1978) apresentou uma tabela de valores $\beta_3(\lambda)$ que possibilita a integração espectral de irradiâncias. Para fins de integração de irradiâncias espectrais, valores de $\beta_3(\lambda)$ não tabelados foram interpolados através de funções contínuas usando um ajuste de curvas cujos resultados são mostrados na Tabela 2.4.

Numa Atmosfera Rayleigh a espessura óptica τ e o albedo simples (ω_3), resultantes da mistura entre o ar e O₃ em uma camada com espessura ΔP , são avaliados conforme as expressões:

$$\tau = \Delta\tau_{ray} + \beta_3\delta_3, \quad (2.2.7.4)$$

$$\omega_3 = \frac{\Delta\tau_{ray}}{\tau}. \quad (2.2.7.5)$$

O perfil de concentração de O₃ da atmosfera adotada permite avaliar as massas δ_3 . A Figura 2.5 ilustra o perfil do albedo simples computado conforme a Eq. (2.2.7.5) para 0,3 cm-atm de O₃ na atmosfera.

Tabela 2.4. Coeficiente de absorção para ozônio no ultravioleta (banda de Huggins) e no visível (banda de Chappuis).

Intervalo espectral ($\lambda_1 - \lambda_2$) (μm)	Coeficiente de absorção $\beta_3(\lambda)$
0,300 – 0,315	$\exp(174,4035 - 996,6964 \lambda + 1410,742\lambda^2)$
0,315 – 0,350	$\exp(-4,9971+164,173 \lambda - 468,354 \lambda^2)$
0,450 – 0,565	$2,501-2,2428 \lambda^{-1}+0,5036 \lambda^{-2}$
0,565 – 0,605	$-246109,5297 + 714306,2652 \lambda^{-1} - 828956,3995 \lambda^{-2} + 480816,2554 \lambda^{-3}$ $- 139388,0532 \lambda^{-4} + 16156,9571 \lambda^{-5}$
0,605 - 0,79	$\exp(-18,253 + 65,0446 \lambda - 63,283 \lambda^2)$

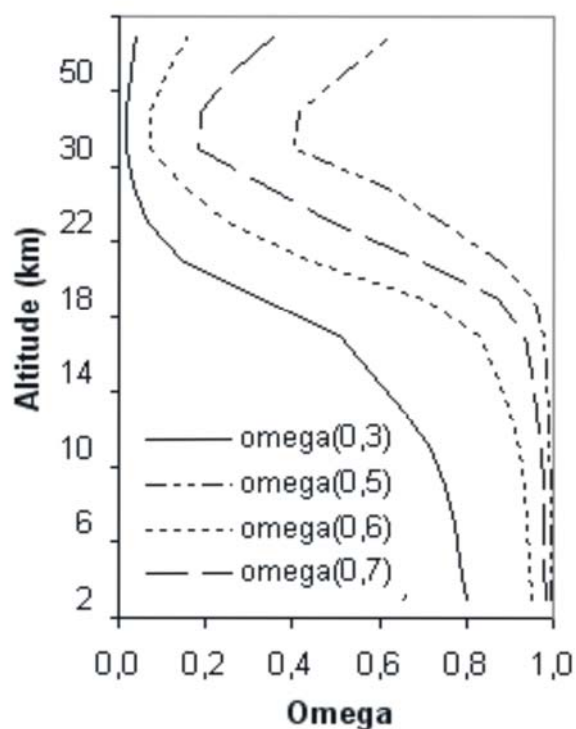


Figura 2.5. Albedo simples (ω_3) resultante da mistura ar e O_3 . Perfil vertical para os comprimentos de onda: 0,3; 0,5; 0,6 e 0,7 μm .

2.2.7.2. Aerossol

Os aerossóis podem exercer forte influência nos fluxos radiativos de ondas curtas. A falta de informação sobre a distribuição global de aerossóis contribui para aumentar a incerteza nas mudanças do clima global. Para alguns locais, a exemplo de Cuiabá - TM (15,739° S; 56,021° W; 210 m) no Centro Oeste do Brasil, existem informações sobre parâmetros de aerossóis que podem ser encontradas no site da AERONET (AERosol RObotic NETwork: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>, acessado em 10/04/2007) ou através de processamento de imagens do sensor MODIS a bordo do satélite Terra/Aqua, produto

MOD04 (específico para aerossol) ou MOD08 no site: <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>, acessado em 15/06/2007. É grande a diversidade de tipos de aerossóis e a sua variabilidade temporal. Isso dificulta uma parametrização geral para transferência radiativa. No que segue, descreve-se um procedimento para estimar os parâmetros referentes à espessura óptica (τ_a), albedo simples (ω_a) e fator de assimetria (g_a), usados neste trabalho.

A espessura óptica de aerossol (τ_a) é avaliada pela integral:

$$\tau_a(\lambda) = \int_0^{\infty} \left[\int_0^r \sigma(r, \lambda) n(r, z) dr \right] dz = \int_0^{\infty} \beta(\lambda, z) dz = \beta(\lambda, 0) \int_0^{\infty} \frac{n(z)}{n(0)} dz \quad (2.2.7.6)$$

Na Eq. (2.2.7.6), σ é a seção efetiva de uma partícula de aerossol com raio r para radiação com comprimento de onda λ , $n(r, z)$ é a densidade espectral de tamanhos de partículas na altitude z e $\beta(\lambda, 0)$ é o coeficiente de extinção o qual depende da propriedade óptica do aerossol na atmosfera. Para uma dada propriedade físicoquímica do aerossol, pode-se avaliar os coeficientes de atenuação e absorção e outros parâmetros para condições de superfície. A Eq. (2.2.7.7.a) sugere que a espessura óptica relativa a um λ pode ser avaliada a partir das propriedades do aerossol, definindo-se o valor absoluto mediante a estimativa de τ_a para apenas um comprimento de onda (usualmente $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$). Neste trabalho, a espessura óptica referente ao aerossol é estimada conforme a expressão:

$$\tau(\lambda) = \tau(\lambda = 0,55) \left(\frac{0,55}{\lambda} \right)^\alpha, \quad (2.2.7.7)$$

em que α é o expoente de Angström.

Partículas cujas dimensões são comparáveis com o comprimento de onda da radiação (aerossois, gotas de água em nuvens) têm fator de assimetria elevado. Nessas condições, a aproximação de primeira ordem da função de fase e a fração retroespalhada não é mais adequada. Para compensar os efeitos de uma elevada assimetria, a função de fase é submetida a uma “aproximação- δ ”, gerando modelo δ -SS. Aplicando essa aproximação, a nova função de fase resulta da soma de uma função δ de Dirac com peso f e uma função de fase remanescente com menor assimetria e peso $1-f$. Isso implica em conservar formalmente as Eqs. (2.4.1), mas efetuar uma mudança de escala de parâmetros ópticos $(\tau_a, g_a, \omega_a) \rightarrow (\tau_a', g_a', \omega_a')$ (Liou, 1992). Para um espalhamento devido apenas ao aerossol os parâmetros τ_a', g_a', ω_a' e o peso f da δ de Dirac são introduzidos no modelo conforme as expressões:

$$\tau_a' = (1 - \omega_a f) \tau_a; \quad (2.2.7.8.a)$$

$$\omega_a' = \frac{\omega_a(1-f)}{1-\omega_a f}; \quad (2.2.7.8.b)$$

$$g_a' = \frac{g_a - f}{1-f}; \quad (2.2.7.8.c)$$

Uma aproximação para o peso f é feita aproximando a função de fase em série de polinômios de Legendre através da função de fase de *Henyey-Greenstein* (Liou 1992). Dessa aproximação uma escolha adequada para f é:

$$f = g_a^2; \quad (2.2.7.8.d)$$

Cada uma das 16 camadas que compõem a atmosfera neste modelo é homogênea. Até a altura de 4 km a espessura óptica (τ) da atmosfera corresponde a soma da espessura óptica do aerossol (τ_a) mais a espessura óptica da atmosfera Rayleigh (τ_R); por conseguinte, a espessura óptica (τ) e o albedo simples (ω) da camada são avaliados por:

$$\tau = \tau_a' + \tau_R. \quad (2.2.7.9.a)$$

$$\omega = \frac{\omega_R \tau_R + \omega_a' \tau_a'}{\tau}. \quad (2.2.7.9.b)$$

$$g = \frac{g_R \tau_R + g_a' \tau_a'}{\tau}. \quad (2.2.7.9.c)$$

As frações de retroespalhamento para a radiação direta $b(\mu_0)$ e para radiação difusa b são:

$$b(\mu_0) = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{3}{2} g \mu_0 \right). \quad (2.2.7.10.a)$$

$$b = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{3}{4} g \right). \quad (2.2.7.10.b)$$

2.2.7.3. Vapor D'água

O vapor d'água apresenta uma grande variação de concentração no tempo e no espaço, e sua importância é fundamental nos processos termodinâmicos e na propagação de radiação de onda longa. A parametrização da absorção por vapor d'água é fundamental

nos processos de transferência radiativa, nos quais é sempre desejável buscar fórmulas que possibilitem o cômputo monocromático da absorção. Nos modelos de transferência radiativa é comum encontrar a aplicação de alguns métodos como o método da k-distribution (Chou & Suarez, 1999) e o método CKD (Correlated K-distribution Method) (Zhang et al., 2005). As bandas de absorção do vapor d'água com centro em 0,72 - 0,8 - 0,94 - 1,1- 1,38 -1,87 e 2,7 μm não permitem um tratamento monocromático que possibilite a aplicação da lei de Beer.

Leckner (1978), realizando um ajuste de curva com dados de McClatchey et al. (1971), deduziu coeficientes de absorção e uma função de transmitância para o vapor d'água ajustada ao intervalo espectral de Thekaekara.

Com base em Leckner (1978), para um total de água precipitável w (cm) na coluna atmosférica na faixa espectral de 0,69 a 3,0 μm , define-se a espessura óptica (τ_{H_2O}) conforme a expressão:

$$\tau_{H_2O}(\lambda, w) = \frac{0,24\beta_w(\lambda)w}{[1 + 20,07\beta_w(\lambda)w]^{0.45}}, \quad (2.2.7.11)$$

em que $\beta_w(\lambda)$ é o coeficiente de absorção estimado conforme mostra-se na Tabela 2.5. Por fim, a transmitância monocromática devida ao vapor d'água Γw é estimada conforme a expressão:

$$\Gamma w(\lambda) = \exp\left(-\frac{\tau_{H_2O}}{\mu_0}\right). \quad (2.2.7.12)$$

Tabela 2.5. Coeficientes de absorção para H₂O, $\beta_w(\lambda)$.

Intervalo espectral ($\lambda_1; \lambda_2$) (μm)	Coeficiente $\beta_w(\lambda)$
(0,69; 0,72]	$\beta_w(\lambda) = -0,004/(1-2,84\lambda + 2\lambda^2)$
(0,72; 0,76]	$\beta_w(\lambda) = \exp(-6606,7+18243\lambda-12590\lambda^2)$
(0,76; 0,86]	$\beta_w(\lambda) = \exp(-7785 + 18955,667\lambda - 11538\lambda^2)$
(0,86; 1,00]	$\beta_w(\lambda) = \exp(-2676 + 5671\lambda - 3000\lambda^2)$
(1,00; 1,20]	$\beta_w(\lambda) = \exp(-2378 + 4198\lambda - 1848,6\lambda^2)$
(1,20; 1,60]	$\beta_w(\lambda) = \exp(-1077,5 + 1551\lambda - 554\lambda^2)$
(1,60; 1,85]	$\beta_w(\lambda) = \exp(-527,97 + 529\lambda - 129\lambda^2)$
(1,85; 2,50]	$\beta_w(\lambda) = \exp(384 - 349\lambda + 79,5\lambda^2)$
(2,50; 2,80]	$\beta_w(\lambda) = \exp(-476 + 363\lambda - 68\lambda^2)$
(2,80; 3,30]	$\beta_w(\lambda) = \exp(410,434 - 258,361\lambda + 41,067\lambda^2)$

2.2.8. Irradiância Global a Superfície

A inclusão dos componentes atmosféricos no modelo obedece a estrutura vertical de uma atmosfera padrão. São incluídos aerossóis até 4 km de altura e ozônio acima de 10 km.

A radiação global à superfície G , na faixa espectral de 0,3 a 3,0 μm , é estimada conforme a expressão:

$$G = dt_s \int_{0,3}^{3,0} \mu_0 S_0(\lambda) \Gamma_T(\lambda) \Gamma_w(w, \lambda) d\lambda / (1 - R_s) \quad (2.2.8.1)$$

em que $\Gamma_T(\lambda)$ é a transmitância total estimada conforme Eq. (2.2.6.13) e Γ_w é a transmitância devido ao vapor d'água estimada pela Eq. (2.2.7.12) e dts é o fator de correção de excentricidade da órbita terrestre, referente ao dia do ano de número d , em que (Iqbal, 1983):

$$dts = \begin{bmatrix} 1,000110 + 0,034221\cos(Tn) + 0,00128\sin(Tn) \\ + 0,000719\cos(2Tn) + 0,000077\sin(2Tn) \end{bmatrix} \quad (2.2.8.2.a)$$

em que

$$Tn = 2\pi(d-1)/365 \quad (2.2.8.2.b)$$

A irradiância solar espectral no topo da atmosfera tem como referência o espectro de Frolich & Wehrli (Iqbal, 1983). Inseriu-se no modelo um conjunto de funções contínuas que permite reproduzir o espectro solar numa resolução $d\lambda = 0,005 \mu\text{m} = 5\text{nm}$.

2.3. RADIAÇÃO NO IV TERMAL

Na região do infravermelho a propagação da radiação, na ausência de nuvens e aerossóis da moda grossa, restringe-se a absorção e é regida pela equação de *chwarzchild*:

$$\mu \frac{dL_\lambda}{d\tau} = -L_\lambda + B_\lambda(T) \quad (2.3.1)$$

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1}{\lambda^5 (e^{C_2/\lambda T} - 1)} \quad (2.3.2)$$

em que $B_{\lambda}(T)$ é a função de Planck, $C_1 = 1,19104356 \times 10^8 \text{ W } \mu\text{m}^4 \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ e $C_2 = 1,4387685 \times 10^4 \mu\text{m K}$ são constantes, T é a temperatura (K) e λ é o comprimento de onda (μm).

A radiância observada por um satélite (L_{λ}) pode ser estimada integrando a Eq. (2.2.3.1) da superfície até o satélite de forma que:

$$L_{\lambda} = L_0 \exp\left(-\frac{\tau_s}{\mu}\right) + \int_0^{\tau_s} \exp\left(-\frac{\tau}{\mu}\right) B_{\lambda}(T) \frac{d\tau}{\mu} \quad (2.3.3)$$

em que a espessura óptica τ varia de 0 (na superfície) até τ_s (no topo da atmosfera), o termo em exponencial é a transmitância da atmosfera e L_0 a radiância que emerge da superfície. Na janela de 10 a 13 μm , espectro de interesse desse trabalho, os principais componentes atmosféricos são o vapor d'água e o CO_2 , no entanto, considera-se o vapor d'água como responsável por quase todo efeito de atenuação da radiação pela atmosfera. Desenvolvendo a integral do lado direito da Eq. (2.3.3), desprezando a absorção por CO_2 e considerando apenas a transmitância devido ao vapor d'água (Γ_w), resulta:

$$L_{\lambda} = L_0 \Gamma_w + [1 - \Gamma_w] B_{\lambda}(T). \quad (2.3.4)$$

A obtenção da radiância através da Eq. (2.3.4) não é tão simples e exige informações de radiossonda (perfil vertical de temperatura, umidade e pressão). Na prática é possível fazer algumas parametrizações visando simplificar o uso da Eq. (2.3.4), adotando duas alternativas simplificadoras: uma definindo a radiância descendente em

função da ascendente, e outra determinando uma forma paramétrica capaz de estimar a transmitância devida ao vapor d'água sem comprometer a precisão do resultado final.

Qin et al. (2001), procurando simplificar o cômputo da radiação térmica na atmosfera, consideram que a radiação $L^\uparrow(Ta)/L^\downarrow(Ta)$ (ascendente/descendente) emitida pela atmosfera, pode ser estimada usando apenas a temperatura média do ar e nesse caso assumem que elas têm a mesma intensidade. French et al. (2003) observam que existe uma diferença sistemática nas radiações ascendentes e descendentes, estabelecendo uma relação entre elas por uma lei exponencial onde a radiação ascendente é aproximadamente 20 ou 30 % inferior a radiação descendente. De qualquer forma ao assumir uma temperatura média do ar a contribuição térmica da atmosfera para o espaço, no segundo termo do lado direito da Eq. (2.3.4), não deve ser significativa. Segundo Qin et al. (2001) o erro absoluto em T_s devido a essa aproximação é menor que $0,026^\circ\text{C}$ e assim, considerando L_λ , L_0 , $B(Ta)$ como emitância térmica referente a T_b , T_s e Ta , respectivamente; eles assumem a Eq. (2.3.4) na forma:

$$B(T_b) = \Gamma w \varepsilon_0 B(T_s) + (1 - \Gamma w)[1 + \Gamma w(1 - \varepsilon_0)]B(Ta) \quad (2.3.5)$$

Fazendo $a_1 = \varepsilon_0 \Gamma w$, $a_2 = (1 - \Gamma w)[1 + \Gamma w(1 - \varepsilon_0)]$ resulta:

$$B(T_b) = a_1 B(T_s) + a_2 B(Ta) \quad (2.3.6)$$

Na faixa termal, para o Landsat; aplica-se um **mono-window** pelo qual a temperatura da superfície é estimada em função da transmitância (devido ao vapor d'água), da temperatura de brilho, da temperatura do ar e da emissividade da superfície. Para o MODIS; aplica-se um **split-window** pelo qual a temperatura da superfície é estimada

através de uma combinação linear com a temperatura de brilho e a transmitâncias (devido ao vapor d'água) dos canais 31 e 32.

2.4. CORREÇÃO ATMOSFÉRICA NO ESPECTRO SOLAR

O sensor de um satélite mede a radiância refletida pelo sistema Terra-atmosfera iluminado pelo Sol. A radiância no nível do satélite (L_p), em condições de céu claro, é resultante da radiância proveniente da atmosfera (L_a) e da superfície (L_s) e, por conseguinte, o que o satélite registra depende das propriedades ópticas da atmosfera e das propriedades físico-químicas e geométricas da superfície. Após retirar a contribuição da atmosfera, usando um método apropriado de correção atmosférica, obtêm-se as propriedades da superfície.

O grau de complexidade dos métodos de correção atmosférica está relacionado com a física do processo de transferência radiativa envolvendo propriedades da superfície e da atmosfera, de forma que os métodos mais complexos de correção atmosférica são os que procuram melhor descrever o processo de transferência radiativa no sistema Terra-atmosfera; em compensação esses métodos são os mais exatos.

Os métodos físicos têm como base modelos de transferência radiativa, nesse sentido, vários autores (Vermote et al., 1997; Vermote & Vermeulen, 1999; Liang et al., 2002; French et al., 2003) usam códigos de transferência radiativa (LOWTRAN, MODTRAN, SBDART, 6S etc.) para avaliar parâmetros atmosféricos.

Gilaber et al. (1994) usam uma forma simplificada da ETR (Equação de Transferência Radiativa) para estimar refletância da superfície através de imagens do

Landsat. O modelo considera superfícies uniformes e Lambertianas e não considera a radiação referente a múltiplos espalhamentos. A refletância intrínseca da atmosfera e parâmetros de aerossóis é estimada com informações da própria imagem, utilizando o método alternativo de correção atmosférica DOS. Considera ainda, uma atmosfera contendo aerossóis sem a presença de H₂O.

Rahman & Dedieu (1994) desenvolveram um método de correção atmosférica, semi-empírico, utilizando o modelo do 5S. A diferença está basicamente na parametrização das funções de transmitância da atmosfera que são parametrizadas utilizando o próprio 5S. Um dos objetivos dessa parametrização é amenizar a perda de precisão do 5S em situações onde o ângulo zenital do sol e de visada são maiores que 60° e 50°, respectivamente, ou quando a espessura óptica do aerossol em 0,55 µm é maior que 0,8.

Richter (1997) apresenta um método de correção atmosférica para superfície Lambertiana com influência de efeitos adjacentes. O modelo aplica-se a satélites com ângulo de visada próximo ao nadir. As funções para correção atmosférica são pré-estabelecidas em um catálogo obtidas com o MODTRAN. O modelo utiliza informações da própria imagem, pré-definindo valores de refletância para alvos escuros (água e vegetação densa) a fim de obter informações sobre as condições atmosféricas em diferentes áreas de uma imagem. O efeito de alvos adjacentes é estimado de forma aproximada, considerando a refletância média de alvos vizinhos. A estimativa da refletância efetiva do alvo observado é ponderada com a contribuição dos alvos vizinhos cujos pesos são relativos a transmitância difusa e direta.

Kaufman et al. (1997) mostram que existe uma relação estável entre a refletância no infravermelho médio e as da banda azul e vermelha para alvos com densa vegetação.

Vermote et al. (1997) aprimoraram o código 5S, em que, dentre outras alterações, dividem a atmosfera em 13 camadas, aplicam o método SOS (Successives Orders of Scattering) para estimar a transmitância e a refletância da atmosfera em relação aos aerossóis e inserem um tratamento para refletâncias anisotrópicas. A correção atmosférica referentes aos produtos MOD09 é fundamentada no código 6S. Vermote et al. (2002) apresentam os primeiros resultados de correção atmosférica para o MODIS, no visível e no infra-vermelho médio, como aplicação do código 6S.

Bastiaanssen et al. (1998) obtêm o albedo da superfície através da refletância de cada banda refletiva do Landsat 5, ponderadas com o fluxo incidente no topo da atmosfera, em que tanto os pesos atribuídos a cada banda como o fluxo incidente são pré-estabelecidos.

Liang (2000), através de sucessivas simulações com o código SBDART, estabelece uma expressão, aplicável a vários satélites dentre eles o MODIS, para converter albedo de bandas estreitas (refletâncias espectrais) em albedo de banda larga.

Tasumi et al. (2007), usando o mesmo princípio de Bastiaanssen et al. (1998) obtêm o albedo da superfície para o Landsat 5 e do MODIS. Os pesos de cada banda são obtidos após um ajuste na faixa espectral de cada banda de modo a cobrir o intervalo espectral de 0,3 a 3,0 μm .

Kotchenova et al. (2006) inserem uma alteração no código 6S para computar radiação polarizada; esse método envolve um campo vetorial com aplicação dos parâmetros de Stokes procurando dar mais eficiência ao 6S, agora batizado de 6Sv.

De um modo geral a estrutura de um método físico, de acordo com a leitura do primeiro parágrafo desta seção, pode ser ilustrada tal como na Figura 2.6, na qual analisando algumas contribuições para R_p (refletância planetária), observa-se a seguinte relação:

$$R_p = R_a + R_s, \quad (2.4.1.a)$$

$$R_s = R_{s^*} + R_{sv} \quad (2.4.1.b)$$

em que R_a é a refletância da atmosfera, R_s a refletância da superfície, R_{s^*} é a refletância do alvo visto pelo satélite e R_{sv} é a refletância da vizinhança composta pela contribuição de alvos adjacentes.

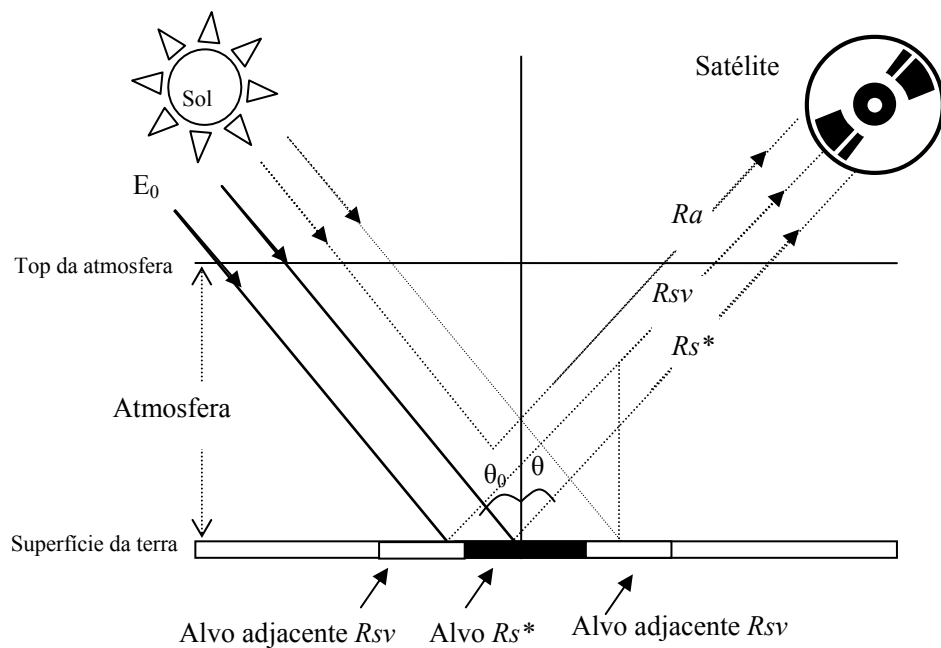


Figura 2.6. Esquema ilustrativo. R_a é a refletância da atmosfera, R_{s^*} é a refletância da superfície do alvo e R_{sv} é a refletância do alvo adjacente.

Através de modelos de transferência radiativa é possível relacionar a refletância do solo com a refletância planetária em que o sinal do satélite deve ser expresso como uma função da refletância do alvo, da atmosfera e da refletância média de alvos vizinhos. A relação entre essas contribuições e a refletância planetária é estabelecida através das transmitâncias direta e difusa (Tanré et al., 1987).

Um fóton ao ingressar na atmosfera é atenuado por absorção e/ou espalhamento em diversas altitudes até ser absorvida pelo sistema Terra-atmosfera ou voltar para o espaço. No espectro solar os principais elementos responsáveis pela absorção da radiação na atmosfera são os aerossóis, O_3 e H_2O ; outros gases como O_2 , CO_2 , CH_4 e N_2O , têm absorção fraca e não são considerados nesse trabalho. Por sua vez o espalhamento na atmosfera é atribuído ao aerossol e as moléculas de ar.

Um fóton ao atingir uma superfície pode ser absorvido ou refletido por ela; se refletido, pode ser absorvido pela atmosfera, voltar para o espaço ou, ainda, ser retroespalhado pela atmosfera contra a superfície e assim sucessivamente, caracterizando um processo de múltiplos espalhamentos entre a atmosfera e a superfície.

Na realidade, nem sempre uma superfície tem refletância isotrópica; no entanto, esse é o tratamento mais comum dado ao estudo de propriedades de superfície. Por outro lado, é bastante comum que em áreas irrigadas ou não, a cobertura da superfície seja heterogênea; neste caso a refletância de um determinado alvo dessa cobertura pode ser influenciada pela refletância de alvos adjacentes. Conforme Richter (1997) a contribuição de alvos adjacentes é estimada através de um valor médio da refletância dos alvos vizinhos ponderada com funções de transmitância difusa e direta. De acordo com Vermote et al. (2006) a estimativa da refletância média da vizinhança não é exata, mas é necessária. Poucos estudos sobre efeitos adjacentes têm obtido êxito, inclusive questiona-se o método PSF (point spread function) que é um dos mais complexos (Liang et al., 2001).

Em geral os métodos de correção atmosférica consideram a propagação da radiação solar como se esta fosse uma única camada homogênea, quando no perfil vertical de uma atmosfera real, distintos componentes (gases, H_2O e aerossol) estão localizados em diferentes altitudes implicando em diferentes interações que um fóton realiza ao longo do

caminho espaço/terra/espaço. Assim, tratar a atmosfera como uma única camada é insuficiente para descrever corretamente o processo de transferência radiativa no meio atmosférico. A divisão da atmosfera em 13 camadas foi uma das alterações no código 5S (Vermote et al., 1997).

No espectro solar as bandas de absorção, em especial do vapor d'água, apresentam intervalos espectrais diferentes das bandas espectrais dos satélites. Neste trabalho usa-se a parametrização feita conforme descrito na seção 2.2.7.3, a qual pode não ser exata, mas se ajusta melhor aos intervalos espectrais das bandas dos satélites permitindo uma melhor descrição monocromática das funções de correção atmosférica.

Existem na literatura muitos algoritmos para estimar R_s , muitos dos quais não levam em conta o processo de múltiplos espalhamentos entre a superfície e a atmosfera, eles assumem que o albedo atmosférico para radiação difusa é de pouca importância.

Para fazer correção atmosférica, Song et al. (2001) não consideram as múltiplas reflexões entre a superfície e a atmosfera. Eles assumiram que a refletância de uma superfície lambertiana (R_s) em condições de céu claro pode ser estimada conforme a expressão:

$$R_s = \frac{\pi(L_p - La)}{\Gamma(\mu_v)[E_{DR}(\mu_s) + E_{DF}(\mu_s)]} \quad (2.4.2)$$

em que $E_{DR}(\mu_s)/E_{DF}(\mu_s)$, são irradiâncias direta/difusa que incidem na superfície, L_p é radiância registrada pelo satélite, La é a radiância refletida pela atmosfera, $\Gamma(\mu_v)$ é a transmitância da da atmosfera na direção superfície-sensor. A refletância da atmosfera é estimada usando o método DOS em várias situações, em algumas delas a irradiância difusa é estimada usando o código 6S. Os resultados apresentados deixam algumas incertezas, indicando a necessidade de métodos mais apurados para eliminar efeitos atmosféricos,

principalmente efeitos devido a aerossóis, quando se deseja estimar refletância da superfície. A presença de aerossóis na atmosfera deve reduzir o brilho do objeto visto pelo sensor do satélite causando complicações para o método DOS.

No método de Liang (2001) consideram-se as múltiplas reflexões entre a atmosfera e a superfície, cria-se uma look-up table (tabela de valores referenciais), onde a refletância de um alvo está associada à carga de aerossol e efeitos adjacentes de alvos vizinhos. O método está baseado no fato de que a refletância no topo da atmosfera é dada pela fórmula (Liou, 1980):

$$L_p = L_a + \frac{R_s}{1 - R_s A_e} \mu_s \frac{S_0}{\pi} \Gamma(\mu_s) \Gamma(\mu_v) \quad (2.4.3)$$

onde A_e é o albedo atmosférico para radiação difusa.

As funções de correção atmosférica (transmitâncias) são estimadas através de simulações com uso do MODTRAN, executado para $R_s = 0, 0,5$ e $0,8$. O ângulo zenital e o conteúdo de vapor d'água são constantes para toda imagem, variando apenas a carga de aerossol. Dessa forma gera-se uma tabela com valores das funções de correção para vários ângulos zenitais, profundidade de aerossol e conteúdo de vapor d'água. Considera-se as superfícies heterogêneas, formadas por alvos com refletância Lambertiana. A contribuição de alvos vizinhos (efeito de alvos adjacentes) é ponderada conforme a distância em relação ao alvo localizado no centro da área considerada.

No algoritmo SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998) o procedimento é um dos mais simples e prático que existe na literatura, no entanto apresenta muitas limitações. O método aplica-se apenas em situações atmosféricas de baixa turbidez, é necessário o conhecimento das propriedades refletivas de pelo menos um pixel no momento da passagem do satélite, as funções de correção atmosférica restringem-se a transmitância, a

qual varia apenas com a altura e é imprópria para correção por bandas. Segundo Tasumi et al. (2007) o método pode reduzir a acurácia na estimativa do balanço de radiação em até 15%. O albedo da superfície A_s é estimado conforme a expressão:

$$A_s = \frac{R_p - R_a}{\Gamma^2} \quad (2.4.4.a)$$

em que Γ é a transmitância média da atmosfera em todo espectro solar, determinada por uma fórmula empírica, variando apenas com a altura, R_a é a refletância da atmosfera para todo espectro solar com valor pré-fixado e R_p é a refletância planetária resultante das contribuições de cada banda. A contribuição de cada banda é pesada conforme a respectiva densidade de fluxo incidente no topo da atmosfera. Com a Eq. (2.4.4.a) é possível obter resultados mais apurados desde que se conheça a refletância de dois alvos distintos no momento da passagem do satélite.

Considerando o algoritmo SEBAL e suas limitações, Tasumi et al. (2007) definem, para cada banda, funções empíricas (transmitância e refletância) para correção atmosférica. O método é incorporado ao METRIC e apresenta um avanço no sentido de melhorar o desempenho do SEBAL. No entanto, apresenta algumas limitações: não é aconselhado para ângulos de visada maiores que 20° , e assim como o SEBAL não faz correção de efeitos adjacentes; as funções de correção atmosférica são constantes em relação a carga de aerossol na atmosfera, e apresenta erro (valores negativos) na estimativa da refletância da atmosfera na banda 7 do MODIS e banda 5 do Landsat. Neste algoritmo a refletância da superfície para uma banda i (R_{si}) é semelhante a Eq. (2.4.2) onde:

$$R_{si} = \frac{R_{pi} - R_{ai}}{\Gamma_i(\mu_s)\Gamma_i(\mu_v)}. \quad (2.4.4.b)$$

Em que R_{pi} é a refletância planetária no nível do satélite, R_{ai} é a refletância intrínseca da atmosfera e $\Gamma_i(\mu_s)$, $\Gamma_i(\mu_v)$ são as transmitâncias na direção sol-alvo e alvo-satélite, respectivamente. Essas funções de transmitâncias na Eq. (2.4.4.b) são obtidas através de simulações com o SMART2 (Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer) de modo que:

$$\Gamma_i(\mu_s) = c_1 \exp\left[\frac{c_2 P - c_3 w - c_4}{\mu_s}\right] + c_5 \quad (2.4.5.a)$$

$$\Gamma_i(\mu_v) = c_1 \exp\left[\frac{c_2 P - c_3 w - c_4}{\mu_v}\right] + c_5 \quad (2.4.5.b)$$

$$R_{ai} = c_b [1 - \Gamma(\mu_v)]. \quad (2.4.5.c)$$

Em que os coeficientes c_i são definidos na Tabela 2.6 para o TM –Landsat 5 e Tabela 2.2.7 para o MODIS, w é o conteúdo de vapor d’água na atmosfera.

Tabela 2.6. Constantes das funções de correção do METRIC para uso em imagens Landsat 5.
Fonte: Tasumi et al. (2007).

banda	1	2	3	4	5	7
C1	0,987	2,319	0,951	0,375	0,234	0,365
C2	-0,0007	-0,0002	-0,0003	-0,0005	-0,001	-0,001
C3	3,6E-05	0,00011	0,00028	0,00502	0,00436	0,0043
C4	0,088	0,0437	0,0875	0,1355	0,056	0,0155
C5	0,0789	-1,2697	0,1014	0,6621	0,7757	0,639
Cb	0,64	0,31	0,286	0,189	0,274	-0,186
w _{pi}	0,254	0,149	0,147	0,311	0,103	0,036

Tabela 2.7. Constantes das funções de correção do METRIC para uso em imagens MODIS.
 Fonte: Tasumi et al. (2007).

Banda	1	2	3	4	5	6	7
c1	1,102	0,451	0,996	1,944	0,318	0,216	0,275
c2	-0,0002	-0,00023	-0,0007	-0,0002	-0,0002	-0,0005	-0,00031
c3	0,00029	0,00055	3,6E-05	0,00011	0,00064	0,0008	0,0043
c4	0,0875	0,09	0,088	0,054	0,076	0,094	0,0155
c5	-0,0471	0,5875	0,0678	-0,887	0,71	0,8006	0,7282
Cb	0,262	0,397	0,679	0,343	0,68	0,639	-0,464
W _π	0,215	0,215	0,242	0,129	0,101	0,062	0,036

O albedo da superfície (As) é estimado através da soma das refletâncias de cada banda (Rs_i). No computo de As cada Rs_i tem um peso w_{pi} , relativo à fração da radiação solar referente ao intervalo espectral da banda i , que incide na superfície, ou seja;

$$As = \sum_{b=1}^7 (Rs_i \cdot w_{pi}) \quad (2.4.6.a)$$

$$w_{pi} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} G_{\lambda} d\lambda}{\int_{0,3}^{4,0} G_{\lambda} d\lambda} \quad (2.4.6.b)$$

Na Eq. (2.4.6.b) o intervalo espectral de λ_1 a λ_2 são a priori, intervalos espectrais das bandas. No entanto, Tasumi et al. (2007) estabeleceram esses limites de modo a cobrir o intervalo espectral de 0,3 a 4,0 μm . Observe-se que no caso do TM-Landsat 5, na Eq. (2.4.6.a), exclui-se a banda 6.

No produto MOD02 nível 1B as radiâncias nos canais de 1 a 7 são corrigidas para gerar os produtos MOD09 (refletância da superfície); o método de correção é descrito por Vermote & Vermeulen, (1999), tendo como base o Código 6S (Vermote et al., 1997). Nesse algoritmo são feitas correções referentes a efeitos de alvos adjacentes (efeitos

causados pela variação de coberturas de alvos vizinhos), efeitos de anisotropia, efeitos referentes a espalhamento (por aerossol e Rayleigh), absorção por gases (vapor d'água, ozônio - O₃, dióxido de carbono - CO₂, oxigênio - O₂) e contaminação por cirrus. As funções de correção atmosférica, funções de τ , ω e da função de fase, são pré-estabelecidas em uma tabela de valores (Look-up table) para uma variedade de tipos de aerossol e condições geométricas, fazendo usos do código 6S.

Os componentes atmosféricos são distribuídos verticalmente conforme a altitude, de forma que:

- Vapor d'água e aerossol estão concentrados até 3 km;
- O espalhamento molecular é considerado até 8 km;
- A concentração de ozônio está acima de 20 km;
- Os gases O₂ e CO₂ estão presentes em toda a coluna atmosférica.

Exceto O₂ e CO₂ os demais componentes são obtidos de outros produtos MODIS (MOD04: aerossol; MOD05: vapor d'água; MOD07: ozônio).

O método PSF (point spread function) é usado para corrigir efeitos adjacentes considerando uma distância de 10 pixels.

Para uma superfície Lambertiana e absorção por gases na atmosfera, a R_p é estimada conforme a expressão:

$$R_p = \Gamma g(O_3, O_2, CO_2, m) \left[\begin{array}{l} Ra_R + (Ra_{(A+R)} - Ra_R) \Gamma w(m, H_2O / 2) \\ + \Gamma(\mu_s) \Gamma(\mu_v) \frac{Rs}{1 - Ae.Rs} \Gamma w(m, H_2O) \end{array} \right] \quad (2.4.7)$$

$$m = \frac{1}{\mu_s} + \frac{1}{\mu_v}$$

em que $\Gamma_g(O_3, O_2, CO_2, m)$ refere-se á transmitância gasosa de O_3, O_2, CO_2 ; R_{aR} e $R_{a(A+R)}$ são as refletâncias da atmosfera referentes ao espalhamento Rayleigh (espalhamento molecular) e a mistura ar e aerossol respectivamente, μ_s, μ_v são os co-senos dos ângulos zenital e de visada, respectivamente; $\Gamma(\mu)$ é a transmitância da mistura ar e aerossol na direção μ , A_e o albedo esférico da atmosfera. O termo $\Gamma_w(m, H_2O/2)$ é uma maneira de compensar a absorção por vapor d'água na presença de aerossol. Na transmitância por vapor d'água usa-se uma fórmula empírica para ajustes conforme a resposta espectral do MODIS.

A refletância efetiva do alvo R_s^* (refletância do pixel observado pelo satélite) é:

$$R_s^* = \frac{R_s \Gamma(\mu_v) - \langle R_s \rangle \Gamma_{DF}(\mu_v)}{\Gamma_{DR}(\mu_v)} \quad (2.4.8)$$

em que $\langle R_s \rangle$ é a refletância média de uma área de 21 x 21 pixels centrada no pixel observado, onde a contribuição dos pixels vizinhos é ponderada com a distância em relação ao pixel central, conforme a expressão:

$$\langle R_s \rangle = \sum_{j=-10}^{10} \sum_{i=-10}^{10} f(r(i, j)) R_s(i, j), \quad (2.4.9)$$

em que $r(i, j)$ é a distância entre o pixel (i, j) e o centro da área considerada.

2.5. CORREÇÃO ATMOSFÉRICA NA FAIXA TERMAL DE 10 a 13 μm

A temperatura da superfície (T_s) é uma importante variável no processo de trocas de energia (superfície/atmosfera) e observações da variabilidade climática, dentre

outras (Valor & Casselles, 1996). O uso do sensoriamento remoto é importante para estimar T_s . Portanto muitos pesquisadores procuram desenvolver métodos confiáveis de estimativas de T_s (Sobrino et al., 1994; Hurtado, 1996; Richter, 1997; Vidal et al., 1997; Qin et al., 2001; Dash et al., 2002).

A relação entre a radiância registrada pelo satélite e a emitida pela superfície é influenciada pela absorção e emissão de gases. Neste trabalho, a influência da atmosfera é atribuída apenas ao vapor d'água, uma vez que outros gases nessa região têm pouca influência. De acordo com French et al. (2003) para se obter valores precisos de T_s é necessário eliminar efeitos atmosféricos causados pelo vapor d'água. No entanto, existem algoritmos como o SEBAL (Bastiaanssen, 1998) que estimam a T_s através da T_b , sem fazer correção atmosférica. Segundo Wan (1999), a determinação da temperatura de superfície depende, dentre outros fatores, de uma boa avaliação dos efeitos da atmosfera, de uma boa estimativa da emissividade e da resolução radiométrica do satélite.

Sobrino et al. (1994) aplicaram o método **split-window** aos canais 4 e 5 do NOAA – AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Wan (1999) aplica uma versão generalizada do **split-window** para fornecer T_s nos produtos MOD11. Liang et al. (2001) estabeleceram uma relação linear entre T_s e T_b em canal termal multi-espectral. Já Qin et al. (2001) usaram um **mono-window** e consideraram apenas o vapor d'água como responsável pelo efeito atmosférico.

No que segue descreve-se os parâmetros necessários para uma correção atmosférica na estimativa de T_s .

2.5.1. Temperatura de Brilho (T_b)

A temperatura de brilho (T_b) de um corpo no comprimento de onda λ corresponde à radiância registrada pelo sensor do satélite e pode ser estimada pela inversão da função de Planck (Eq. 2.2.3.2). Para tanto, converte-se o número digital (ND) correspondente em radiância monocromática, através da qual se obtém a T_s .

O sensor de um satélite fornece informações pelas quais obtém-se a radiância emergente do sistema Terra-atmosfera. Essa radiância possibilita o cômputo da temperatura de brilho através da função de Planck. A radiância $L(\lambda)$ em $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ emitida por um corpo com temperatura T e emissividade $0 < \varepsilon < 1$, é dada por:

$$L(\lambda) = \varepsilon B(\lambda, T) = B(\lambda, T_b) \quad (2.5.1)$$

Combinando as Eqs. (2.3.2) e (2.5.1) resulta:

$$T_b = \frac{k_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L(\lambda)} + 1\right)}, \quad (2.5.2)$$

em que $k_1 = \frac{C_1}{\lambda^5}$, $k_2 = \frac{C_2}{\lambda}$, C_1 e C_2 são os mesmos da Eq. (2.3.2). No caso do TM-Landsat 5, $k_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $k_2 = 1260,56 \text{ K}$ (Wukelic et al., 1989).

2.5.2. Temperatura Média do Ar (T_a)

Conforme Qin et al. (2001) é difícil obter um perfil médio da temperatura do ar no instante da passagem do satélite. Nesse sentido, Sobrino et al. (1991) definiram que a temperatura média do ar (T_a) pode ser estimada, segundo a expressão:

$$Ta = \frac{1}{w} \sum_z Tz \cdot w_z = \sum_z Tz \cdot R_w, \quad R_w = \frac{w_z}{w}, \quad (2.5.3)$$

em que w é o total de água precipitável na atmosfera, w_z e Tz são respectivamente a água precipitável e a temperatura da atmosfera na altitude z .

Até a altitude de 13 km o perfil vertical de temperatura da atmosfera entre T_0 (temperatura próxima a superfície) e T_T (temperatura no topo da atmosfera) apresenta um gradiente Rz praticamente constante onde (Qin et al., 2001):

$$Rz = (Tz - T_0)/(T_0 - T_T). \quad (2.5.4)$$

Da Eq. (2.5.4):

$$Tz = T_0 - Rz(T_0 - T_T). \quad (2.5.5)$$

Combinando as Eqs. (2.5.3) e (2.5.5) e usando perfis verticais de atmosfera padrão de McClatchey et al. (1971), Qin et al. (2001) determinaram as seguintes equações para estimar Ta :

Para uma atmosfera USA 1976: $Ta = 25,9396 + 0,88045T_0 \quad (2.5.6)$

Para uma atmosfera tropical: $Ta = 17,9769 + 0,91715T_0 \quad (2.5.7)$

Para uma atmosfera de média latitude no verão: $Ta = 16,011 + 0,92621T_0 \quad (2.5.8)$

Para uma atmosfera de média latitude no inverno: $Ta = 19,2704 + 0,91118T_0 \quad (2.5.9)$

2.5.3. Transmitância da Atmosfera na Faixa Termal de 10 a 13 μm

Na janela atmosférica de 10 a 13 μm o componente atmosférico responsável por quase toda absorção da radiação é o H_2O . Neste trabalho, para estimar a transmitância devido ao vapor d'água entre 10 e 13 μm , utilizam-se as parametrizações de Robert et al. (1976), em que, conforme Liou (1992) o coeficiente de absorção do vapor d'água contínuo ponderado com a temperatura (β_{wc}) é estimado conforme as expressões:

$$\beta_{wc} = C(\nu, T)[e + 0,002(p - e)] \quad (2.5.10)$$

$$C(\nu, T) = C(\nu, 296) \exp\left[6,08\left(\frac{296}{T} - 1\right)\right] \quad (2.5.11)$$

$$C(\nu, 296) = 4,18 + 5578 \exp(-0,00787\nu) \quad (2.5.12)$$

em que ν é o número de onda (cm^{-1}), p (atm) e e (atm) são a pressão total e a pressão parcial do vapor, respectivamente, C é medido em $\text{cm}^2 \text{g}^{-1} \text{atm}^{-1}$ e, por conseguinte, a unidade de β_{wc} é cm^2/g .

A transmitância devido ao vapor d'água (Γ_w) é estimada por:

$$\Gamma_w = \exp(-\beta_{wc} \cdot \rho_w \cdot z / \mu_0) \quad (2.5.13)$$

em que ρ_w ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$), z (cm) e μ_0 , são nesta ordem, a densidade do vapor d'água, a espessura geométrica da camada atmosférica e o co-seno do ângulo zenital.

A eficiência desse método comparada ao MODTRAN foi constatada por French et al. (2003). Eles obtiveram resultados que diferem em menos de 1% em relação aos obtidos com o MODTRAN.

2.5.4. Emissividade da Superfície (ϵ_0)

Conforme comentários na seção 2.5 e mostra-se no Apêndice D, é possível estimar a temperatura da superfície sem o conhecimento da emissividade quando se emprega o método **split-window**, no entanto, ao utilizar um **mono-window**, torna-se fundamental o seu conhecimento, para tanto, existem vários procedimentos (Dash et al., 2002).

Para a região da janela atmosférica, Van de Griend & Owe (1993), definiram uma relação entre a emissividade (ϵ_0) e o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI), segundo a qual:

$$\epsilon_0 = 1,009 + 0,047 \ln NDVI, \quad (2.5.14)$$

De acordo com Valor & Caselles (1996), o erro cometido na estimativa de ϵ_0 pela Eq. (2.5.14) é menor que 0,7%, para $0,157 < NDVI < 0,727$. Neste trabalho, a emissividade, no caso do **mono-window**, é estimada conforme a Eq. (2.5.14).

2.5.5. Método Mono-Window

O método **mono-window** é adequado para fazer correção atmosférica em imagens de satélite que tem apenas um canal termal entre 10 e 13 μm . A correção atmosférica depende da transmitância da atmosfera e da temperatura média do ar sendo, portanto necessário o conhecimento de dados de radiossonda, nem sempre disponíveis. Uma alternativa simplificadora para esse método é encontrar formas empíricas que dentro de uma margem de erro aceitável, forneçam a quantidade de água precipitável na

atmosfera, a transmitância e a temperatura média do ar. Nesse sentido, Qin et al. (2001) estabeleceram, para o TM-Landsat 5, que a temperatura da superfície (T_s) pode ser estimada conforme a expressão:

$$T_s = \{a_3(1 - a_1 - a_2) + [a_4(1 - a_1 - a_2) + a_1 + a_2]T_b - a_2Ta\}/a_1. \quad (2.5.15)$$

em que a_1 a_2 são os mesmos da (Eq. 2.3.5), $a_3 = -67,355351$, $a_4 = 0,458606$, T_b é a temperatura de brilho, Ta é a temperatura média do ar e Γ_w é a transmitância devido ao vapor d'água. O valor de Ta na Eq. (2.5.15) é estimado através de equações empíricas conforme seção 2.5.2; já Γ_w é estimada também por equações empíricas conforme a temperatura próxima a superfície.

2.5.6. Método Split-Window

O método **split-window** é o mais adequado para satélites com dois canais na faixa termal entre 10 e 13 μm (Eyre, 1986). Nesse método é estabelecida uma combinação linear entre as temperaturas de brilho dos dois canais, restringindo a correção atmosférica apenas ao uso da transmitância atmosférica devida ao vapor d'água. De acordo com Kidder & Vonder Haar, (1995) T_s é estimada pela expressão:

$$T_s = Tb_1 + \frac{1 - \Gamma_{w_1}}{\Gamma_{w_1} - \Gamma_{w_2}}(Tb_1 - Tb_2) \quad (2.5.16)$$

em que Tb_i e Γ_{w_i} , são a temperatura de brilho e a transmitância do canal i , respectivamente. No Apêndice D mostra-se a dedução da Eq. (2.5.16).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. MATERIAL

Neste trabalho, a correção atmosférica é aplicada a imagens TM-Landsat 5 e MODIS em regiões indicadas na Figura 3.2, com especificações nas Tabelas 3.1 e 3.2. O critério usado na seleção das imagens obedece a seqüência: dia de céu claro (dia sem presença de nuvens), local onde estava sendo realizada medidas de superfície, R_s , T_s e radiação solar, variação da carga de aerossol, variação do ângulo zenital do sol e de visada. As imagens foram processadas usando o software Erdas 8.7.

São usados medidas de superfície (radiação solar, T_s e R_s) obtidas em experimentos, informações sobre a carga de aerossol e vapor d'água obtidas de produtos MODIS e no site da AERONET e ainda, dados de radiação da rede SolRad-NET.

A correção atmosférica de imagens MODIS é aplicada a produtos nível 1B (Produtos MOD02/MYD02). Os parâmetros atmosféricos e geométricos referentes ao momento de passagem do satélite, necessários ao funcionamento do modelo são obtidos de imagens MODIS (MOD/MYD03, MOD/MYD04, MOD/MYD05, MOD/MYD07 e

MOD/MYD08). Essas imagens, juntamente com as dos produtos 1B, podem ser obtidas no site: <<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>>.

No Quadro 1 se apresenta um resumo dos produtos MODIS utilizados neste trabalho.

Quadro 1. Alguns produtos MODIS

PRODUTO	Resolução espacial	FORNECE
MOD02/MYD02	250 m, 500 m e 1000m	Radiância medida pelo satélite.
MOD03	1 km	O ângulo zenital e azimutal do sol e do satélite.
MOD04	10 km	Parâmetros de aerossol: espessura óptica e expoente de Angström.
MOD05	1 km	Concentração de vapor d'água na atmosfera.
MOD07	5 km	Pressão e temperatura da superfície, Perfil vertical de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho.
MOD08	1 grau	Parâmetros de aerossol (expoente de Angström e espessura óptica em 0,55 μm), vapor d'água e ozônio.
MOD09/MYD09	250 e 500 m	Refletância da superfície.
MOD11	1000 m	Temperatura da superfície.

Os produtos de nível 1B do MODIS (MOD02/MYD02 - produtos que fornecem a radiância medida pelo MODIS) precisam ser georreferenciados. Neste trabalho, fez-se georreferenciamento com o software ERDAS usando imagens de refletância MOD09 o que nem sempre produz bons resultados e dificulta uma conferência pixel a pixel, entre a imagem corrigida e a imagem MOD09. Dessa forma, para comparar resultados, procura-se identificar pontos comuns entre as imagens ou áreas com aparência de superfície uniforme.

Neste trabalho, para estimar R_s ou T_s corrigidas dos efeitos atmosféricos, utilizou-se:

a) na estimativa da R_s :

- a) nas sub-regiões R1 e R3 na Figura 3.2; usou-se medida de superfície (R_s), obtidas no momento da passagem do satélite, através de um saldo-radiômetro (CNR1 da Campbell Inc) que mede a radiação solar incidente (piranômetro CM3 para cima) e refletida (piranômetro CM3 para baixo) no espectro de 0,3 a 2,8 μm com precisão de $\pm 2,5\%$. Usou-se ainda, um analisador de CO_2 e H_2O (LI -7500 da LI - COR) que mede a temperatura do ar, umidade relativa, pressão atmosférica e concentração de H_2O . Na Figura 3.1 mostra-se o local de realização de experimento, projeto financiado pelo CNPq, com imagens desses instrumentos.
- b) informações sobre albedo da superfície utilizado em outros experimentos: na sub-região R4 – Petrolina - PE e na sub-região R5 - Santa-Rita do Passa Quatro - S. Paulo.
- c) os Locais com imagens TM-Landsat 5 na sub-região R1 - Ceará, R4 – Pernambuco e R5 - São Paulo (Figura 3.2, Tabela 3.1), foram escolhidos devido a existência de medidas de superfície, obtidas no momento da passagem do satélite. Nos locais de medição observa-se área homogênea maior que 1 km^2 .
- d) para as imagens MOD02hm e MYD02hm na sub-região R1 - Ceará, R2 - Piauí, R3 - Paraíba, R5 - São Paulo e R6 - Mato Grosso (Figura 3.2, Tabela 3.2). A escolha das sub-regiões R1, R3 e R5, foram devido a existência de medidas de superfície, obtidas no momento da passagem do satélite. A escolha da sub-região R2, foi

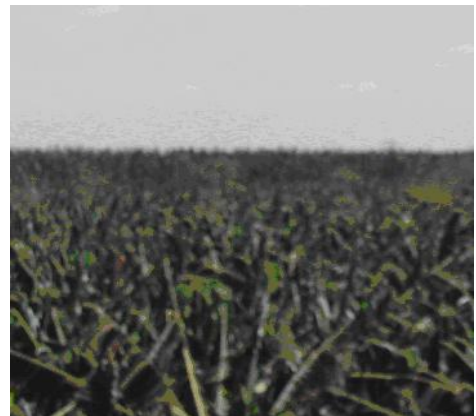
devido a variação na carga de aerossol (Tabela 3.2) e na sub-região R6 foi para verificar o desempenho do modelo para uma atmosfera com alta carga de aerossol (Tabela 3.2).



a)



c)



d)



b)

Figura 3.1. Local de experimento, instrumentos instalados a 1,5 m de altura do dorsel de bananeiras. a) torre com 8 m de altura, b) Saldo-radiômetro, c) analisador LI-7500, d) dorsel de bananeiras.

- e) dados de ozônio, aerossol e vapor d'água, obtidos nos produtos MOD08 e no site da AERONET. O produto oficial de aerossol (MODIS) é o MOD04, no entanto foi usado o MOD08, pois o software (Erdas 8.7), usado no processamento das imagens, apresentou problemas ao processar as imagens MOD04.
- f) valores da refletância da superfície fornecida por imagens MOD09 e MYD09.
- g) o software, Visual Fortran versão 6.5, para executar o modelo de transferência radiativa desenvolvido neste trabalho.
- h) um software (DATAFIT 8.1) para fazer ajuste de curvas.
- i) dados de coeficientes de absorção de O₃ e H₂O, tabelados por Leckner (1978).
- j) o código da transferência radiativa SBDART para verificar o desempenho do modelo de transferência radiativa desenvolvido neste trabalho.

b) na estimativa da T_s :

- a) medida de superfície (T_s), obtidas no momento da passagem do satélite, usando os instrumentos (pigeômetros CG3 e o LI -7500) ilustrados na Figura 3.1, usado nas sub-regiões R1 e R3 Figura 3.2 e Tabela 3.2, que mede a temperatura da superfície com precisão de ± 2 K,
- b) dados de pressão e temperatura, de dezembro de 2000 em Petrolina – PE (09°24'S; 40°30'W; 376m), fornecido pela estação do INMET - Instituto Nacional de Meteorologia.
- c) dados tabelados em Qin et al. (2001).

- d) duas imagens TM –Landsat 5, sendo uma de 4 de dezembro de 2000 na sub-região R4 - Petrolina – PE (09°24’S; 40°30’W; 376m) e outra de 28 de janeiro de 2006 na sub-região R1 - Quixeré-CE (5°4’35’’S, 37°51’34’’W, 130 m).
- e) uma imagem MOD021KM (produto nível 1B, fornece a radiância no nível do satélite com resolução espacial de 1 km) de 12 de julho de 2005 na sub-região R3- Gurjão - PB (7°15’S, 36°29’W, 491m) e outra na sub-região R1-Quixeré - Ceará
- f) dados de uma sondagem Meteorológica, mostrado na Tabela 3.3, realizado na sub-região R4 - Petrolina – PE (9°24’S; 40°30’W; 376 m).
- g) dados de sondagem remota, mostrados nas Tabelas 3.4.a – d.
- h) imagens MOD11, que fornecem a temperatura da superfície, nas sub-regiões R1, e R3, Figura 3.2.

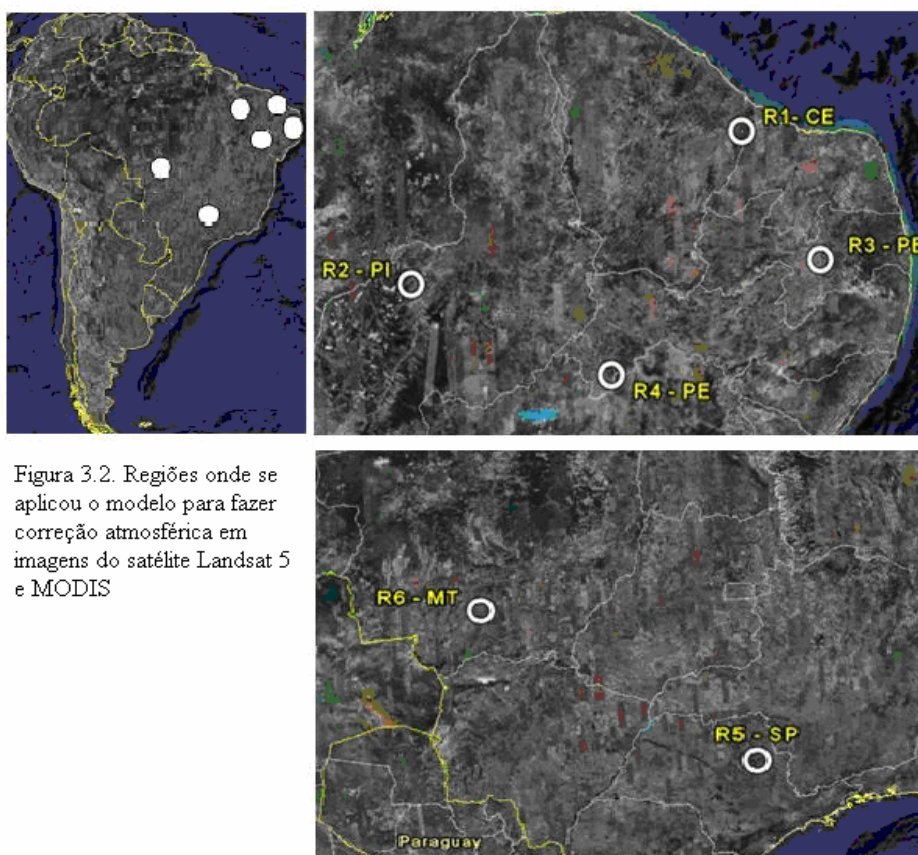


Figura 3.2. Regiões onde se aplicou o modelo para fazer correção atmosférica em imagens do satélite Landsat 5 e MODIS

Tabela 3.1. Locais de aplicações com imagens TM-Landsat 5. Os valores assinalados com * correspondem a medidas de superfície e os demais obtidos em imagens MODIS

Sub - Região	Coordenadas	Dia-ano	Cor. Para	Zênite sol	Zênite Satélite	Aerossol τ (0,55)	W (g.cm ⁻²) Pressão (mb)
R1- Ceará	5°04'51"S 37°51'35"W	28-06	Rs/Ts	34°	~1°	0,10	3,5 * 970 *
R4 - Pernambuco	9°03'S 40°19'W	288-05	Rs	36°	~1°	0,02	2,7 967
R4 - Pernambuco	9°24'S 40°30'W	338-00	Ts	38°	-1°	x	2,38 968
R5 – S. Paulo	21°38'S 47°47'W	213-05	Rs	56,9°	~1°	0,013	1,7 947

Tabela 3.2. Locais de aplicações com imagens MODIS. Os valores assinalados com * correspondem a medidas de superfície, os assinalados com ** foram, obtidos no site da AERONET e os demais em imagens MODIS.

Sub – Região/Alvo	Coordenadas	Dia-Ano	Cor. Para	Zênite Sol	Zênite Satélite	Aerossol τ (0.55)	W (g.cm ⁻²) Pressão (mb)
R1- Ceará	5°04'51" S 37°51'35" W	344 – 05	Rs/Ts	26°	17°	0,085	3,7 * 980 *
R2 – A, Piauí	6°38' S 41°18' W	337-05	Rs	28°	28°	0,010	3,7 966
R2 – B, Piauí	9°30' S 42°35' W	337-05	Rs	27°	31°	0,104	3,8 957
R2 – C, Piauí	9°00' S 43°59' W	337-05	Rs	28°	45°	0,206	4,0 955
R2 – D, Piauí	7°25' S 44°18' W	337-05	Ts	30°	47°	0,420	3,7 980
R3 - Paraíba	7°15' S 36°29' W	193-05	Rs/Ts	37°	17°	0,053	3,0 930
R3 - Paraíba	7°15' S 36°29' W	344-05	Rs	24°	31°	0,053	2,7 970
R5 - S. Paulo	21°38' S 47°47' W	197-05	Rs	49°	2,2°	0,045	2,4 946
R6 - M. Grosso	15°43' S 56°12' W	234-05	Rs	33°	55°	0,211**	2,6 ** 976
R6 – A-1 M. Grosso	15°54'45,43" S 55°55'26,8" W	245-05	Rs	30°	42°	1,26**	4,0 ** 976
R6 – A-2 M. Grosso	15°44'43,25" S 56°11'36,67" W	245-05	Rs	30°	42°	1,26**	4,0 ** 976
R6 – A-3 M. Grosso	16°09'24,28" S 55°48'24,26" W	245-05	Rs	30°	42°	1,26**	4,0 ** 976
R6 –B-1 M. Grosso	17°45'56" S 56°14'09" W	245-05	Rs	34°	19,5°	0,785	3,5 976
R6 –B-2 M. Grosso	17°11'15" S 56°21'37" W	245-05	Rs	34°	19,5°	0,785	3,5 976
R6 –B-3 M. Grosso	17°15'22" S 56°47'51" W	245-05	Rs	34°	19,5°	0,785	3,5 976
R6 – C M. Grosso	18°08'44" S 55°33'30" W	245-05	Rs	32°	42,5°	0,397	3,5 976

Tabela 3.3. Altitude (z) Pressão (mb), temperatura Tz (K) e água precipitável Wz (g.cm⁻²) na altitude z, referentes a dados de sondagem de 11 de agosto de 1985 em Petrolina.

Z(km)	P(mb)	Tz (K)	Wz (gcm ⁻²)
0	974,4	298,6	1,34
1	861,4	288,9	0,78
2	759,2	285,0	0,64
3	663,5	278,8	0,18
4	584,9	272,7	0,09
5	516,3	266,2	0,02
6	444,4	260,2	0,01
7	390,0	251,7	0,01
8	332,9	244,7	0,00
9	289,4	235,6	0,00
10	247,7	225,2	0,00
11	209,7	214,5	0,00
12	174,2	204,6	0,00
13	146,6	195,5	0,00
14	120,5	192,9	0,00
15	100,1	196,3	0,00

Tabela 3.4.a. Sondagem remota produto MOD07 dia 01/08/2005 no ponto: (12°25'49,29"S; 41°48'22,63").

P (hPa)	T (K)	Td (K)
950	298.9	278.065
920	297.1	276.9
850	293.0	273.5
780	288.1	268.4
700	282.1	260.0
620	276.0	249.9
500	266.3	235.0
400	254.3	226.7
300	242.0	242.0
250	238.6	213.4
200	232.2	232.2
150	229.2	207.1
100	221.9	221.9
70	218.3	200.9
50	215.4	215.4

Tabela 3.4.b. Sondagem remota produto MOD07 dia 01/08/2005 no ponto: (13°55'13,54" S; 39°33'24,58" W).

P (hPa)	T (K)	Td (K)
950	296	286
920	294	284
850	290	280
780	287	273
700	282	262
620	277	251
500	267	237
400	255	228
300	240	217
250	233	210
200	219	203
150	206	195
100	195	188
70	210	185
50	211	182

Tabela 3.4.c. Sondagem remota produto MOD07 dia 03/12/2005 no ponto: (8°57'29,37"S; 33°03'26,04"W).

P (hPa)	T (K)	Td (K)
1000	299	294
950	297	290.5
920	295	287
850	292	281
780	288	274
700	283	267
620	277	260
500	266	246
400	255	232
300	240	217
250	231	208
200	220	201
150	208	194
100	197	189
70	202	186
50	210	182

Tabela 3.4.d. Sondagem remota produto MOD07 dia 12/07/2005 no ponto: (5°04'13,48"S; 37°52'20,36 W).

P (hPa)	T (K)	Td (K)
1000	292.3	292.2
950	290.4	290.3
920	288.8	288.7
850	284.8	284.7
780	282,0	281.9
700	278,0	277.8
620	272.5	272.4
500	263.2	260.5
400	252.2	245.4
300	237.4	227.8
250	229,0	218.4
200	220.2	210.4
150	211.1	197.8
100	202.6	188.4
70	207	185.7
50	212	181.3

3.2. MÉTODOS

3.2.1. Método para Avaliar o Desempenho do ME

Para adequar a resolução espectral do modelo a bandas de satélite e a resolução do SBDART, determina-se um conjunto de funções para representar o fluxo solar incidente no topo da atmosfera, tendo como referência o espectro de Frölich & Wehrli (Iqbal, 1983).

O modelo de transferência radiativa, descrito na seção 2.2.6, é testado com valores medidos em superfície, com o SBDART e com a fórmula de Lacis & Hansen (1974):

$$Rp = 0,28/(1 + 0,643\mu_0) \quad (3.2.1)$$

Nas comparações feitas entre o ME e o SBDART usa-se os mesmos parâmetros de entrada (pressão atmosférica à superfície, localização, hora, O₃, H₂O e aerossol) e atmosfera com um perfil de uma atmosfera tropical. No SBDART é usada uma $\delta - M$ e a função de fase de *Henye-Greenstein*.

3.2.2. Método para Estimar R_s

Para uma superfície Lambertiana e horizontal, a refletância monocromática da superfície $R_s(\lambda)$ é dada por:

$$R_s(\lambda) = \frac{\pi L_s^\uparrow(\lambda)}{G(\lambda) \cos(Z)} \quad (3.2.2)$$

em que $L_s^\uparrow(\lambda)$ é a radiância que emerge da superfície ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$), $G(\lambda)$ é a irradiância global ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) incidente na superfície e Z é o ângulo zenital solar

Numa banda espectral i com largura $\Delta\lambda_i = (\lambda_2 - \lambda_1) \mu\text{m}$, a refletância média planetária, definida por $\langle R_{pi} \rangle$, é estimada pela expressão:

$$\langle Rp \rangle = \frac{\pi \Delta \lambda i Lp}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} dt s \mu_0 S_{0,\lambda} d\lambda}, \quad (3.2.3)$$

em que $S_{0,\lambda}$ é o fluxo ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) monocromático incidente no topo da atmosfera e Lp a radiância média ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$) referente à calibração do sensor do satélite.

Do fluxo que incide no topo da atmosfera (S_0), uma fração é refletida para o espaço, com probabilidade Rp (refletância planetária), outra é absorvida pela atmosfera A e outra G , chega ao solo com probabilidade de absorção $(1 - Rs)$. De forma que o balanço de radiação no topo da atmosfera pode ser descrito pela equação:

$$S_0 = RpS_0 + A + (1 - Rs)G. \quad (3.2.4)$$

Na Eq. (3.2.4), Rs é:

$$Rs = 1 - \frac{S_0 - A - RpS_0}{G} \quad (3.2.5)$$

De acordo com Kidder & Vonder Haar (1995), para estimar Rs na Eq. (3.2.5), considera-se a atmosfera como sendo isotrópica e com fluxo emergente $RpS_0 = \pi Lp$, sendo Lp é a radiância registrada pelo satélite. No entanto, como os demais parâmetros referem-se a irradiância e a atmosfera não é totalmente isotrópica, é de se esperar que dessa forma o balanço de radiação na Eq. (3.2.5) não feche, e para tanto se faz necessário introduzir um ajuste em relação no segundo termo da Eq. (3.2.5).

Um dos objetivos deste trabalho é fazer a correção atmosférica no espectro solar usando o método de dois fluxos, que é eficiente na estimativa de irradiâncias; mas não é adequado para estimar radiâncias. No código 5S (Vermote et al., 1997), para

solucionar esse problema utilizaram o método de Sobolev (Rahman & Dedieu et al., 1994). No entanto, o método de Sobolev refere-se apenas aos aerossóis e envolve certa complexidade.

Após fazer algumas simulações com várias imagens (constantes nas Tabelas 3.1 e 3.2), analisando a refletância de pixels escuros, refletâncias medidas a superfície e fornecidas pelo MODIS, encontrou-se um fator de ajuste Kc , variável com o ângulo zenital do sol entre 0° e 46° e espessura óptica dos aerossóis $\tau_a(0,55)$ entre 0,03 e 1,3; aplicado ao termo fracionário da Eq. (3.2.5) para ajustar a relação entre R_s e a radiância medida pelo satélite.

O fator de ajuste Kc decresce do visível para o infravermelho conforme apresenta-se para as bandas do Landsat e MODIS, a seguir.

Para o Landsat:

$$\begin{aligned}
 \text{Banda 1:} \quad Kc1 &= 1,046 + 0,1(\tau_a - 0,01) - 0,029(\mu_s - 1) \\
 \text{Banda 2:} \quad Kc2 &= Kc1 - 5 \langle pL \rangle \\
 \text{Banda 3:} \quad Kc3 &= Kc2 - 5,05 \langle pL \rangle \quad (3.2.6.a) \\
 \text{Banda 4:} \quad Kc4 &= Kc3 - 5,15 \langle pL \rangle \\
 \text{Banda 5, Banda 7:} \quad Kc5 &= Kc7 = 1
 \end{aligned}$$

$$\langle pL \rangle = \frac{Kc1 - 1}{20,55} \quad (3.2.6.b)$$

Para o MODIS:

$$\begin{aligned}
 \text{Banda 3:} \quad Kc3 &= 1,033 + 0,1(\tau_a - 0,01) - 0,029(\mu_s - 1) \\
 \text{Banda 4:} \quad Kc4 &= Kc3 - 5 \langle pM \rangle
 \end{aligned}$$

$$\text{Banda 1: } Kc1 = Kc4 - 5,05 \langle pM \rangle \quad (3.2.6.c)$$

$$\text{Banda 2: } Kc2 = Kc1 - 5,15 \langle pM \rangle$$

$$\text{Banda 5: } Kc5 = Kc2 - 5,35 \langle pM \rangle$$

$$\text{Banda 6, Banda 7: } Kc6 = Kc7 = 1$$

$$\langle pM \rangle = \frac{Kc3 - 1}{20,55} \quad (3.2.6.d)$$

Por fim, a correção atmosférica para cada banda do satélite (MT-Landsat 5, MODIS) com espectro de λ_1 a λ_2 , é realizada conforme a expressão:

$$R_s = 1 - \frac{S_0 - A^* - Rp}{G^*} \cdot \frac{1}{Kc} \quad (3.2.7.a)$$

em que

$$S_0 = dt_s \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \mu_0 S_\lambda d\lambda \quad (3.2.7.b)$$

$$A^* = dt_s \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} A(\lambda) \mu_0 S_\lambda d\lambda \quad (3.2.7.c)$$

$$G^* = dt_s \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \mu_0 S_0(\lambda) \Gamma_T(\lambda) \Gamma_w(w, \lambda) d\lambda \quad (3.2.7.d)$$

$$Rp = \pi (\lambda_2 - \lambda_1) Lp \quad (3.2.7.e)$$

Nas equações acima; $A(\lambda)$, $\Gamma_T(\lambda)$ e Γ_w são estimados pelas Eqs. (2.2.6.16), (2.2.6.13) e (2.2.7.12) nesta ordem, utilizando programa em linguagem Fortran 90. Observa-se que G^* é a irradiância global para $R_s = 0$ estimada pela Eq. (2.2.8.1) e que a contribuição devido a múltiplas interações entre a superfície e a atmosfera é compensada pelo fator Kc .

3.2.2.1. Efeito de Adjacência

Numa determinada área composta de diferentes tipos de coberturas a refletância de um determinado pixel pode ser alterada para mais ou para menos, conforme seja a refletância média dos pixels vizinhos. Isso corresponde ao efeito de adjacência ou efeito de alvos vizinhos. Nos canais termais não se considera a existência de espalhamento e, portanto não se trata de efeito de alvos adjacentes.

Neste trabalho o efeito de adjacência é tratado com certa cautela no sentido dessa correção não exercer forte influência no resultado final de R_s tendo em vista que métodos complexos e considerados como melhores a exemplo do que usa o MODIS, apresentam resultados que geram incertezas (Liang et al., 2001). A influência de pixels adjacentes é mais forte em imagens TM-Landsat 5 (resolução 30 x 30 m) do que em imagens MODIS (resolução; b1, b2: 250 x 250 m e demais bandas no espectro solar: 500 x 500 m). O efeito de adjacência nesse trabalho é uma aplicação simples com uso da própria imagem. Para o Landsat considera-se a influência de até dois pixels próximos ao observado, e para o MODIS a influência de apenas um pixel. Assim a contribuição da vizinhança para o TM-Landsat 5 corresponde à refletância média de uma área equivalente a 5 x 5 pixels e para o MODIS a contribuição é de uma área de 3 x 3 pixels. O procedimento é descrito a seguir.

A partir da imagem de R_s com resolução de $X \text{ m}^2$ por pixel, criam-se uma nova imagem em que cada pixel tem uma resolução de $N \times X \text{ m}^2$, sendo N um número ímpar de pixels na imagem de R_s , em seguida, essa nova imagem com resolução $N \times X \text{ m}^2$ é reprojeta para a resolução anterior ($X \text{ m}^2$), e assim todos os N pixels que inicialmente tinham diferentes valores de R_s , passam a ter o mesmo valor médio (\bar{R}_s) de modo que:

$$\bar{R}_s = \frac{I}{N} \sum_{i=1}^N R_{s_i} \quad (3.2.8)$$

A refletância correspondente à vizinhança (R_{viz}) é obtida subtraindo da refletância média a contribuição referente à refletância R_s do pixel observado, ou seja:

$$R_{viz} = \frac{N\bar{R}_s - R_s}{N - 1} \quad (3.2.9)$$

De acordo com Tanré et al. (1987), a refletância efetiva do alvo R_s^* é dada por:

$$R_s^* = \frac{R_s \cdot \Gamma_T - R_{viz} \cdot \Gamma_{DF}}{\Gamma_{DR}} \quad (3.2.10)$$

Em que Γ_T , Γ_{DF} e Γ_{DR} são nesta ordem, a transmitância total, difusa e direta da atmosfera.

A Eq. (3.2.10) fornece a refletância média da superfície referente a banda i ; para obter o albedo da superfície (A_s) a contribuição de cada banda é pesada com um fator p_i de modo que:

$$A_s = \sum p_i \cdot R_{s_i}^* \quad (3.2.11)$$

em que:

$$p_i = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S_0(\lambda) d\lambda}{\int_{0,3}^{\lambda_2} S_0(\lambda) d\lambda} \quad (3.2.12)$$

Na Eq (3.2.12) os limites λ_1 e λ_2 na Tabela 3.5, tem como base Tasumi et al. (2007).

Tabela 3.5. Limites de integração, λ_1 e λ_2 (μm), para p_i na composição do albedo A_s .

	Banda 1 $\lambda_1 - \lambda_2$	Banda 2 $\lambda_1 - \lambda_2$	Banda 3 $\lambda_1 - \lambda_2$	Banda 4 $\lambda_1 - \lambda_2$	Banda 5 $\lambda_1 - \lambda_2$	Banda 6 $\lambda_1 - \lambda_2$	Banda 7 $\lambda_1 - \lambda_2$
Landsat-5	0,3 - 0,52	0,52 - 0,615	0,615 - 0,725	0,725 - 1,225	1,225 - 1,915	X	1,915 - 2,8
MODIS	0,595 - 0,755	0,755 - 1,055	0,3 - 0,515	0,515 - 0,545	1,055 - 1,44	1,44 - 1,88	1,88 - 2,8

No caso do MODIS, os produtos MOD09/MYD09 fornecem a refletância da superfície referente a cada banda i já com correção dos efeitos atmosféricos de forma que A_s é estimada conforme a Eq. (3.2.11).

Conforme Liang et al. (2001) o albedo da superfície, usando imagens MOD09, pode ser estimado conforme a expressão:

$$A_s = \left[\begin{array}{l} 0,3973.Rs(1) + 0,2382.Rs(2) + 0,3489.Rs(3) - 0,2655.Rs(4) \\ + 0,1604.Rs(5) - 0,0138.Rs(6) + 0,0682.Rs(7) + 0,0036 \end{array} \right] \quad (3.2.13)$$

em que $R_s(i)$ é a refletância da superfície referente a banda i do MODIS.

A eficiência do método é verificada usando medidas na superfície e imagens de refletância fornecidas pela NASA (National Aeronautics and Space Administration) através dos produtos MOD09/MYD09, principal instrumento de referência para avaliar o desempenho do ME, onde não existem valores de superfície.

3.2.2.2. Procedimento para Estimar o Albedo da Superfície A_s

No Quadro 2, mostra-se os passos para correção atmosférica na estimativa de R_s com imagens TM-Landsat 5 e MODIS.

Quadro 2. Procedimento para obtenção da R_s

Passos	Correção com imagens Landsat.	Correção com imagens MODIS.
1	Ortorretificar as imagens.	Ortorretificar as imagens.
2	Converte os ND em radiância	Converte os ND em radiância
3	Obter de imagens MODIS ou de outra fonte; os parâmetros: de aerossol (coeficiente de Angström e $\tau(0,55)$, albedo simples e fator de assimetria), pressão a superfície, água precipitável, ozônio e ângulo zenital do satélite.	Obter de imagens MODIS ou de outra fonte; os parâmetros: de aerossol (coeficiente de Angström e $\tau(0,55)$, albedo simples e fator de assimetria), pressão a superfície, água precipitável, ozônio e ângulo zenital do satélite.
4	Executar o ME, para obter as funções de correção e os pesos de cada banda na estimativa do albedo total no espectro solar.	Executar o ME, para obter as funções de correção e os pesos de cada banda na estimativa do albedo total no espectro solar.
5	Com o resultado fornecido no passo 3, usa-se uma planilha eletrônica (Excel) para encontrar o valor de correção K_c na Eq. (3.2.7.a) e, por conseguinte, as funções de correção de cada banda do satélite.	Com o resultado fornecido no passo 3, usa-se uma planilha eletrônica (Excel) para encontrar o valor de correção K_c na Eq. (3.2.7.a) e, por conseguinte, as funções de correção de cada banda do satélite.
6	Corrigir efeitos adjacentes conforme a Eq. (3.2.10).	Corrigir efeitos adjacentes conforme a Eq. (3.2.10).
7	Obter o albedo conforme a Eq. (3.2.11)	Obter o albedo conforme a Eq. (3.2.11)

3.2.3. Método para Estimar a Temperatura da Superfície - T_s

Para estimar a T_s no canal termal do TM-Landsat 5, usa-se um **mono-window** e nos canais termais do MODIS usa-se um **split-window**. No **mono-window** a relação entre a T_b e a T_s envolve a emissividade da superfície, a temperatura média do ar e a transmitância da atmosfera. A importância do erro em T_s , devido esses parâmetros, é verificada com um teste de sensibilidade. Já no **split-window** a relação entre a T_b e a T_s envolve apenas a transmitância da atmosfera.

Verifica-se o desempenho do **mono-window** e do **split-window**, através de T_s fornecido por imagens MOD11 e medidas de superfície.

A emissividade da superfície é estimada pela Eq. (2.5.14) e os demais parâmetros são estimados como segue:

3.2.3.1. Parametrização da Temperatura Média do ar (T_a)

Com base em Qin et al. (2001), seção 2.5.2, a temperatura média do ar, T_a (K), para a região Nordeste, pode ser expressa como:

$$T_a = 19,73 + 0,909T_0 \quad (3.2.3.1)$$

em que T_0 é temperatura próxima a superfície.

3.2.3.2. Parametrização da Transmitância da Atmosfera no Espectro de 10 a 13 μm

A radiação que se propaga na atmosfera sofre efeitos de moléculas de gás e aerossóis. Na faixa espectral entre 10 e 13 μm os efeitos causados por aerossóis são desprezíveis e atribui-se ao vapor d'água os efeitos causados na radiância registrada pelo satélite.

O produto MOD07 acessível no site <<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/>> fornece sondagem remota com perfil vertical de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho nos níveis de pressão: 1000, 950, 920, 850, 780, 700, 620, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 e 5 hPa. Aplicando as parametrizações de Robert et al. (1976), descrita na seção 2.5.3, a transmitância Γw_i em cada camada i da atmosfera é estimada por:

$$\Gamma w_i = \exp\left(\frac{-\beta w c_i \rho w_i z_i}{\mu_v}\right) \quad (3.2.3.2.a)$$

em que ρw_i ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) é a densidade do vapor d'água na camada i , z_i (cm) é a espessura geométrica; μ_v é o ângulo de visada do satélite e $\beta w c_i$ o coeficiente de absorção do vapor d'água contínuo ponderado com a temperatura T_i da camada. A transmitância Γw referente a atmosfera subdividida em N camadas é:

$$\Gamma w = \prod_{i=1}^N \Gamma w_i \quad (3.2.3.2.b)$$

Com o objetivo de reduzir o custo operacional da parametrização de Robert et al. (1976) se ajustou equações para reproduzir os mesmos resultados sem a necessidade do conhecimento do perfil vertical de temperatura e umidade. A Γw embora seja uma função

exponencial, na janela de 10 a 13 μm pode ser representada por uma função de segundo grau de forma que:

- Para o TM-Landsat 5, banda 6:

$$\Gamma w = 0,032w^2 - 0,345w + 1,293. \quad (3.2.3.3.a)$$

- Para o MODIS, banda 31:

$$\Gamma w = 0,0303w^2 - 0,326w + 1,291. \quad (3.2.3.3.b)$$

- Para o MODIS, banda 32:

$$\Gamma w = 0,0397w^2 - 0,408w + 1,34. \quad (3.2.3.3.c)$$

Nas Eqs (3.2.3.3), Γw é válida para $w = W/\mu_v$ menor que $6,0 \text{ g.cm}^{-2}$, onde W (g.cm^{-2}) é a quantidade de água precipitável na coluna atmosférica estimada pela expressão:

$$W_z = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} q dp \quad (3.2.3.4.a)$$

em que p é a pressão atmosférica, q a umidade específica, g aceleração da gravidade e W_z é a quantidade de água precipitável referente a camada com espessura $z(p_1)$ - $z(p_2)$. Na falta de informações sobre vapor d'água para as regiões indicadas nas Tabelas 4.3.1 e 4.3.4, W pode ser estimada através da equação (Leckner, 1978):

$$W = 0,493 e/T \quad (3.2.3.4.b)$$

sendo T a temperatura ambiente (K) e e a pressão parcial de vapor d'água (hPa). Aplicando medidas de superfície (temperatura, e pressão) obtidas com um LI-7500 da LI-COR na Eq. (3.2.3.4) encontrou-se resultados semelhantes aos fornecidos por produtos MODIS

(MOD08, MOD05) em Quixeré - CE (5°4'35"S, 37°51'34"W, 130m). Em outras aplicações na seção 4.2 verifica-se a eficiência da Eq. (3.2.3.4.b).

Os demais parâmetros empregados na correção do canal termal da Landsat 5 são os mesmos definidos na seção 2.5.

3.2.3.3. Método para Estimar a Temperatura da Superfície Usando o Mono-window

O TM-Landsat 5 possui apenas um canal termal (canal 6), de forma que um método adequado para estimar a T_s é o método **mono-window**, deduzido a partir da linearização da função de Planck.

A função de Planck por ser uma função contínua, pode ser representada por uma série de Taylor. A diferença entre a temperatura de brilho, da superfície e do ar é pequena e obedece a ordem $T_s > T_b > T_a$; nessas condições a determinação de T_s é deduzida no Apêndice C conforme a expressão:

$$T_s = T_b + \Delta T \quad (3.2.3.5)$$

$$\Delta T = \frac{B(T_b)(a_1^* - 1) - a_1^* a_2 B(T_a)}{\frac{dB(T_b)}{dT_b}}, \quad a_1^* = \frac{1}{a_1} \quad (3.2.3.6)$$

$$\frac{dB(T_b)}{dT_b} = \frac{k_1 k_2 \exp\left(\frac{k_2}{T_b}\right)}{T_b^2 \left[\exp\left(\frac{k_2}{T_b}\right) - 1 \right]^2} \quad (3.2.3.7)$$

Nas equações acima a_1 , a_2 , k_1 e k_2 estão definidos nas Eqs. (2.3.5) e (2.5.2)

3.2.3.4. Sensibilidade na Estimativa de T_s Usando o Mono-window

Para Dash et al. (2002), usando os canais 4 e 5 do AVHRR, T_s é bastante sensível a ε_0 , de modo que uma variação entre 0,98 e 1 em ε_0 para uma atmosfera de média latitude no verão provoca um erro entre 0,2 e 1,2 K em T_s .

A sensibilidade do modelo na estimativa de T_s , conforme deduzida no Apêndice C, verifica-se conforme a expressão:

$$dT_s = \frac{\partial(T_s)}{\partial T_b} dT_b + \frac{\partial(T_s)}{\partial \alpha_1} da_1 + \frac{\partial(T_s)}{\partial \alpha_2} da_2 + \frac{\partial(T_s)}{\partial T_a} dT_a, \quad (3.2.3.8)$$

em que dT_s , dT_b , da_1 , da_2 e dT_a são os erros referentes à T_s , T_b , a_1 , a_2 e T_a , respectivamente. Os erros referentes a a_1 e a_2 estão relacionados aos erros cometidos em ε_0 e Γ_w . A principal preocupação com os parâmetros envolvidos no método **mono-window** é com a temperatura média do ar e a transmitância da atmosfera, uma vez que a emissividade da superfície é facilmente estimada.

3.2.3.5. Método para Estimar a Temperatura da Superfície Usando o Split-window

Os produtos MODIS apresentam dois canais termais (bandas 31 e 32) na faixa entre 10 e 13 μm . Neste caso um método adequado para estimar a T_s é o **split-window**.

Neste trabalho, a correção atmosférica é aplicada a imagem MOD021km utilizando a Eq. (2.5.16) com a transmitância da atmosfera calculada pelas Eqs. (3.2.3.3.b) e (3.2.3.3.c).

3.2.3.6. Procedimento para Estimar T_s

No Quadro 3 mostra-se os passos para correção atmosférica na estimativa de T_s com o Landsat e MODIS.

Quadro 3. Procedimento para obtenção da T_s

Passos	Correção com imagens Landsat	Correção com imagens MODIS
1	Georreferenciar as imagens	Georreferenciar as imagens
2	Converte os ND em radiância conforme	Converte os ND em radiância conforme a
3	Obter a temperatura de brilho	Obter a temperatura de brilho
4	Obter de imagens MODIS ou de outra fonte Temperatura próxima à superfície e água precipitável. Em ultimo caso estimar água precipitável usando a Eq. (3.2.3.4)	Obter de imagens MOD07 ou de outra fonte água precipitável e ângulo zenital do satélite.
5	Estimar a temperatura média do ar e a transmitância da atmosfera usando a Eq. (3.2.3.1) e (3.2.3.3.a)	Estimar a transmitância da atmosfera usando a Eq. (3.2.3.3.b, c)
6	Estimar T_s usando a Eq. (3.2.3.5)	Estimar T_s conforme a seção 3.2.3.5

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. DESEMPENHO DO ME

Nesta seção é feita uma aplicação das parametrizações apresentadas nas seções 2.2.7.

O desempenho do modelo foi testado em três situações: a) com a fórmula de Lacis & Hansen (1974); b) numa zona rural de Quixeré - CE ($5,07^\circ$ S; $37,86^\circ$ W; 130 m), onde a atmosfera é bastante limpa apresentando baixa carga de aerossol e c) numa região com queimadas, Cuiabá - MT ($15,739^\circ$ S; $56,021^\circ$ W; 210 m), onde a carga de aerossol era bastante elevada.

4.1.1. Comparação com o SBDART no Cômputo da Transmitância numa Atmosfera Rayleigh Contendo Ozônio

Na Figura 4.1.1 mostra-se uma simulação da estimativa da transmitância global, obtida com o ME e o SBDART, para uma atmosfera Rayleigh, carga de O_3 igual a

0,25 cm-atm, $\mu_0 = 0.827$, $P_0 = 970$ mb e $R_s = 0$. Pela Figura 4.1.1, percebe-se que o ME e o SBDART apresentam praticamente o mesmo desempenho. Nota-se uma diferença no intervalo espectral de 0,3 a 0,33 μm (banda de Huggins) que varia de 35 a 0% e uma diferença de aproximadamente 2% no intervalo de 0,52 a 0,63 μm (banda de Chapuis). Essas diferenças devem está associadas as parametrizações feitas para o O_3 na seção 2.2.7.1 e são de pouca importância no cômputo da radiação solar a superfície considerando uma atmosfera real. Nos demais intervalos o comportamento do ME é o mesmo do SBDART.

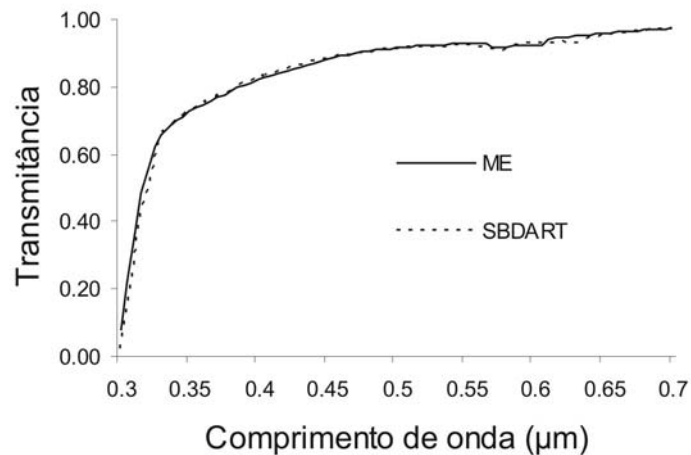


Figura 4.1.1. Comparação da transmitância total entre o ME e o SBDART para uma atmosfera Rayleigh contendo 0.25 cm-atm de O_3 , $R_s = 0$, $\mu_0 = 0,827$ e $P_0 = 970$ mb.

4.1.2. Comparação com a Fórmula de Lacis & Hansen

Com um erro de aproximadamente 1%, a fórmula de Lacis & Hansen (1974), Eq.(3.2.1), estima a R_p para todo o espectro solar numa atmosfera plano-paralela seca com

dispersão Rayleigh, perfil padrão de ozônio e superfície com refletância nula, como uma simples função do ângulo zenital do sol.

Neste trabalho, para comparar resultados entre a fórmula de Lacis & Hansen (1974) e o ME foi adotada uma carga de $O_3 = 0,3 \text{ cm-atm}$ e $P_o = 950 \text{ mb}$. A R_p no ME é obtida por integração espectral com resolução de $0,005 \mu\text{m}$ no espectro de $0,3$ à $3,0 \mu\text{m}$ para diferentes valores de μ_0 (0,2, 0,4, 0,6, 0,8, 1). O resultado mostrado na Figura 4.1.2 apresenta um erro em relação ao ME que varia entre 1,9 % para $\mu_0 = 0,2$ e 2,5 % para $\mu_0 = 1$. Essa pequena margem de erro mostra que nestas condições, o ME é eficiente na estimativa da R_p integrada espectralmente.

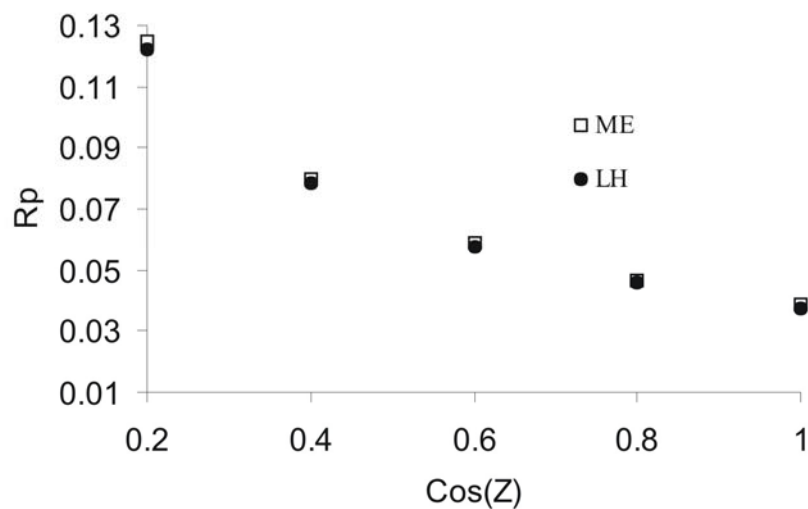


Figura 4.1.2. Comparação entre o ME e a fórmula de Lacis & Hansen (1974) no cálculo da refletância planetária (R_p) em função do ângulo de incidência considerando; $O_3 = 0,3 \text{ cm-atm}$ e $P_o = 950 \text{ mb}$.

4.1.3. Desempenho do ME na Estimativa da Irradiância Global a Superfície numa Atmosfera Real na Zona Rural

Fez-se uma comparação com medições realizadas em 16/09/2005, na área rural (irrigada) na cidade de Quixeré (5,07° S; 37,86° W; 130 m) sub-região R1, Figura 3.2.

Nesta aplicação foi usada uma carga de ozônio de 0,270 cm-atm. Os parâmetros de aerossol [$\tau(0,55) = 0,12$; $\alpha = 0,63$], água precipitável na atmosfera ($w = 2,4$ gcm⁻²) foram obtidos através do produto MOD08, e por falta de informações os parâmetros $\omega = 0,93$ e $g = 0,64$ foram adotados com base no perfil de aerossol rural de Shettle & Fenn (1979) usado no SBDART.

Na Figura 4.1.3 mostra-se o resultado para a transmitância espectral total da atmosfera, onde co-seno do ângulo zenital do sol $\mu_0 = 0,623$ e $P_0 = 970$ mb. A maior diferença entre o ME e o SBDART ocorre na faixa espectral entre 2 e 2,3 μm onde o fluxo incidente no topo da atmosfera é menor que 1,9 % da constante solar, de forma que o erro decorrente dessa diferença é de pouca importância, e pode ser constatado na Figura 4.1.4, que ilustra o ciclo diário da radiação global.

Na Figura 4.1.4 mostra-se o ciclo diário da irradiância global (Wm⁻²) à superfície medida pelo piranômetro CM3 (×) (integrada a cada 10 minutos), comparada com a estimada pelo ME (□) e SBDART (—). Os parâmetros de entrada do modelo são os

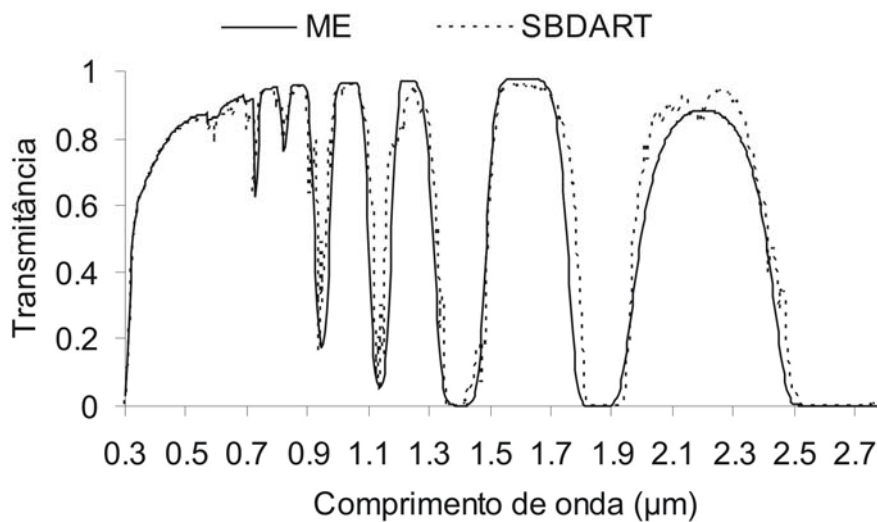


Figura 4.1.3. Comparação entre o ME e o SBDART. Transmitância total numa atmosfera rural. Parâmetros atmosféricos: $\mu_0 = 0,623$, $w = 2,4 \text{ g.cm}^{-2}$, $P_0 = 970 \text{ mb}$; $O_3 = 0,270 \text{ cm-atm}$, $\tau_a(0,55) = 0,12$; expoente de Angström $\alpha = 0,63$, $\omega = 0,93$ e $g = 0,64$.

mesmos da aplicação anterior, o albedo do solo ao meio dia era de 0,15. Entre 9 e 16 horas solar o comportamento do ME difere do SBDART em menos de 1,3% para irradiâncias estimadas entre 600 e 1000 Wm^{-2} . A diferença dos dois modelos com relação aos valores medidos é de 3,86 % (ME) e 5,02 % (SBDART). Os erros cometidos pelo ME e o SBDART estão um pouco acima da margem de erro do CNR1, que segundo o fabricante opera dentro de uma margem de erro $\pm 2,5\%$. Ressalta-se ainda, que o ME e o SBDART estimam valores instantâneos enquanto os valores obtidos pelo CNR1 correspondem a média a cada 10 minutos. Assumiu-se que os parâmetros de aerossol ω , τ_a e g eram constantes ao longo do dia e em todo espectro solar, eles podem ter sido adequados para a parte da tarde e não para a parte da manhã conforme desempenho do ME e do SBDART

mostrado na Figura 4.1.4. Também é possível que a carga de aerossol, usada nesta aplicação, fornecida pela imagem MOD08, que tem uma resolução de um grau, não tenha sido adequada para o local onde se realizou as medidas de superfície.

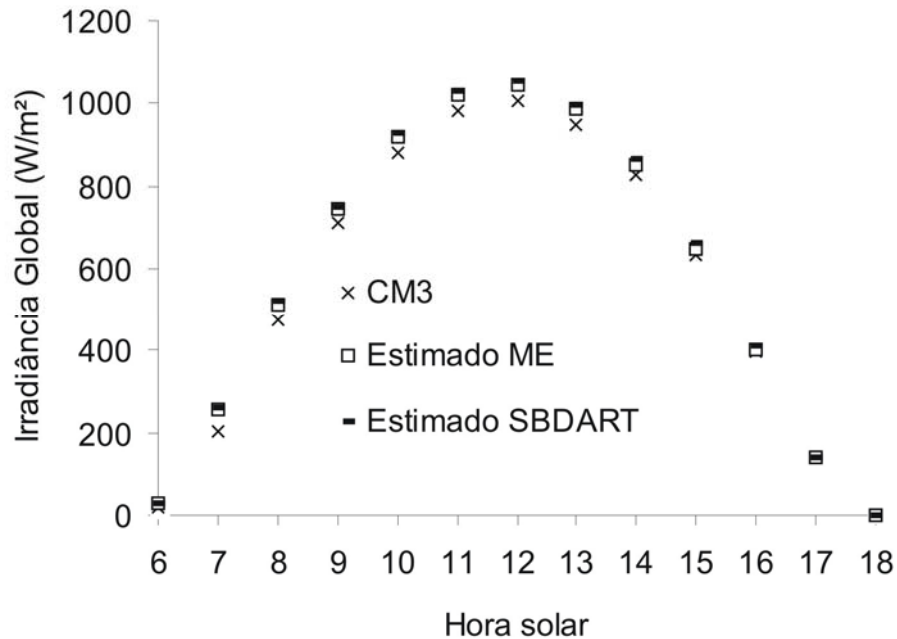


Figura 4.1.4. Ciclo diário da irradiância global ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) à superfície para o dia 16/09/2005, em Quixeré. Desempenho do ME e do SBDART em relação ao valor medido pelo piranômetro CM3. Parâmetros atmosféricos: $\tau_a(0,55) = 0,12$, expoente de Angström 0,63; água precipitável = $2,4 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}$, $P_0 = 970 \text{ mb}$ e $O_3 = 0,270 \text{ cm}\cdot\text{atm}$; $A_s = 0,15$ ao meio dia solar.

4.1.4. Desempenho do ME na Estimativa da Irradiância Global a Superfície numa Atmosfera Real numa Região com Queimadas

Nesta aplicação utilizou-se dados de 06/09/2005 referentes à estação de Cuiabá-Miranda-MT ($15,739^\circ \text{ S}$; $56,021^\circ \text{ W}$; 210 m). Os parâmetros atmosféricos: espessura óptica do aerossol $\tau_a(0,55) = 1,93$; expoente de Angström $\alpha = 1,87$; albedo

simples $\omega = 0,94$, fator de assimetria $g = 0,58$, água precipitável $w = 3,26$ cm e $P_0 = 980$ mb; foram consultadas no site da AERONET, assumiu-se ω e g constantes em todo espectro solar e ao longo do dia, já τ_a com variação espectral definida pela Eq. (2.2.7.7.b) e constante ao longo do dia. Os dados de radiação solar foram obtidos na rede SolRad-Net (Solar Radiation Network) disponível no site: < <http://solrad-net.gsfc.nasa.gov>>, acessado em 10/12/2006. Com base no produto MOD09, o albedo do solo (A_s) no momento da passagem do satélite (11:00 horas solar) era de 0,14; a variação de A_s com o ângulo zenital foi feita conforme Paltridge & Platt (1976).

Na Figura 4.1.5 mostra-se a transmitância total da atmosfera no instante em que $\mu_0 = 0,797$ (10,0 horas solar). Assim como no resultado apresentado na Figura 4.1.3, o ME e o SBDART apresentam comportamento espectral semelhante. Nas duas figuras as diferenças espectrais entre o ME e o SBDART são muito próximas. Conforme os resultados apresentados nas Figuras 4.1.3, 4.1.4 e 4.1.5 a parametrização de Leckner em relação a transmitância devido ao vapor d'água, representam um erro de pouca importância no cálculo da radiação solar.

Na Figura 4.1.6 mostra-se o ciclo diário da irradiância global (Wm^{-2}) medida pelo piranômetro da rede SolRad-Net (integrada a cada 2 minutos) (x), estimadas pelo ME (\square) e pelo SBDART (—). No intervalo de 8 as 12 horas solar o ME comete um erro médio de 3,6% e o SBDART 1,7 % e no intervalo de 12 as 16,5 horas solar os erros são, respectivamente, -1,9 % e -4,4 %. Nesse caso, no intervalo de 8 as 16,5 horas solar, o ME mostra-se mais eficiente que o SBDART apresentando um erro médio de 0,86 % enquanto o SBDART apresenta um erro de -1,4 %.

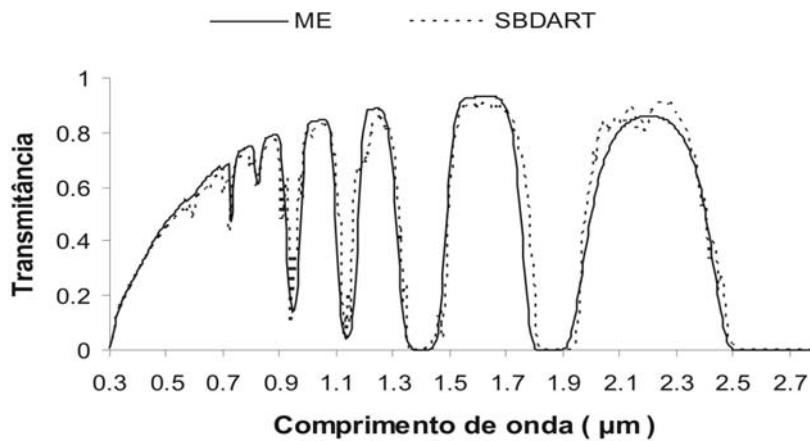


Figura 4.1.5. Comparação entre o ME e o SBDART. Transmitância total numa região de queimadas. Parâmetros atmosféricos: $\mu_0 = 0,797$, $w = 3,26 \text{ g.cm}^{-2}$, $P_0 = 980 \text{ mb}$; $O_3 = 0,270 \text{ cm-atm}$, $\tau_a(0,55) = 1,93$; expoente de Angström = 1,87, $\omega = 0,94$, $g = 0,58$.

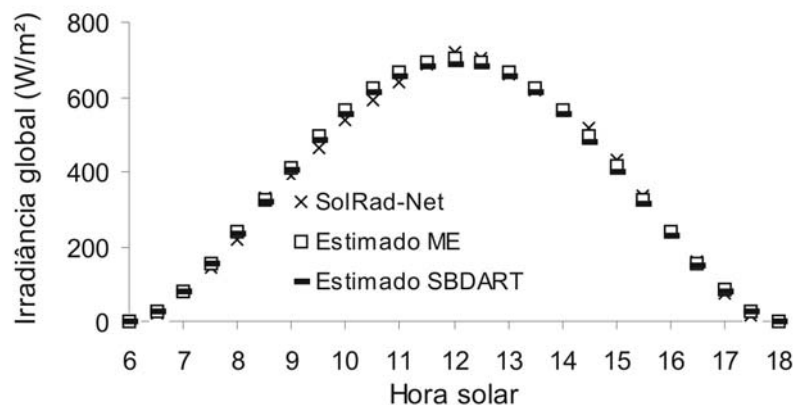


Figura 4.1.6. Desempenho do ME e SBDART em relação ao valor medido pelo piranômetro da SolRad-Net. Ciclo diário da irradiância global (Wm^{-2}) à superfície para o dia 06/09/2005 em Cuiabá-Miranda. Os parâmetros atmosféricos são os mesmos utilizados na aplicação mostrada na Figura 4.1.5.

4.2. DESEMPENHO DE PARAMETRIZAÇÕES NO ESPECTRO DE 10 a 13 μm

As aplicações desta seção têm como objetivo validar as parametrizações referentes a transmitância devido ao vapor d'água e estimativa da temperatura média do ar,

apresentadas nas seções 3.2.3.1 e 3.2.3.2, usando dados de sondagem remota apresentados na seção 3.1.

Para a sondagem meteorológica de Petrolina PE (09°24' S; 40°30' W; 376 m) em 11 de agosto de 1985, Tabela 3.3. A quantidade total de água precipitável na atmosfera é de $3,1 \text{ g.cm}^{-2}$ e estimada pela Eq. (3.2.3.4.b) é de $3,7 \text{ g.cm}^{-2}$, mostrando um bom desempenho da fórmula de Leckner.

Para as sondagens remotas, Tabelas 3.4.a, b, c e d, apresenta-se na Tabela 4.2.1, resultados referentes a água precipitável estimada pela Eq. (3.2.3.4.a), obtida da imagem MOD07 e estimada pela fórmula de Leckner. Conforme os resultados da Tabela 4.2.1, colunas da esquerda para a direita, a fórmula de Leckner, em relação ao valor da água precipitável fornecida nas imagens MOD07, apresentam erros que variam entre -19 % e + 24 %, já os valores estimados pela Eq. (3.2.3.4.a) apresentam-se bem próximos aos das imagens MOD07. Os erros relativos a fórmula de Leckner são aceitáveis pois não oferecem maiores prejuízos no computo da radiação solar, assim como no caso da Γ_w no infravermelho termal. Assim pelo menos para a região nordeste pode-se usar a fórmula de Leckner para estimar o total de água precipitável na coluna atmosférica.

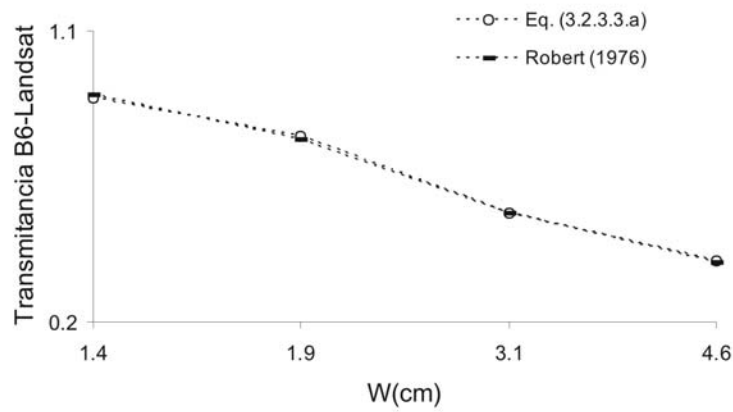
Tabela 4.2.1. Valores estimados de água precipitável (g.cm^{-2}) referente às sondagens, Tabelas 3.4.a, b, c e d.

	Tabela (erro) (3.4.a)	Tabela (erro) (3.4.b)	Tabela (erro) (3.4.c)	Tabela (erro) (3.4.d)
Eq. (3.2.3.4.a)	1,4	1,9	3,1	4,6
MOD07	1,3	2,1	3,3	4,7
Eq. (3.2.3.4.b) Leckner	1,5 (+15 %)	2,5 (+19 %)	4,1 (+24 %)	3,8 (-19 %)

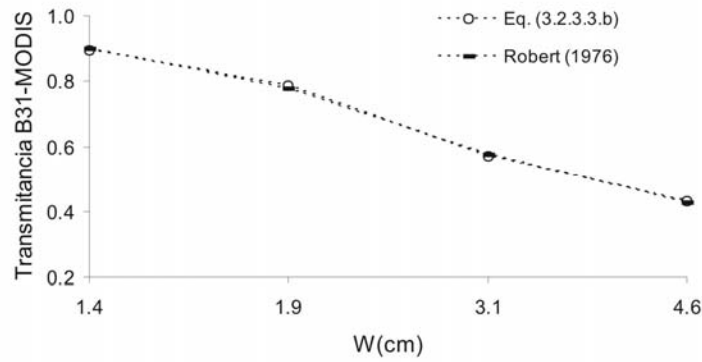
4.2.1. Transmitância no Espectro de 10 a 13 μm

Para a radiossondagem da Tabela 3.3 o valor estimado de Γ_w , considerando $\mu_0 = 1$, com a Eq. (3.2.3.2.b) (método de Robert et al., 1976) é 0,59 e com a Eq. (3.2.3.3.a) é 0,57. Nas Figuras 4.2.1.a, b e c mostra-se o desempenho referente às Eqs. (3.2.3.3) em relação as parametrizações de Robert et al. (1976). Os valores de Γ_w são estimados a partir das sondagens remotas, com perfil de temperatura e pressão apresentadas nas Tabelas 3.4. A Figura 4.2.1.a apresenta o desempenho da Eq. (3.2.3.3.a) aplicada para estimar Γ_w no canal termal do TM-Landsat 5, as Figuras 4.2.1.b e c apresentam o desempenho da Eqs. (3.2.3.3.b e c) aplicadas para estimar Γ_w nas bandas 31 e 32 do MODIS.

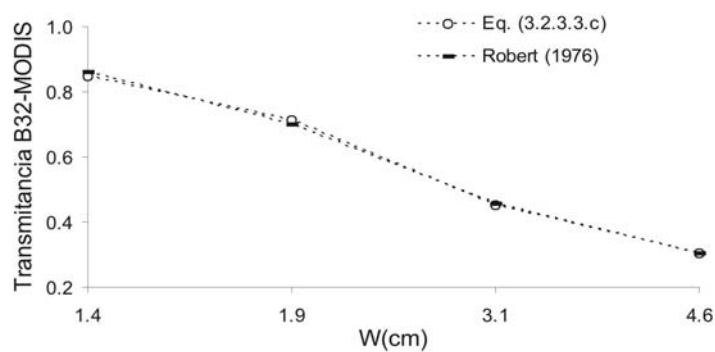
Os resultados acima mostram que as Eqs. (3.2.3.3), pelo menos para o Nordeste, são capazes de reproduzir os resultados obtidos com as parametrizações de Robert et al. (1976). Tanto no caso da sondagem da Tabela 3.3 como na sondagem das Tabelas 3.4, os erros em Γ_w com relação as parametrizações de Robert são de pouca importância na estimativa da temperatura da superfície (T_s) principalmente quando se usa o método **mono-window**. Dessa forma, a complexidade que envolve a transmitância da atmosfera pode ser tratada de forma simples e com boa precisão.



a)



b)



c)

Figura 4.2.1. Estimativa da transmitância (T_w) para perfis das Tabelas 3.4 aplicando as Eqs (3.2.3.3) e as parametrizações de Robert et al. (1976). a) desempenho da Eq. (3.2.3.3.a) para a banda 6 do Landsat 5, b) desempenho da Eq. (3.2.3.3.b) para a banda 31 do MODIS, c) desempenho da Eq. (3.2.3.3.c) para a banda 32 do MODIS.

4.2.2. Temperatura Média do Ar

Para verificar a eficiência da parametrização referente a T_a , definida pela Eq. (3.2.3.1), utiliza-se os mesmos dados de radiossondagem da seção anterior. A eficiência da Eq. (3.2.3.1) foi testada contra a Eq. (2.5.3) e os resultados apresentados na Tabela 4.2.2. A maior diferença (1,8 K) corresponde a sondagem registrada na Tabela 3.3, o que pode ser considerado de pouca importância no computo de T_s uma vez que esta é pouco sensível a T_a . Dessa forma as parametrizações para estimar T_a através da Eq. (3.2.3.1) satisfazem os objetivos desse trabalho.

Tabela 4.2.2. Estimativa da temperatura do ar usando dados de radiossondagem apresentados nas Tabs. (3.3, 3.4.a, b, c e d).

	Tabela (3.3) $T_a(K)$	Tabela (3.4.a) $T_a(K)$	Tabela (3.4.b) $T_a(K)$	Tabela (3.4.c) $T_a(K)$	Tabela (3.4.d) $T_a(K)$
Eq. (2.5.3)	289,3	300,8	291,6	295,6	287,3
Eq. (3.2.3.1)	291,1	300,9	289,7	294,2	286,1

4.2.3. Sensibilidade na Estimativa de T_s

Na Figura 4.2.2 mostra-se algumas simulações com a Eq. (3.2.3.8), para testar a sensibilidade de T_s em relação a T_a , ϵ_0 e Γ_w . A sensibilidade do modelo é simulada para

erros de até 10% sobre $T_a = 298$ K, $\varepsilon_0 = 0,9$ e $\Gamma_w = 0,75$. O resultado mostra que T_s é pouco sensível a T_a e Γ_w , um erro de 10% nesses parâmetros implica um erro inferior a 1 K em T_s . No entanto, T_s é bastante sensível à ε_0 e um erro de 10% em ε_0 implica um erro de aproximadamente 6 °C em T_s . É interessante observar que o erro em T_s devido à ε_0 , conforme a Eq. (3.2.3.8), é praticamente o mesmo aplicando a fórmula apresentada por Qin et al. (2001).

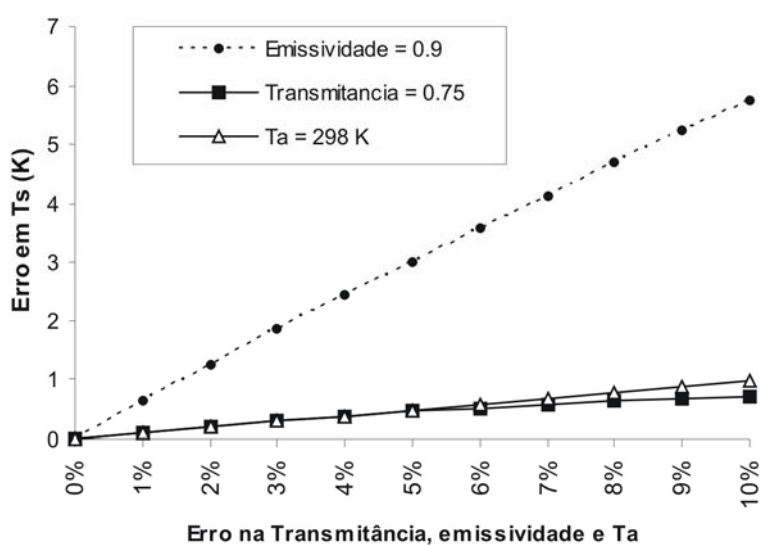


Figura 4.2.2. Sensibilidade do algoritmo na determinação de T_s através da Eq. (3.2.3.8).

4.3. CORREÇÃO ATMOSFÉRICA PARA OBTER R_s .

O procedimento para realizar a correção atmosférica segue os passos descritos na seção 3.2.2.

A correção é aplicada nas sub-regiões indicadas na Figura 3.2 e Tabelas 3.1 e 3.2.

Os parâmetros $\tau_a(0,55)$, água precipitável w (g.cm^{-2}) e pressão atmosférica P (mb) constantes nas Tabelas 3.1 e 3.2, quando assinalados com “ * “ correspondem a medidas de superfície, os assinalados com “ ** “ foram obtidos no site da AERONET e os demais foram obtidos de imagens MODIS (MOD08, MOD07, MOD05). Nas aplicações em zonas rurais, por falta de informações referentes ao albedo simples e fator de assimetria dos aerossóis, usou-se valores médios de albedo simples (0,93) e fator de assimetria (0,64), que são característicos de aerossol rural. Nessas regiões a concentração de ozônio foi em torno de 0,270 cm-atm.

Nos locais referentes as regiões R1, R3, R4 e R5, existem medidas de superfície (verdade terrestre), com as quais se verifica a eficiência do modelo. Nos demais locais a eficiência do modelo é verificada com valores de refletância fornecidos pelas imagens MOD09/MYD09 as quais correspondem a correção atmosférica usando o ATBD (Vermote & Vermeulen, 1999).

4.3.1. Correção com Imagens TM-Landsat 5

Nesta aplicação os resultados do método proposto neste trabalho, seção 3.2,

são comparados a valores medidos e ao método usado no METRIC. Os resultados mostram que o método proposto neste trabalho é mais eficiente do que o método usado no METRIC.

4.3.1.1. Correção com Imagem Landsat na Sub-região R1 - Ceará (Tabela 3.1)

Essa sub-região está localizada em Quixeré, região semi-árida do Ceará, a superfície é coberta por solo exposto, caatinga, cerrados e vegetação em áreas cultivadas. A Figura 4.3.1 é uma feição da imagem do TM – Landsat 5 no momento de sua passagem. A correção atmosférica é aplicada a toda cena, os alvos A, B e C (local onde foram realizadas medidas de superfície) foram selecionados para fazer comparações entre o método proposto por este trabalho na seção 3.2 e o METRIC. A Figura 4.3.2 é uma ilustração da imagem do albedo referente ao alvo C, obtido conforme o procedimento descrito na seção 3.2.2. No momento da passagem do satélite, os equipamentos à superfície registravam $T_s = 305$ K, $P_o = 970$ mb, UR = 47,8 %, concentração é de H_2O à superfície de $16,5 \text{ gm}^{-3}$, $R_s = 0,16$ e temperatura média do ar $T_a = 296$ K.

A seta na Figura 4.3.2. indica o local onde foram realizadas as medidas de superfície cuja cobertura corresponde a uma plantação de bananeira. Na Tabela 4.3.2

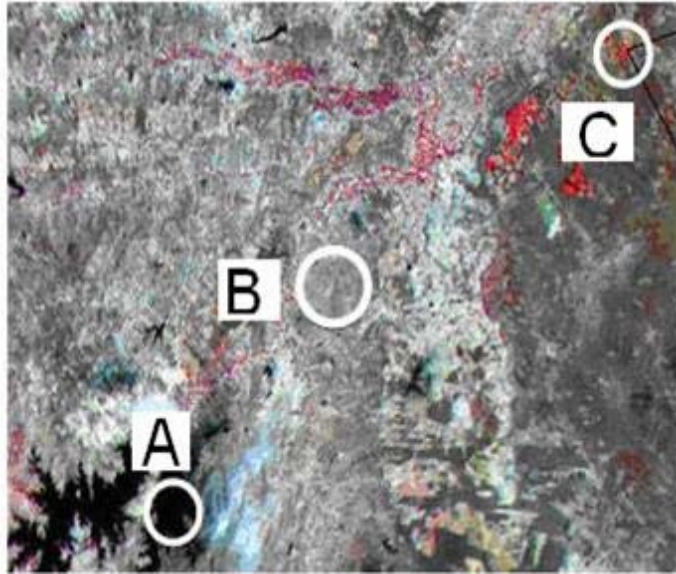


Figura 4.3.1. Imagem do Landsat 5 no dia 28/01/2006 na sub-região R1 - Ceará. Alvos selecionados, alvo A, superfície coberta por água, alvo B superfície com pouca vegetação, alvo C local de realização de experimento.



Figura 4.3.2. Imagem do albedo referente ao local de experimento indicado na Figura 3.2.

mostra-se a comparação entre o albedo estimado e medido, A_s -CNR1 representa valor do albedo medido, A_s^* -ME/ A_s -ME e A_s -METRIC representam valores estimados com o método proposto neste trabalho, com e sem correção de efeitos adjacentes, e pelo METRIC. O valor referente ao alvo A corresponde a uma superfície de água e nele não há contribuição de alvos vizinhos, o albedo estimado pelo METRIC é de 0,7 % enquanto estimado pelo ME é de 1,7 %. No alvo B a superfície tem aparência de caatinga onde a vizinhança tem uma contribuição de 0,002 no valor do albedo. No alvo C a contribuição da vizinhança é de 0,006. Comparando o albedo medido com o estimado (coluna 4 da Tabela 4.3.2) o desempenho do ME (erro em A_s de +8,8 %) é superior ao do METRIC (erro em A_s de +10 %). Considerando que essa área de aplicação é tipicamente uma área rural, com uma atmosfera sem poluição (baixa carga de aerossol), era de se esperar um bom desempenho do METRIC. Como as funções de correção atmosférica (transmitância e refletância), no METRIC, não variam em relação a espessura óptica do aerossol (variam em relação ao vapor d'água) e nem leva em conta efeitos de múltiplos espalhamentos entre a superfície e a atmosfera é natural que o mesmo apresente resultados precisos apenas para uma certa faixa de espessura óptica de aerossol e um certo tipo de superfície. Os resultados apresentados na Tabela 4.3.2 referem-se a um de pixel 30 x 30 m (imagem do Landsat 5), na seção 4.3.2.1 apresenta-se resultados para um pixel de 500 x 500 m (imagem do MODIS) na mesma área.

Para o albedo apresentado na Tabela 4.3.2, nas Figuras 4.3.3.a, b e c, compara-se o desempenho do ME contra o METRIC na estimativa de R_s para as seis bandas refletivas do TM-Landsat 5.

Tabela 4.3.2. Albedo (A_s - sem correção de adjacência e A_s^* - com correção de adjacência) nos alvos A, B e C da Figura 4.3.2.a.; medido pelo CNR1, estimados pelo ME com e sem correção de efeitos adjacentes e pelo METRIC.

Alvo	A	B	C
A_s -CNR1	x	x	0,16
A_s^* -ME	0,017	0,191	0,168
A_s -ME	0,017	0,193	0,174
A_s -METRIC	0,007	0,198	0,176

Na Figura 4.3.3.a observa-se a refletância no alvo A (superfície água) da Figura 4.3.2.a, R_s -ME é a refletância estimada pelo ME sem correção de adjacência e R_s^* -ME a refletância estimada pelo ME com correção de adjacência, R_s -ME-viz é a refletância da vizinhança do alvo A estimada pelo ME e R_s -METRIC é a refletância estimada pelo METRIC. No alvo A, o comportamento do METRIC em relação ao ME é muito diferente. O METRIC, estranhamente, apresenta refletância próxima a zero na banda b1 e negativa na banda b5 e ainda um valor acentuado na banda b7. Com relação ao ME, R_s^* em cada banda é: b1 = 1,8 %, b2 = 3,1 %, b3 = 2,5 %, b4 = 2,0 %, b5 = 0,4 % e b7 = 0,2 %; observa-se que exceto na banda 1, os valores de R_s são muito próximos aos de R_s^* e que a vizinhança contribuiu para aumentar R_s na banda b2 e diminuir na banda 1 enquanto nas demais bandas praticamente não houve interferência da vizinhança.

Na Figura 4.3.3.b observa-se a refletância no alvo B da Figura 4.3.2.a, percebe-se um comportamento semelhante, com pouca diferença, entre a R_s -METRIC e a R_s -ME. Na estimativa com correção de efeitos adjacentes a refletância (R_s^* -ME) mínima é de 8,2 % na banda b1 e máxima de 33,2 % na banda 5, a maior contribuição da vizinhança ocorre na banda b4. Já o METRIC apresenta um valor mínimo de 7,5 % na banda b1 e máximo de 33,3 % na banda b5.

Na Figura 4.3.3.c observa-se a refletância no alvo C da Figura 4.3.2.a, a maior diferença entre a R_s -METRIC e a R_s -ME é de 0,02 na banda b4. A influência de efeitos adjacentes é muito pequena e poderia ser maior ou menor caso fosse considerada uma vizinhança com uma área maior como exemplo; de 25 x 25 pixels.

No Landsat 5 a refletância das bandas 1, 2 e 3 são influenciadas por aerossóis e as bandas 4 e 7 são influenciadas por vapor d'água. Nas Figura 4.3.3.b e 4.3.3.c, observa-se que a refletância nas bandas 1, 2 e 3, estimadas pelo METRIC, são inferiores as estimadas pelo ME, e que nas bandas 4 e 7 a situação se inverte. Assim, no cômputo do albedo (A_s) com o ME e o METRIC, neste último, os aerossóis contribuem para diminuir, enquanto o vapor d'água contribuem para aumentar o valor de A_s .

Os resultados apresentados na Tabela 4.3.2 mostram a influência da refletância da vizinhança sobre a refletância do alvo observado, e que dependendo da variação no tipo de cobertura, ela pode contribuir para aumentar ou diminuir a refletância do alvo. O modelo proposto nesse trabalho mesmo sem correção de vizinhança apresenta resultados mais próximos dos valores medidos que METRIC.

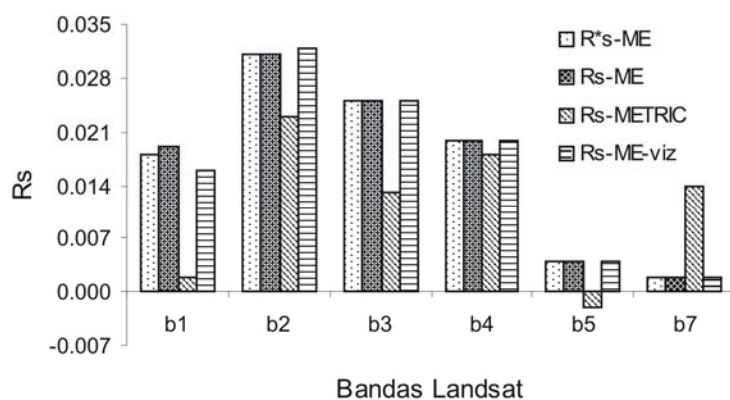


Figura 4.3.3.a. Refletância espectral referente às bandas do Landsat 5 para o alvo A indicado na Figura 4.3.2.a.

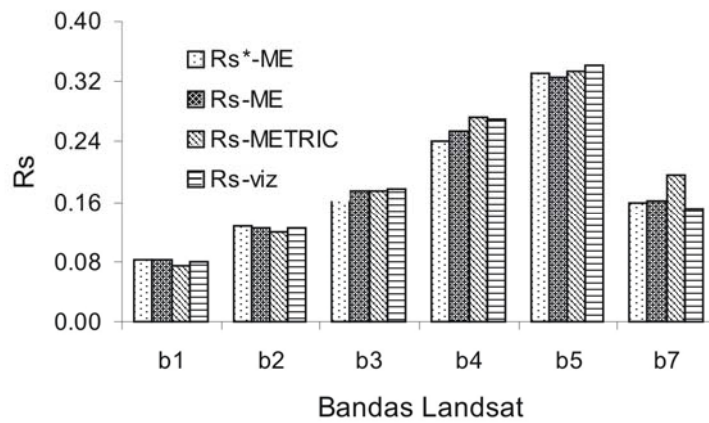


Figura 4.3.3.b. Refletância espectral referente às bandas do Landsat 5 para o alvo B indicado na Figura 4.3.2.a.

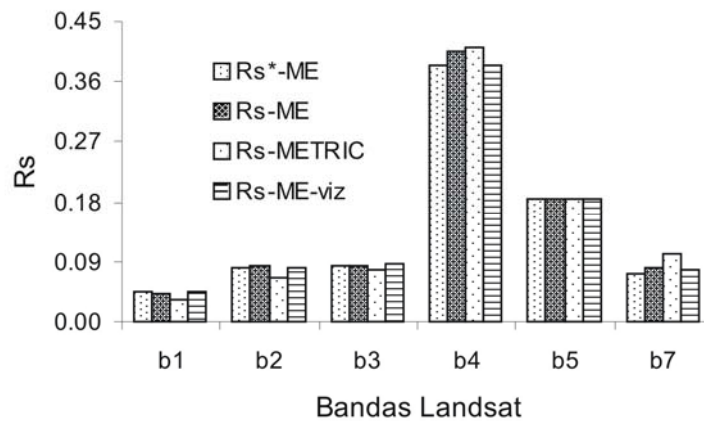


Figura 4.3.3.c. Refletância espectral referente as bandas do Landsat 5 para o alvo C indicado na Figura 4.3.2.a.

4.3.1.2. Correção com Imagem Landsat na sub-região R4 – Pernambuco

A Figura 4.3.4.a é uma feição da imagem do TM-Landsat 5 do dia 15/10/2005, na sub-região R4 – Pernambuco, Petrolina-PE (9°03’S; 40°19’W; 376 m), e a

Figura 4.3.4.b corresponde a carta do albedo da superfície com indicação do alvo onde se realizou medições de superfície.

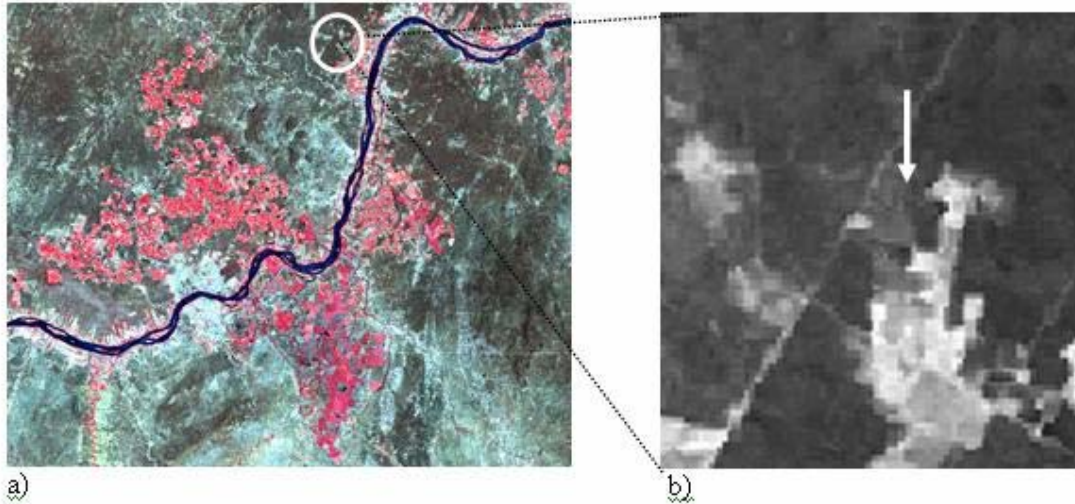


Figura 4.3.4. a) imagem do Landsat 5 no dia 15/10/2005 na sub-região R4 (Petrolina), b) local onde se realizou medições de superfície.

Na Tabela 4.3.3 apresenta-se resultados para a correção da imagem (Figura 4.3.4). O albedo medido no alvo indicado na Figura 4.3.4.b é de 13,4%, o estimado pelo ME com correção de efeitos adjacentes (A_s^*) é de 13,3 % e sem correção de efeitos da vizinhança (A_s) é 13,5 %, já o estimado pelo METRIC é 12,1%. O albedo médio de toda cena com e sem correção de efeitos adjacentes A_s^*/A_s é 16,9/17,2 % e desvio padrão de 0,042 e com o METRIC é de 15,7 % com o mesmo desvio padrão. Esta imagem inclui parte do rio São Francisco e observa-se que o albedo estimado com ME varia aproximadamente entre 7 e 8 %, enquanto o estimado com o METRIC, ente 5 e 6 %. Para os valores do albedo no alvo observado, o erro absoluto na estimativa com o ME é 0,001 e com o METRIC 0,013. Observa-se que na aplicação anterior onde a carga de aerossol é $\tau_a(0,55) = 0,1$; o albedo estimado com o METRIC é 10 % acima do valor medido, e nesta aplicação que tem uma carga de aerossol $\tau_a(0,55) = 0,02$ o albedo estimado com o

METRIC é 10 % a menos que o albedo medido, já com o ME, sem considerar a correção de adjacência, essas diferenças são de +8.8 e +0,7 %; e considerando a correção de adjacência são de +5 % e -0,1 % respectivamente. Esses resultados evidenciam a importância que os aerossóis exercem ao fazer correção atmosférica, uma vez que eles são de fundamental importância no cálculo das funções de correção atmosférica (transmitância e refletância). Dessa forma, como no METRIC, as funções de correção atmosférica são constantes em relação ao aerossol, é de se esperar grandes variações na estimativa do albedo para situações com grandes variações de aerossóis.

Tabela 4.3.3. Albedo (A_s) medido e estimado pelo ME e METRIC com imagem do Landsat 5 do dia 15/10/2005 na sub-região R4 (Petrolina).

	Ponto observado	Média da cena	Desvio Padrão	Rio São Francisco
A_s -MEDIDO	0,134	x	x	x
A_s^* -ME	0,133	0,169	0,042	0,07-0,08
A_s -ME	0,135	0,172	0,042	0,07-0,08
A_s -METRIC	0,121	0,157	0,042	0,05-0,06

4.3.1.3. Correção com Imagem Landsat na Sub-Região R5 - S. Paulo

A Figura 4.3.5.a apresenta uma composição das bandas do TM-Landsat 5, referente à sub-região R5 – S. Paulo no dia 01/08/2005. Esta região corresponde a Santa Rita do Passa Quatro – SP (21°38'S; 47°47'W; 748 m). A cobertura da superfície é composta por cerrados e áreas irrigadas. A área da Figura 4.3.5.b corresponde a um plantio

de cana-de-açúcar e da Figura 4.3.5.c a um cerrado. As setas brancas indicam o local onde se realizaram medidas de superfície.

Nos locais indicados, a cobertura da superfície apresenta pouca variação e praticamente não houve influência da vizinhança no cálculo do albedo (A_s). Na Tabela 4.3.4.a apresenta-se o resultado do albedo medido e estimado pelo ME e METRIC. Na área coberta por cana-de-açúcar (Figura 4.3.5.b) o albedo medido é de 20 %, o estimado pelo ME é de 16,3 % e pelo METRIC é 14,9 %. Na área de cerrado, o albedo medido é de 12,2 %, o estimado pelo ME é 9 % e pelo METRIC é 8 %. Observa-se que na área de cana-de-açúcar o erro na estimativa com o ME é de -18,5 % enquanto o erro com o METRIC é de -25,5 %, já na área de cerrado os erros atribuídos ao ME e ao METRIC são -26,3 % e -34,4 %, respectivamente. Observa-se que a carga de aerossol nesta aplicação é inferior a da aplicação anterior e que, em relação ao albedo medido, o METRIC aumenta o erro para menos. É interessante observar que os valores estimados pelo ME nessa sub-região, usando imagens TM-Landsat 5, são ratificados usando imagens MODIS na seção 4.3.2.4 e são semelhantes aos valores fornecidos pela NASA (National Aeronautics and Space Administration) através do produto MYD09.

Na Tabela 4.3.3.b, mostra-se um resumo dos resultados das aplicações desta seção. Observa-se um erro nos valores estimados, que passam de superestimados (coluna 2) a subestimados (coluna 4), quando a carga de aerossol, $\tau_a(0,55)$, passa de 0,1 a 0,013 e que esses erros são maiores em relação aos valores estimados pelo METRIC. Esses resultados evidenciam as limitações que um modelo empírico, para correção atmosférica, pode apresentar quando se tem uma variação dos componentes atmosféricos.

Tabela 4.3.4.a. Albedo medido e estimado pelo ME e METRIC na sub-região R5 - S. Paulo

	Cana – de - açúcar	Cerrado
A_s -MEDIDO	0,20	0,122
A_s -ME	0,163	0,09
A_s -METRIC	0,149	0,08

Tabela 4.3.4.b. Erro relativo na estimativa de A_s nas sub-regiões R1 (Alvo C), R4 e R5; usando imagens do Landsat 5.

	R1[$\tau_a(0,55) = 0,1$ Alvo C	R4[$\tau_a(0,55) = 0,02$ Alvo observado	R5[$\tau_a(0,55) = 0,013$ Cana-de-açúcar/Cerrado
Erro- A_s -ME	+8,8 %	+0,7 %	-18,5 %/-25,5 %
Erro- A_s -METRIC	+10 %	-10 %	-26,3 %/-34,4 %



a)



b)



c)

Figura 4.3.5. a) imagem do Landsat no dia 01/08/2005 na sub-região R5 – S. Paulo, b) imagem do albedo medido em superfície coberta por cana-de-açúcar, c) local de realização de experimento no cerrado.

4.3.2. Correção com Imagens MODIS -Terra/Aqua

Nesta aplicação usam-se várias situações de carga de aerossol e ângulo de visada (ver Tabela 3.2). Por questão prática, não foi usado neste trabalho, imagens com resolução 250 x 250 m. A correção com o ME é aplicada a imagens MOD02hkm/MYD02hkm (imagem com resolução espacial de 500 x 500 m) nas quais estão agregadas as bandas 1 e 2 que tem resolução 250 x 250 m.

4.3.2.1. Correção com Imagem MODIS na Sub-Região R1 - Ceará

A Figura 4.3.6.a é uma amostra da sub-região R1 – Ceará no momento da passagem do MODIS no local (aproximadamente 10,5 horas solar) no dia 10/12/2005. As Figuras 4.3.6.b e 4.3.6.c, são cartas do albedo da superfície obtidas com o ME e MOD09. Nestas imagens nota-se a presença de nuvens e, por conseguinte uma pequena diferença na feição das imagens de refletância. Nisso vale salientar que no processo de correção utilizado para produtos MOD09 é feita uma correção referente a nuvens.

A correção atmosférica é feita para toda cena. Na Tabela 4.3.5 apresenta-se o resultado do albedo referente aos alvos A, B e C indicados na Figura 4.3.6. Apenas o alvo A corresponde ao mesmo da Figura 4.3.1 seção 4.3.1.1, os resultados do albedo (A_s)

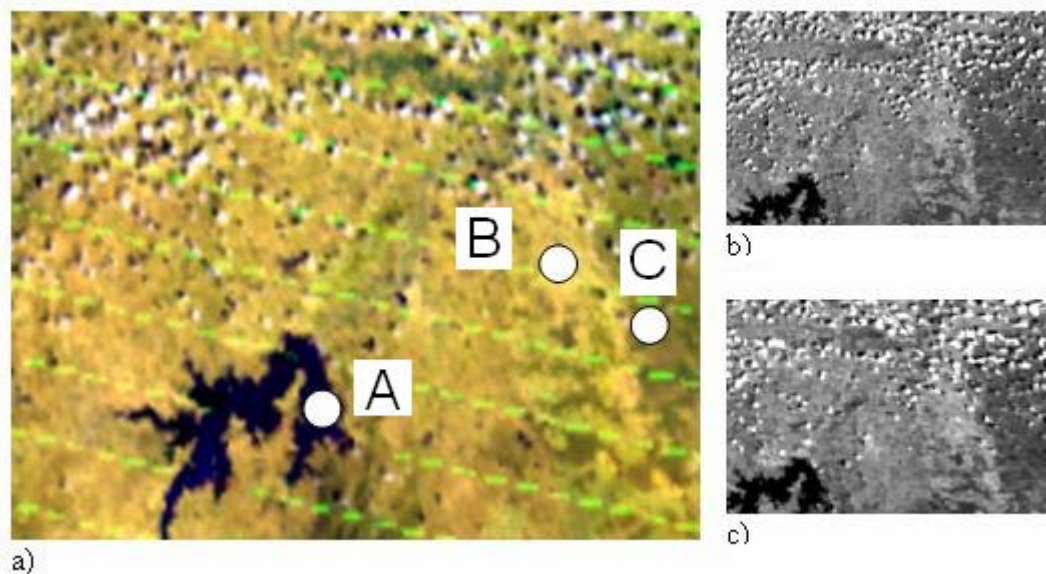


Figura 4.3.6. a) imagem de radiância MOD02 dia 10/12/2005 na sub-região R1 – Ceará, b) imagem do albedo obtida do MODIS, c) imagem do albedo corrigido por este trabalho.

mostrados nas Tabelas 4.3.2 e 4.3.5, apresentam uma alteração significativa na refletância desse alvo, o principal motivo decorre da resolução espacial. Os resultados na Tabela 4.3.2 é para um pixel com resolução de 30 x 30 m e na Tabela 4.3.5 é para um pixel com resolução de 500 x 500 m. Observando as medidas de superfície no local do experimento, vê-se que o albedo sofreu pouca alteração, que era de se esperar uma vez que a superfície é praticamente uniforme, a pequena redução no valor medido de 0,16 - Tabela 4.3.2 para 0,155 – Tabela 4.3.5 é devido a hora de medição, a medida do albedo na Tabela 4.3.5 foi feita quando o sol estava mais próximo do nadir. No caso do alvo A, ao contrário do resultado mostrado na seção 4.3.1.1 o albedo estimado pelo METRIC é bem próximo ao estimado pelo ME. Assim como a aplicação nos alvos B (superfície menos vegetada que no alvo C), C (superfície de cerrado) e no local onde se realizaram medidas de superfície

(superfície referente a um dossel de bananeira), observa-se uma boa relação entre os valores estimados (ME e METRIC) com os fornecidos pelo MODIS. Em relação aos valores medidos apresentados na Tabela 4.3.2, os erros atribuídos ao As^* - ME (+5 % e +6,4%) e ao As -METRIC (+10 % e 11,6 %) são praticamente os mesmos.

Nas Figuras 4.3.7.a, b e c apresenta-se resultado em relação a refletância para cada banda, com a diferença absoluta entre o ME e o METRIC variando entre 0,015 e 0,02 na banda 7 e entre 0 e 0,004 nas demais bandas. Observa-se que nas bandas 1, 2 e 3 do Landsat 5, onde os aerossóis têm influência forte, as parametrizações do METRIC (seção 4.3.1.1), apresentava valores de R_s inferiores aos estimados pelo ME, agora nas parametrizações do METRIC para o MODIS onde os aerossóis tem influência forte nas bandas 3, 4 e 1, o METRIC apresenta, na mesma proporção da seção 4.3.1.1, valores de R_s superiores aos do ME. Com relação ao vapor d'água as bandas de 1 a 7 do MODIS são pouco afetada, a maior influência do vapor d'água é na banda 7 onde o METRIC mantém a mesma proporção em relação a refletância estimada pelo ME.

Tabela 4.3.5. Albedo estimado e medido referente a imagem da Figura 4.3.6.

Alvo	A	B	C	Local de Experimento
As - CNR1	x	x	x	0,155
As* - ME	0,062	0,198	0,130	0,165
As - METRIC	0,064	0,196	0,136	0,173
As - MODIS	0,053	0,20	0,130	0,168

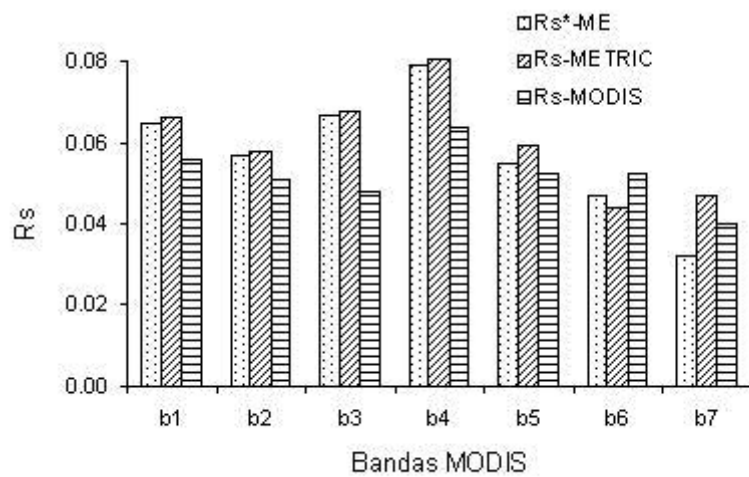


Figura 4.3.7.a. Refletância espectral, bandas MODIS, referente ao alvo A da Figura 4.3.6.

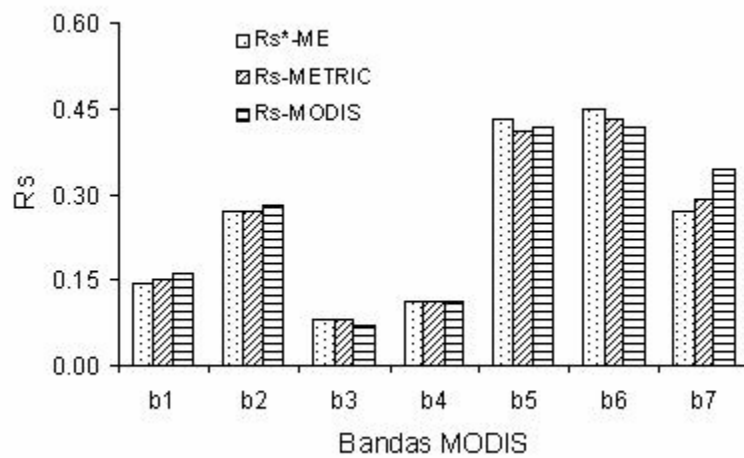


Figura 4.3.7.b. Refletância espectral, bandas MODIS, referentes ao alvo B da Figura 4.3.6.

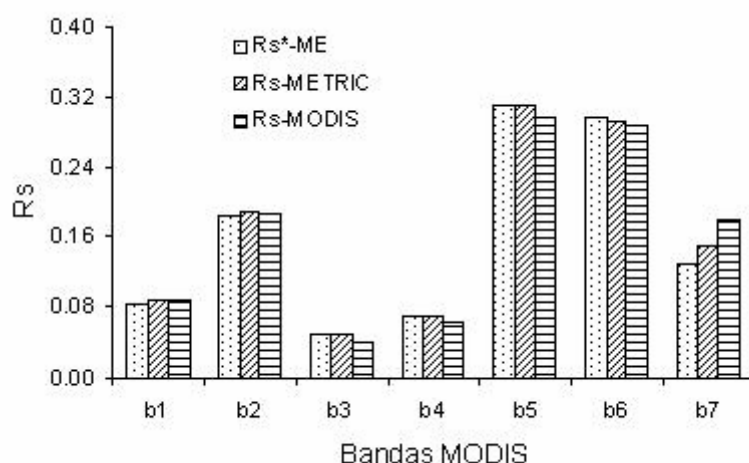


Figura 4.3.7.c. Refletância espectral, bandas MODIS, referentes ao alvo C da Figura 4.3.6.

4.3.2.2. Correção com Imagem MODIS na Sub-Região R2 - Piauí

Nesta aplicação, os alvos A, B, C e D ilustrados na Figura 4.3.8, apresentam cargas distintas de aerossol, variando entre 0,010 e 0,42. Na Figura 4.3.9 mostra-se a imagem do albedo corrigido pelo ME e estimado pelo MOD09. Não foi aplicada a correção de efeitos adjacentes.

Conforme os resultados apresentados na Tabelas 4.3.6 para os alvos A, B e C, o ME, o METRIC e o MODIS apresentam resultados estatisticamente semelhantes, onde os valores médios apresentam desvio padrão muito próximo. No alvo A, o ME e o

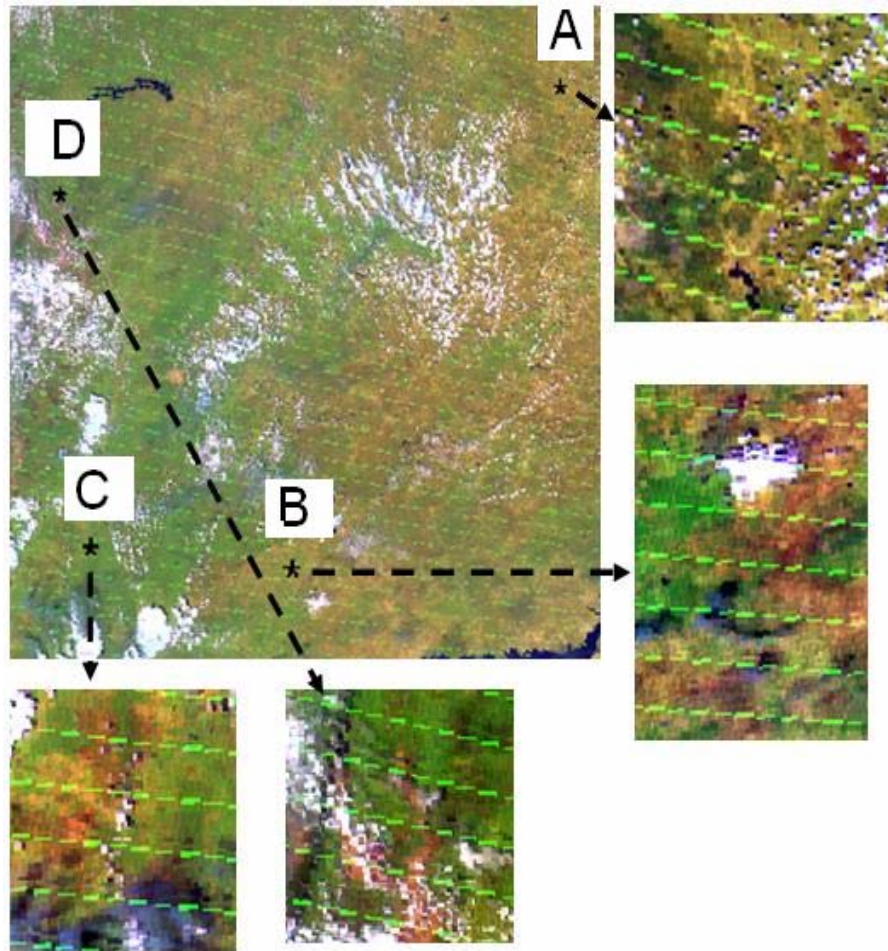


Figura 4.3.8. Sub-região R2 - Piauí. Os alvos em destaque apresentam cargas distintas de aerossol conforme consta na Tabela 3.2.

METRIC têm o mesmo desempenho. Nos alvos B e C, em relação ao MODIS, o ME tem um desempenho melhor que o METRIC. No alvo D, área limitada na Figura 4.3.9, onde a carga de aerossol $\tau_a(0,55) = 0,42$, o ME em relação ao MODIS, apresenta um erro de -4,6 % enquanto no METRIC o erro é de +21 %. Esse resultado mostra que o METRIC superestima o albedo da superfície em situações onde a carga de aerossol $\tau_a(0,55)$ é maior que 0,4. Na seção 4.3.2.5 são feitas outras comparações em regiões com cargas de aerossol

$\tau_a(0,55)$ maiores que 0,4, os resultados confirmam que o METRIC e o MODIS superestimam o valor do albedo em relação ao ME.






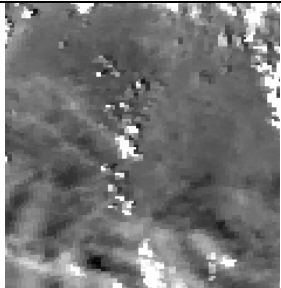
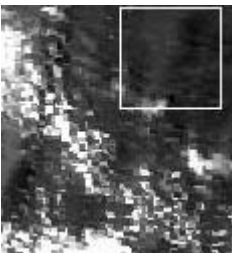
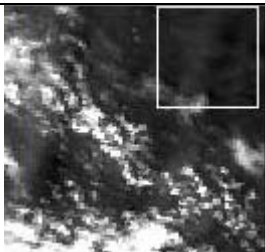
Alvo	Albedo estimado: ME	Albedo estimado: MOD09
A		
B		
C		
D		

Figura 4.3.9. Imagens do albedo referente aos alvos selecionados na Figura 4.3.8, e resultados nas Tabelas 4.3.6, 7, 8 e 9.

Tabela 4.3.6. Albedo médio e desvio padrão (DP). Valores estimados com o ME e METRC, e fornecido pelo MOD09 para a sub-região R2 - Piauí.

Alvo	$\tau_a(0,55)$	A_s -ME (DP)	A_s -METRIC (DP)	A_s -MODIS (DP)
A	0,01	0,20 (0,06)	0,20 (0,06)	0,19 (0,06)
B	0,104	0,20 (0,05)	0,21 (0,06)	0,19 (0,05)
C	0,206	0,19 (0,07)	0,22 (0,08)	0,19 (0,06)
D	0,420	0,16 (0,03)	0,21 (0,03)	0,17 (0,03)

4.3.2.3. Correção com Imagem MODIS na Sub-Região R3 – Paraíba

Para esta sub-região usou-se duas imagens: uma do dia 12/07/2005 quando a vegetação estava verde (período de chuva na região) e outra do dia 10/12/2005 quando a vegetação estava seca (período de verão). Disponha-se de valores medidos à superfície apenas para o dia 12/07/2005. Foi feita correção de adjacência apenas para a imagens do dia 12/07/05.

A passagem do MODIS no local em 12/07/2005 foi às 10,43 horas solar e em 10/12/2005 às 10,76 horas solar. Os demais dados constam na Tabela 3.2. Uma feição da cobertura da superfície para cada data apresenta-se nas Figuras 4.3.10.a e 4.3.11.a, respectivamente. As Figuras 4.3.10.b e 4.3.11.b correspondem ao albedo corrigido pelo ME e as Figuras 4.3.10.c e 4.3.11.c ao fornecido pelo MODIS.

As listas pontilhadas na Figura 4.3.10 são comuns surgirem na banda 5 de imagens MOD02. Não foi detectado que essas listas tenham causado problema nos resultados estimados pelo ME.

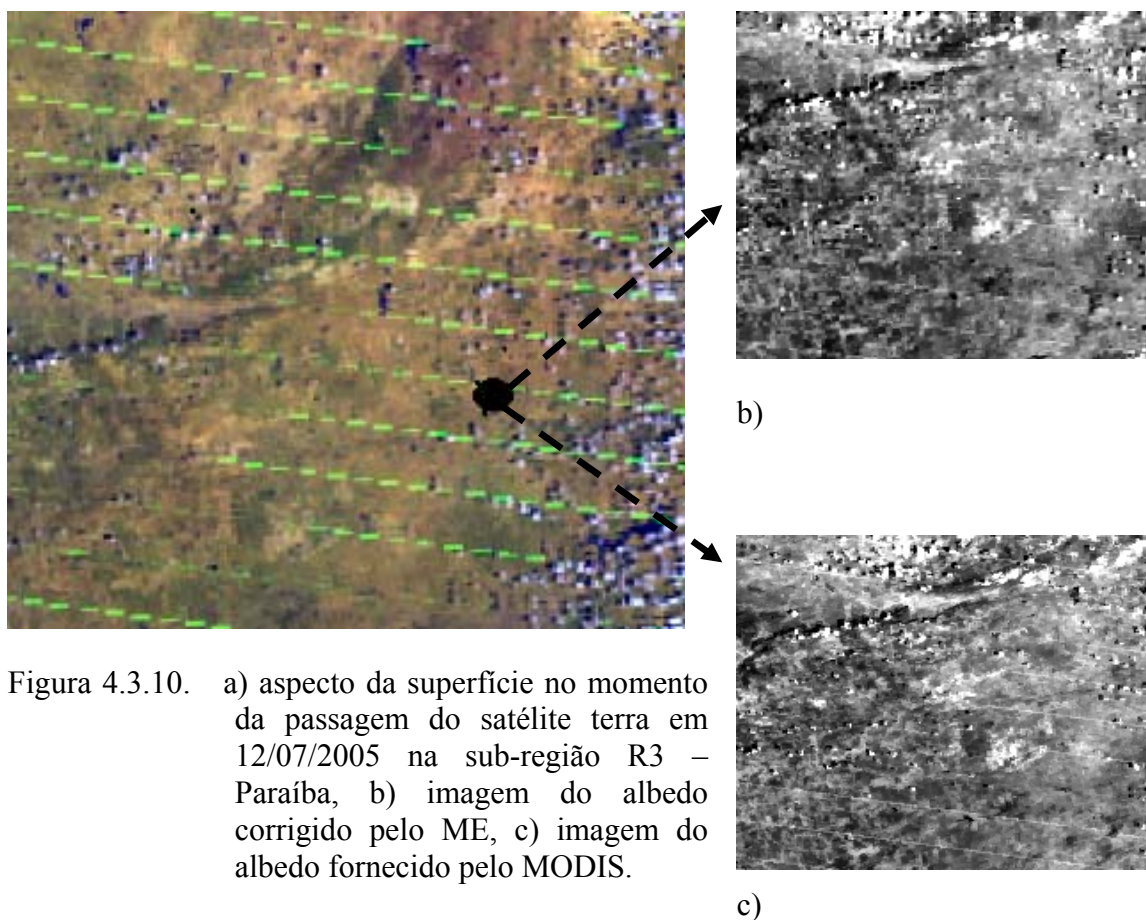


Figura 4.3.10. a) aspecto da superfície no momento da passagem do satélite terra em 12/07/2005 na sub-região R3 – Paraíba, b) imagem do albedo corrigido pelo ME, c) imagem do albedo fornecido pelo MODIS.

A Tabela 4.3.7 apresenta um resumo desta aplicação. Como pode ser visto, para o ponto selecionado na Figura 4.3.10 (dia 12/07/2005), o ME e o MODIS apresentam o mesmo resultado do albedo representando um erro de -1.4% em relação ao valor medido, enquanto o erro apresentado para o METRIC é de +1,4%. Ainda para o dia 12/07/2005 a diferença entre o ME e o MODIS é de 0,7% para o albedo médio de toda cena enquanto a diferença entre o METRIC e o MODIS é de 2,2%. Para o dia 10/12/2005 observa-se uma pequena diferença nos parâmetros estatísticos entre o ME e o MODIS com uma diferença entre eles de +2,9% para o albedo médio de toda cena estimado pelo ME.

Tabela 4.3.7. Albedo médio e desvio padrão (DP). Valores estimados com o ME, METRIC e fornecido pelo MOD09. Albedo medido no alvo selecionado na Figura 4.3.10.a

DIA		ME(DP)	METRIC(DP)	MODIS (DP)	MEDIDO
12/07/2005	As - médio	0,137 (0,023)	0,141(0,027)	0,138(0,024)	X
	As- Alvo selecionado	0,146	0,150	0,146	0,148
10/12/2005	As - médio	0,137(0,023)	x	0,136(0,023)	x
	As -Alvo selecionado	0,148	x	0,149	x

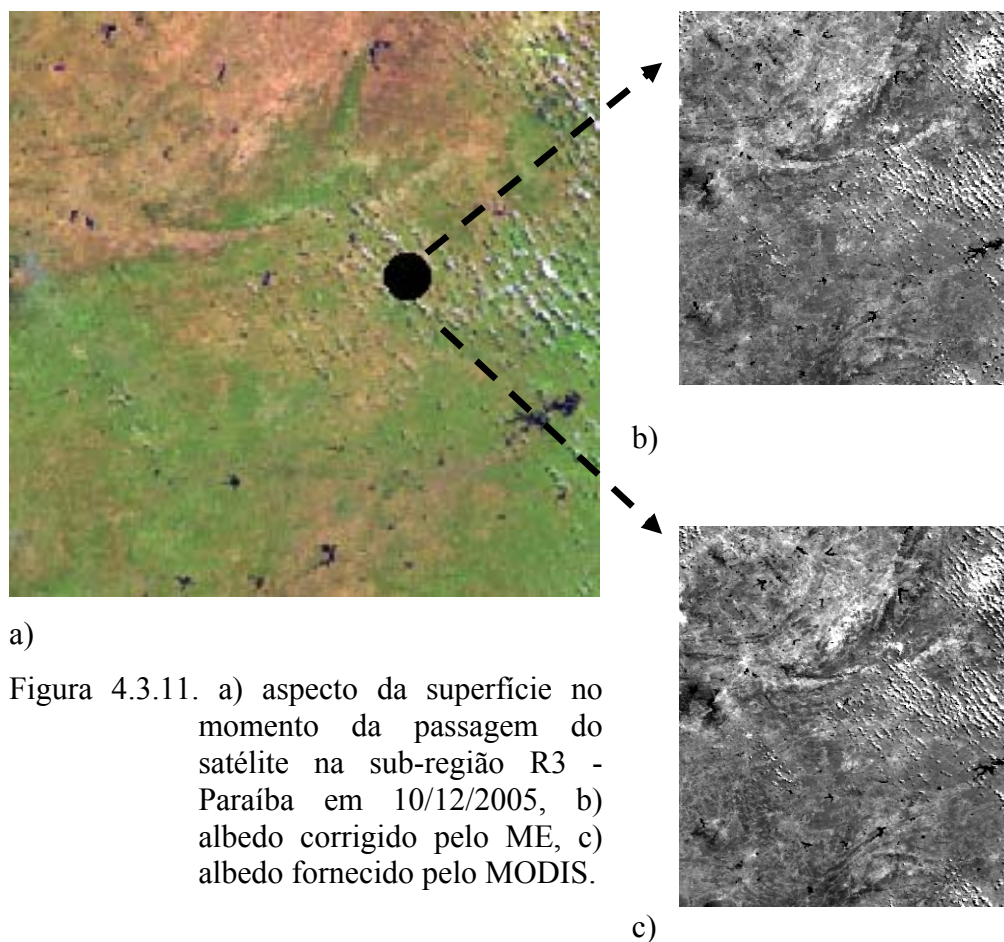


Figura 4.3.11. a) aspecto da superfície no momento da passagem do satélite na sub-região R3 - Paraíba em 10/12/2005, b) albedo corrigido pelo ME, c) albedo fornecido pelo MODIS.

Os parâmetros estatísticos: moda, frequência, média, mínimo, máximo e desvio padrão (DP), de toda cena correspondentes as Figuras 4.3.10 e 4.3.11.a, são ilustrados na Figura 4.3.11.d. As cenas consideradas contém, cada uma, mais de 40.000 pixels, para evitar distorções nos valores mínimos e máximos do albedo, foram considerados apenas os pixels com frequência maior que 20. Observando os histogramas da Figura 4.3.11.d, o ME e o MODIS, apresentam praticamente os

mesmos parâmetros estatísticos, tanto para os resultados do dia 12/07/2005 como para os do dia 10/12/2005.

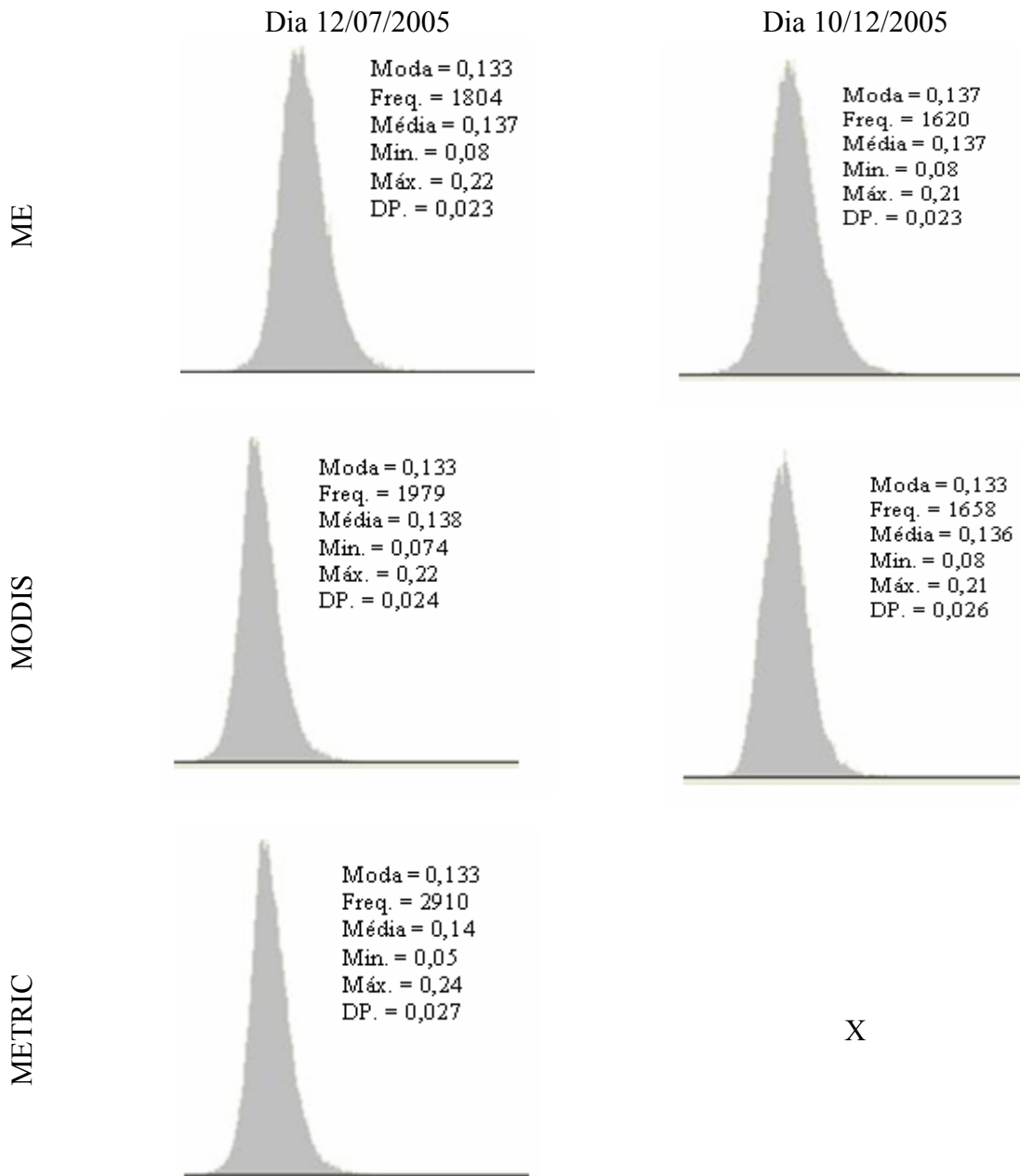


Figura 4.3.11.d. Dados estatísticos de correção atmosférica na sub-região R3 - Paraíba, com imagens MODIS.

Observa-se que o METRIC em relação ao MODIS apresenta diferenças, o valor mínimo é -29 %, o valor máximo é +9 %, o valor médio é

semelhante, a moda é a mesma, mas a frequência é muito diferente são 2910 no METRIC contra 1979 no MOD09. Esses resultados, assim como os anteriores, confirmam que o ME tem um desempenho superior ao METRIC em todas as comparações já efetuadas.

4.3.2.4. Correção com Imagem MODIS na Su-Região R5 - S. Paulo

Nesta aplicação usou-se imagem do satélite Aqua. A Figura 4.3.12 corresponde a imagem das sete bandas refletivas do MYD02. A passagem do satélite ocorreu por volta das 13,73 horas solar no dia 16/07/2005 (dia 197 do ano). Na Tabela 4.3.8 mostra-se um resumo dessa aplicação na qual se observa o ME e o MODIS com os mesmos resultados para o albedo médio da cena e o METRIC com valor 0,003 inferior. No cerrado o valor medido à superfície é de 0,119 enquanto o estimado pelo ME é 0,095; o MYD09 fornece 0,098 e o estimado pelo METRIC é 0,088. Na área de cana-de-açúcar o albedo medido é 0,19 enquanto o ME estima em 0,156; o MYD09 fornece 0,15 e o METRIC estima em 0,15. Na superfície coberta por água o METRIC apresenta um erro grande em relação ao ME e o MODIS. Com relação aos valores médios da cena referente à Figura 4.3.12 observa-se o ME em relação ao MYD09 um erro de +3,4 % e o METRIC um erro de -2,3 %, mas com relação ao valor medido, observa-se que o valor estimado pelo ME é melhor que o fornecido pelo MYD09 e estimado pelo METRIC, sugerindo que o valor médio do albedo para toda cena seja melhor representado pelo valor estimado no ME.

Existe uma pequena diferença, para mais ou para menos, entre os valores estimados para esta região através de imagem Landsat 5 (seção 4.3.1.3) e estimada nesta seção com imagem MODIS. Essa diferença justifica-se, uma vez que na imagem Landsat cada pixel tem uma área de 30 x 30 m e na imagem MODIS cada pixel tem uma área de 500 x 500 m. Nesta aplicação não foi feita correção de adjacência no ME.

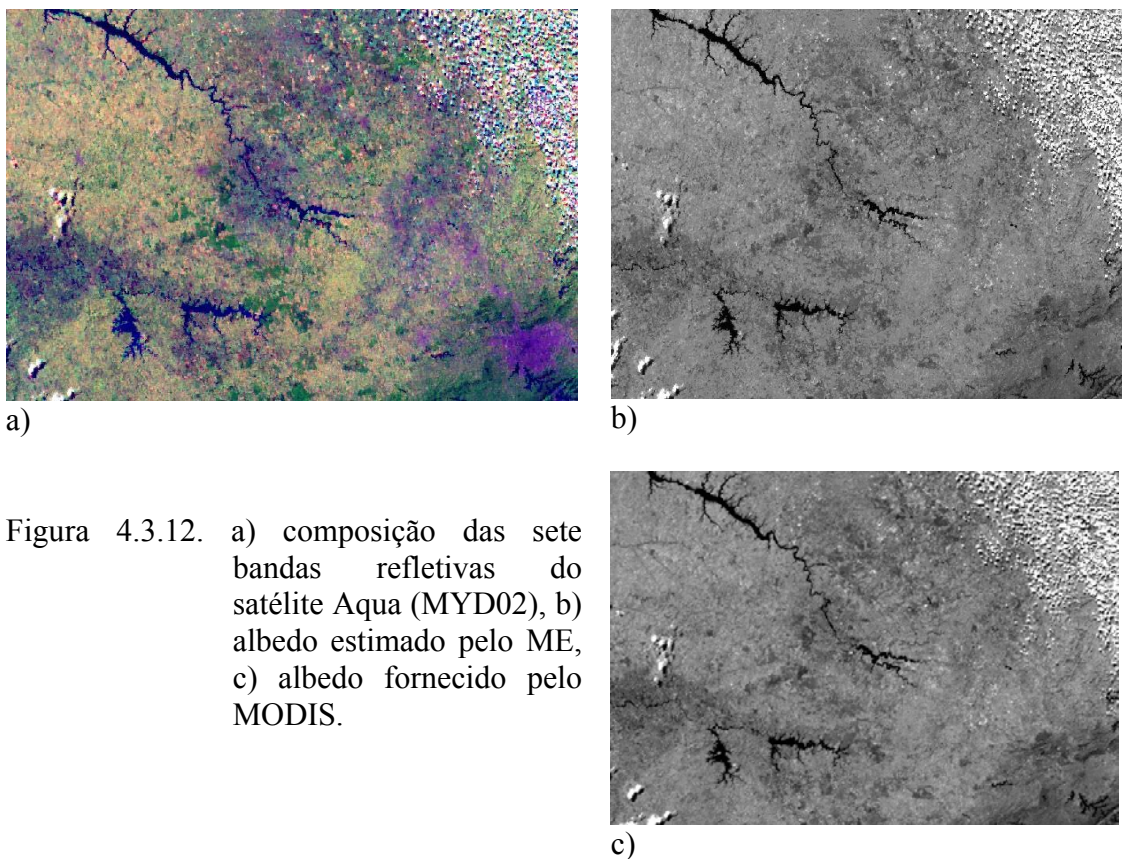


Figura 4.3.12. a) composição das sete bandas refletivas do satélite Aqua (MYD02), b) albedo estimado pelo ME, c) albedo fornecido pelo MODIS.

Tabela 4.3.8. Albedo médio da sub-região R5 – S. Paulo, valores estimados nos pontos onde foram fornecidos valores de superfície e sobre as águas de um rio da região.

	Albedo médio	Desvio Padrão	Local com medida de superfície. Cerrado 47°38' W 21°37'13" S	Local com medida de superfície. Cana-de-açúcar 47°47'43" W 21°38'13" S	Superfície coberta por água
ME	0,137	0,044	0,095	0,156	0,017
MYD09	0,132	0,046	0,098	0,151	0,018
METRIC	0,129	0,050	0,088	0,150	0,007
MEDIDO	x	x	0,119	0,190	x

4.3.2.5. Correção com Imagem MODIS na Sub-Região R6 – Mato Grosso

Nesta aplicação a finalidade foi avaliar o desempenho do modelo em regiões com alta carga de aerossol. Por não dispor de medidas de superfície (R_s), usou-se uma imagem antes e outra durante um período de queimadas na região de Cuiabá. Acredita-se que as propriedades físicas da superfície da área em estudo não tenham sido alteradas devido as queimadas, exceto nos locais onde houve queima da vegetação; assim, é de se esperar que após corrigir os efeitos atmosféricos nas duas imagens a refletância da superfície, R_s apresente pouca alteração, uma vez que o tempo entre uma imagem e outra é de apenas 10 dias.

Na procura de um par de imagens (com e sem ocorrência de queimadas) numa mesma região e com informações de parâmetros de aerossol no site da AERONET, o par de imagens, MOD02 (imagem do Terra do dia 234 (22/08/2005) do ano), sem ocorrência de queimadas e MYD02 (imagem do Aqua do dia 245 (22/08/2005) do ano), com ocorrência de queimadas, foi o que apresentou o período mais curto. Nessas imagens

mesmo sendo de dias e satélites diferentes, o ângulo zenital do Sol, no instante da passagem dos satélites, é praticamente o mesmo; $30,5^\circ$ (dia 22/08) e $33,0^\circ$ (dia 02/09).

Os alvos A-1, A-2 e A-3 nas Figuras 4.3.13.a e Figuras 4.3.13.b são alvos de um mesmo ponto geográfico (ver Tabela 3.2) onde possivelmente se registrou uma queimada em 02/09/2005. Os parâmetros de aerossol para os alvos A-i da Figura 4.3.13.a, são: $\tau(0,55) = 0,211$, $\omega = 0,91$ e $g = 0,58$ e para os alvos A-i da Figura 4.3.13.b, são: $\tau(0,55) = 1,26$, $\omega = 0,95$ e $g = 0,62$; os quais referem-se a estação de Cuiabá-Miranda, disponível no site da AERONET. A carga de aerossol para os alvos B-i e C na Figura 4.3.13.b são $\tau(0,55) = 0,785$ e $\tau(0,55) = 0,397$, respectivamente, obtidos de uma imagem MOD08 do mesmo dia, e por falta de informações, os valores de ω e g são os mesmos dos alvos A-i. Observou-se que para os alvos A-i na Figura 4.3.13.b, obtém-se uma carga de aerossol $\tau_a(0,55) = 1,3$, na imagem MOD08.

Nos alvos A-i da Figura 4.3.13.a observou-se que o METRIC em relação ao MOD09/MYD09 apresenta erros, na estimativa do albedo, superiores a 50%, por isso apresenta-se apenas o desempenho do ME/MOD09/MYD09. Para fazer uma comparação entre o desempenho do ME e os produtos MODIS, em cada alvo observa-se a refletância e o albedo estimados no dia 234 (22/08) (sem queimadas) e no dia 245 (02/09) (com queimadas). Nas Figuras (4.3.14.a, b e c) mostra-se o desempenho do ME contra o MOD09/MYD09, para valores médios de R_s e A_s nos alvos selecionados, e na Tabela 4.3.9 mostra-se um resumo dos valores do albedo estimado pelo ME e fornecido pelo MODIS.

Tabela 4.3.9. Resumo da aplicação na região de queimadas, albedo nos alvos A- i da Figura 4.3.13.

	Alvo A -1		Alvo A -2		Alvo A -3	
	dia 234	dia 245 (erro)	dia 234	dia 245(erro)	dia 234	dia 245 (erro)
As-ME	0,12	0,13 (8,3 %)	0,13	0,13 (0 %)	0,09	0,09 (0 %)
As-MODIS	0,12	0,16 (33,3 %)	0,13	0,16 (23 %)	0,09	0,13 (44 %)

Conforme os resultados na Tabela 4.3.9.a, o albedo fornecido pelo produto MYD09 no dia 245 (02/09/2005) são superestimados, pois era de se esperar que o albedo fornecido para o dia 245 tivesse o mesmo valor do albedo do dia 234 ou pelo menos não deveria apresentar grandes diferenças após a correção atmosférica. Nas Figuras 4.3.14.1.a, b e c, observa-se que a grande contribuição para elevar o albedo fornecido pelo MYD09 no dia 245 em relação ao do dia 234, é a refletância nas bandas 2 (com centro em 0,858 μm) e 5 (com centro em 1,24 μm). A banda 2 sofre uma forte influência de efeitos de aerossóis, já na banda 5 os aerossóis exercem uma influência bem menor, era de se esperar uma maior influência nas bandas 1 (com centro em 0,645 μm), 3 (com centro em 0,469 μm) e 4 (com centro em 0,555 μm), o que não aconteceu. Na banda 7 (com centro em 2,13 μm), o MODIS fornece para o dia 245 uma refletância maior que para o dia 234, o que não se justifica, pois os aerossóis não exercem influência nessa banda. Com respeito ao vapor d'água houve um aumento de 2,6 g.cm^{-2} no dia 234 para 4,0 g.cm^{-2} no dia 245 conforme Tabela 3.2, no entanto, o vapor d'água ao invés de espalhar absorve. Observa-se ainda, que na composição do albedo a refletância da banda 7 tem peso menor que os peso das demais bandas. Com relação ao desempenho do ME, observa-se nas Figura 4.3.14.a, b e c,

alterações muito pequenas nas refletâncias das bandas e no albedo, praticamente prevalecendo no dia 245, o albedo do dia 234.

Portanto se pode concluir que nessa situação o ME tem um desempenho muito superior ao MODIS. No entanto, essa comparação carece de um georreferenciamento mais apurado.

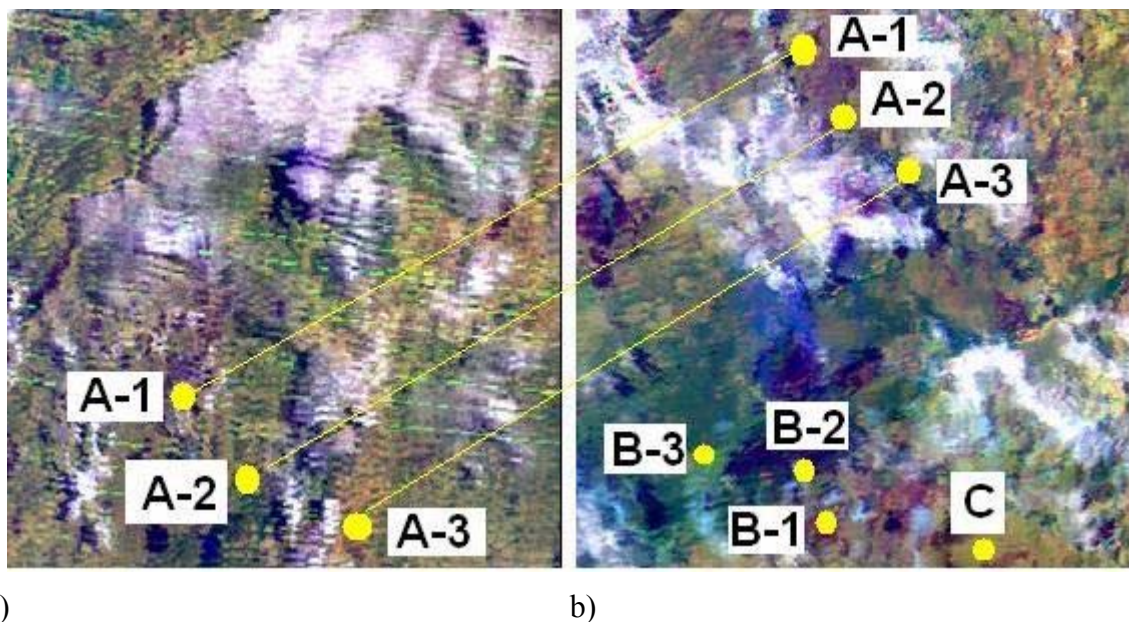
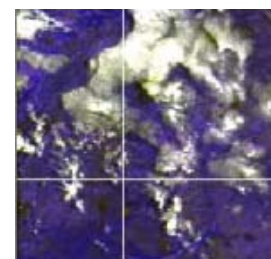
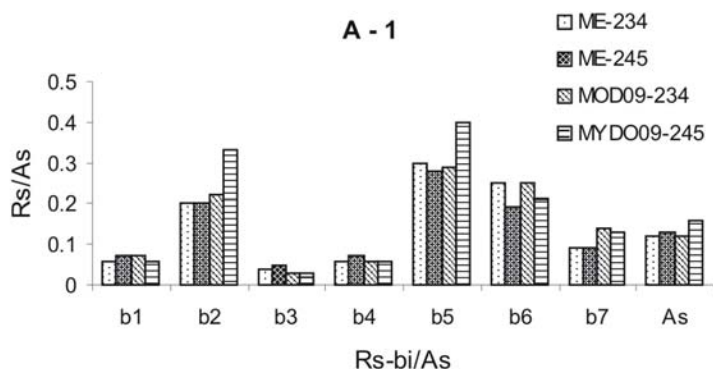
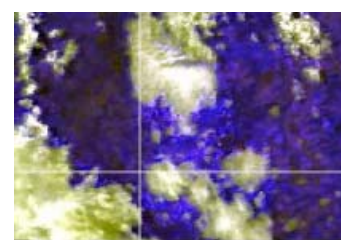


Figura 4.3.13. a) recorte da imagem MOD02 do dia 22/08/2005, sub- região R6 – MT, b) recorte da imagem MYD02 do dia 02/09/2005, sub- região R6 – MT. Os alvos A-i correspondem ao mesmo ponto geográfico nas duas figuras. Todos os alvos A-i, B-i e C apresentam cargas de aerossóis distintas conforme se mostra na Tabela 3.2.

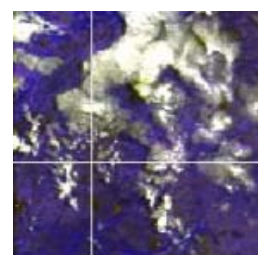
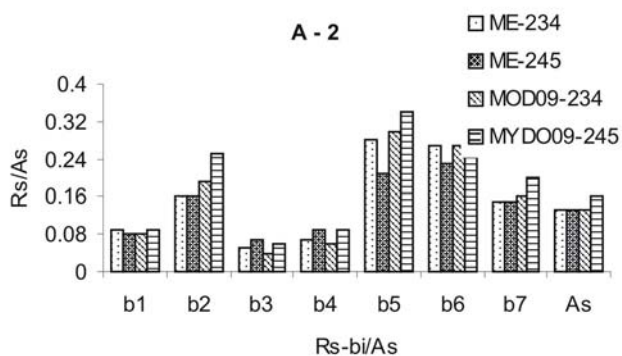


Alvo A-1, Figura 4.3.13.a
(sem queimadas)

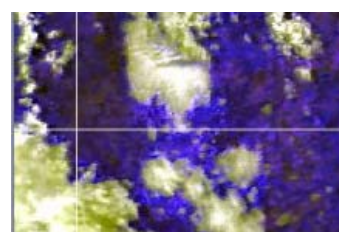


A-1, Figura 4.3.13.b
(com queimadas)

Figura 4.3.14.a. As e Rs estimados pelo ME e fornecidos através das imagens MOD09 do dias 234 (sem ocorrência de queimadas) e MYD09 do dia 245 de 2005 (com ocorrência de queimadas), no alvo A-1 da Figura 4.3.13.

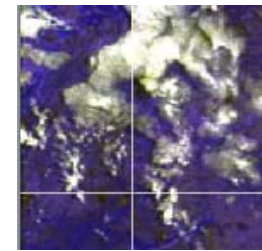
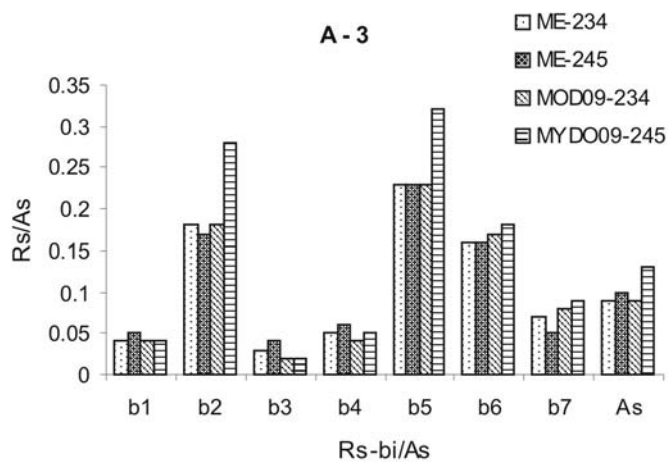


Alvo A-2, Figura 4.3.13.a
(sem queimadas)

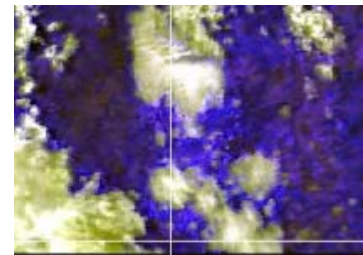


Alvo A-2, Figura 4.3.13.b
(com queimadas)

Figura 4.3.14.b. As e Rs estimados pelo ME e fornecidos através das imagens MOD09 do dias 234 (sem ocorrência de queimadas) e MYD09 do dia 245 de 2005 (com ocorrência de queimadas), no alvo A-2 da Figura 4.3.13.



Alvo A-3, Figura 4.3.13.a
(sem queimadas)



Alvo A-3, Figura 4.3.13.b
(com queimadas)

Figura 4.3.14.c. *As* e *Rs* estimados pelo ME e fornecidos através das imagens MOD09 do dia 234 (sem ocorrência de queimadas) e MYD09 do dia 245 de 2005 (com ocorrência de queimadas), no alvo A-3 da Figura 4.3.13.

Nas Figuras 4.3.15.a - 4.3.18.a mostra-se imagens compostas pela refletância das 7 bandas do MODIS e o *As* estimados pelo METRIC, ME (com correção de adjacência) e fornecida pelo MODIS nesta ordem, o cruzamento das linhas brancas correspondem aos alvos B-1, B-2, B-3 e C na Figura 4.3.13.b. Na feição dessas figuras observa-se que as imagens referentes ao ME apresentam uma definição de cores bem melhor que as do MODIS. Esse fato deve está associado à correção de efeitos adjacentes e que no ME faz-se uma modesta correção de vizinhança considerando apenas um pixel de distância enquanto o MODIS usa o método PSF (Point Spread Function). Nas Figuras 4.3.15.b – 4.3.18.b mostra-se a variação (em cada banda) de *Rs* e *As* e na Tabela 4.3.9, mostra-se uma comparação dos valores do albedo estimados pelo ME e pelo METRIC, com o albedo fornecido pelo MODIS. Os percentuais entre parênteses mostram que o

METRIC apresenta erros que variam entre 14 e 31 %, enquanto o erro atribuído ao ME varia entre -4,9 e -14 %.

Nestas comparações supõe-se que a refletância de cada banda e o albedo fornecidos pelo MODIS estejam corretos, que o ME esteja subestimando o albedo entre -4,9 % e -14 % e o METRIC superestimando entre 14 e 31 %. No entanto, não se dispõe de valores medidos na superfície que possam confirmar se os valores fornecidos pelo MODIS estão corretos. O que se sabe é que na estimativa do albedo nos alvos A-i da Figura 4.3.13, quando a carga de aerossol $\tau_a(0,55)$ passou de 0,211 (dia 234) para 1,26 (dia 245), o albedo fornecido pelo MODIS foi superestimado entre 23 e 44 %, influenciado, principalmente, pela refletância das bandas 2 e 5, o que se repete, em menor escala, para os alvos B-1, B-2, B-3 e C (Tabela 4.3.10). Por outro lado, conforme resultados na Tabela 4.3.10, é evidente que o METRIC superestima o albedo, e conforme as Figuras 4.3.15.b - 4.3.18.b, são as bandas 1, 2, 3 e 4 influenciadas pela carga de aerossol, que contribuem para tanto. Observa-se que os resultados apresentados nesta seção estão em concordância com os resultados da seção 4.3.2.2, caso alvo R2-D (Tabela 3.2) em que a carga de aerossol $\tau_a(0,55)$ é 0,42. Por fim, ao invés de afirmar que o ME, subestima o albedo da superfície em situações onde a carga de aerossol $\tau_a(0,55)$ é maior que 0,4; é mais prudente afirmar que o albedo fornecido pelo MODIS e estimado pelo METRIC, nessas condições, é superestimado. E assim, os erros atribuídos ao METRIC em relação ao ME, são entre 37 e 42 %, o que pode prejudicar sensivelmente o balanço de radiação na superfície.

Tabela 4.3.10. Albedo (As) fornecido pelo MODIS e estimado pelo ME e METRIC nos alvos B-1, B-2, B-3 e C na Figura 4.3.13.b. Os valores entre parêntese correspondem ao erro do albedo estimado em relação ao fornecido pelo MODIS.

	Alvo B-1 Fig. (4.3.15.b)	Alvo B-2 Fig. (4.3.16.b)	Alvo B-3 Fig. (4.3.17.b)	Alvo C Fig. (4.3.18.b)
As*-ME	0,146 (-8,7 %)	0,12 (-7,6 %)	0,176 (-4,9 %)	0,12 (-14 %)
As-MYD09	0,16	0,13	0,185	0,14
As-METRIC	0,20 (+25 %)	0,17 (+31 %)	0,225 (+21,6 %)	0,16 (+14 %)

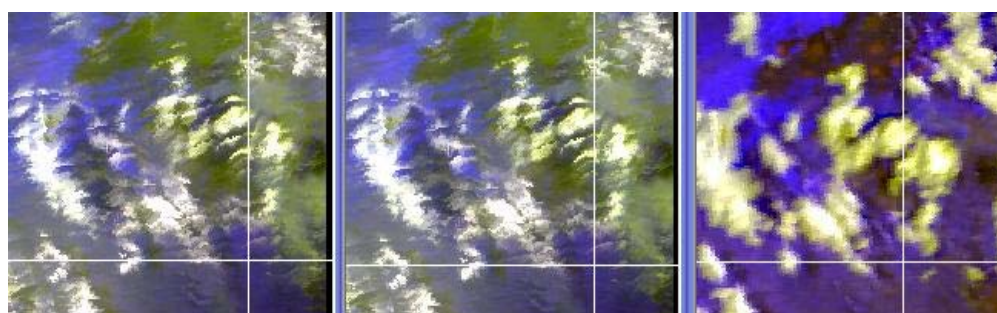


Figura 4.3.15.a. Imagens composta pela refletância das sete bandas do MODIS e o albedo. Da esquerda para direita, referentes ao METRIC, ME e MODIS. Cruzamento das linhas brancas, alvo B-1 da Figura 4.3.13.b.

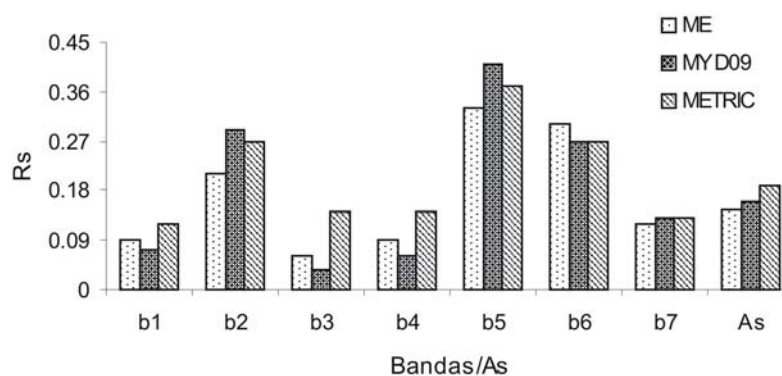


Figura 4.3.15.b. As e Rs estimadas pelo METRIC, ME e fornecido pelo MODIS no alvo B-1 da Figura 4.3.15.a.

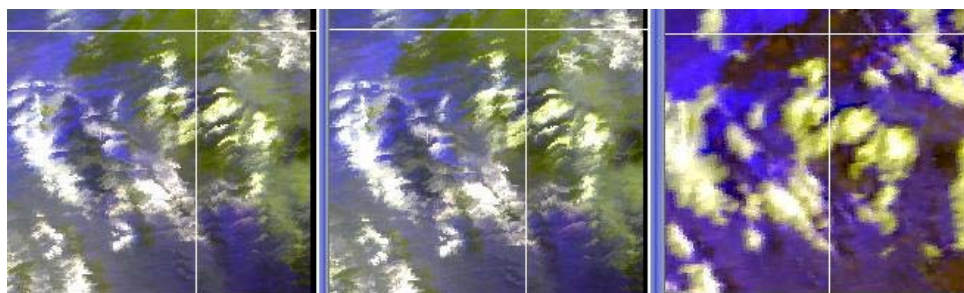


Figura 4.3.16.a. Imagens composta pela refletância das sete bandas do MODIS e o albedo. Da esquerda para direita, referentes ao METRIC, ME e MODIS. Cruzamento das linhas brancas, alvo B-2 da Figura 4.3.13.b.

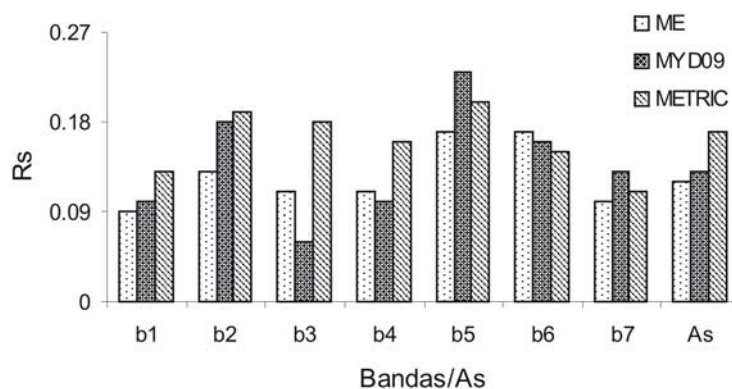


Figura 4.3.16.b. As e Rs estimadas pelo METRIC, ME e fornecidos pelo MODIS no alvo B-2 da Figura 4.3.16.a.

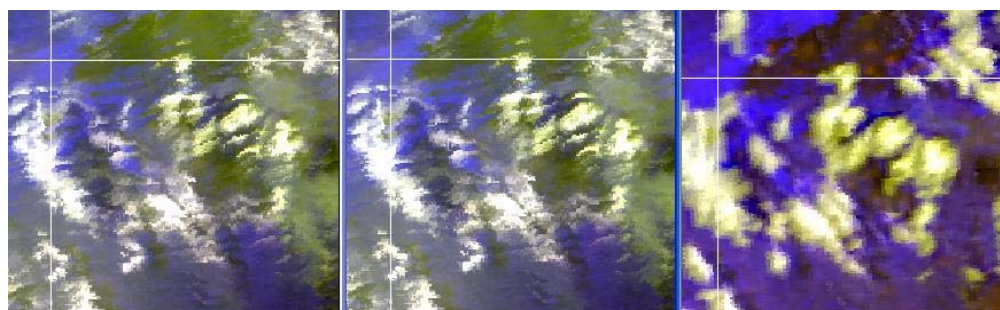


Figura 4.3.17.a. Imagens composta pela refletância das sete bandas do MODIS e o albedo. Da esquerda para direita, referentes ao METRIC, ME e MODIS. Cruzamento das linhas brancas, B-3 da Figura 4.3.13.b.

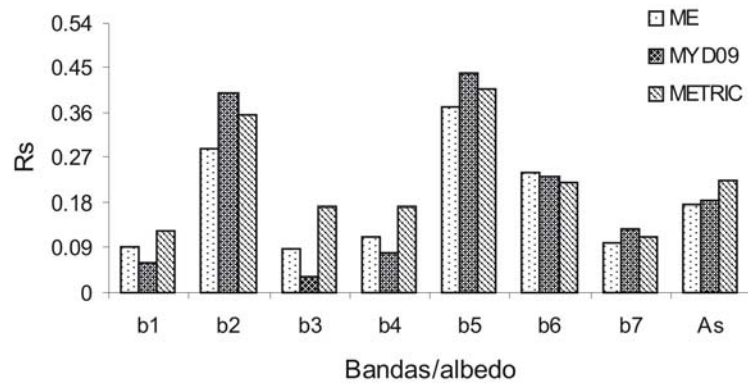


Figura 4.3.17.b. As e Rs estimadas pelo METRIC, ME e fornecidos pelo MODIS no alvo B-3 da Figura 4.3.17.a.

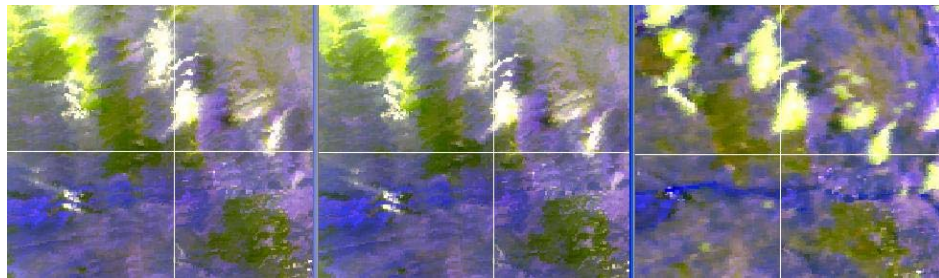


Figura 4.3.18.a. Imagens composta pela refletância das sete bandas do MODIS e o albedo. Da esquerda para direita, referentes ao METRIC, ME e MODIS. Cruzamento das linhas brancas, alvo C da Figura 4.3.13.b.

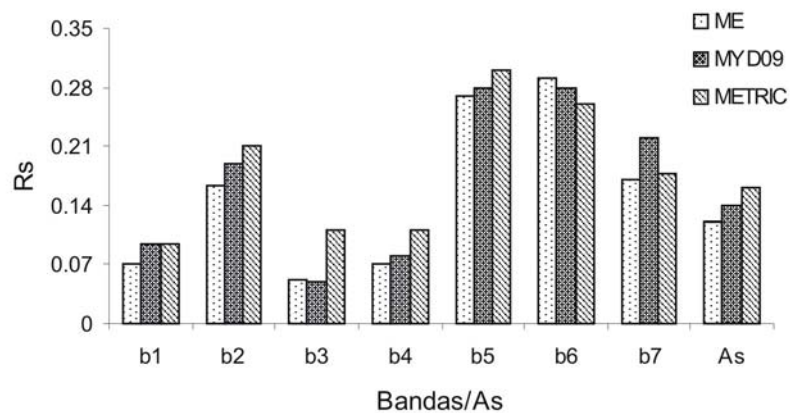


Figura 4.3.18.b. As e Rs estimadas pelo METRIC, ME e fornecidos pelo MODIS no alvo C da Figura 4.3.18.a.

Fica claro nestas aplicações que para fazer correção atmosférica é preciso levar em conta os parâmetros atmosféricos no momento da passagem do satélite e, por conseguinte, evidencia-se que modelos empíricos na linha do SEBAL e METRIC são restritos a atmosfera com baixa carga de aerossol.

4.4. CORREÇÃO ATMOSFÉRICA PARA OBTER T_s

O desempenho do **mono-window** (seção 3.2.3.4) e do **split-window** (seção 3.2.3.5), propostos neste trabalho, são comparados com valores medidos em superfície e fornecidos pelos produtos MODIS (MOD11 que fornecem temperatura de superfície, já com correção atmosférica).

O desempenho do **mono-window** também é avaliado em comparações usando dados e resultados apresentados por Qin et al. (2001).

4.4.1. Simulações com Resultados de Qin et al. (2001)

Na Tabela 4.4.1 apresenta-se algumas simulações de T_s estimada através de dados apresentados por Qin et al. (2001). As colunas de 1 a 5 são valores constantes em Qin et al. (2001), os quais referem-se a: valores reais de T_s , temperatura média do ar (T_a), temperatura de brilho (T_b), transmitância da atmosfera e emitância da superfície. Na

coluna 6 T_s é estimada por Qin et al. (2001) e na coluna 7 pela Eq. (3.2.3.5). Comparando os valores dessas colunas com os da coluna 1 (valores exatos), os valores estimados através da Eq. (3.2.3.5) que correspondem a este trabalho, são melhores do que os apresentados por Qin et al. (2001).

Tabela 4.4.1. Comparações da T_s estimada usando dados tabelados em Qin et al. (2001).

T_s (°C) Exata	T_a (°C) Estimada	T_b (°C) Simulada	Trans- mitância	Emitância	T_s estimada	
					Qin et al. (2001)	Eq. (3.2.3.5)
20	9,13	15,57	0,702	0,965	20,13	20,06
30	13,53	24,13	0,721	0,965	30,28	30,11
40	19,69	33,39	0,744	0,965	40,37	40,13
50	26,74	42,89	0,761	0,965	50,42	50,14

4.4.2. Correção para Obter T_s com Imagem TM-Landsat 5.

Nesta aplicação foram usadas duas imagens TM - Landsat 5, uma na sub-região R4 - Pernambuco (Petrolina) e outra na sub-região R1 - Ceará (Quixeré), conforme indica-se na Figura 3.1.

A Figura 4.4.1 retrata a carta da radiância do canal termal, em Petrolina para o dia 04 de dezembro de 2000, foram selecionadas três subáreas (áreas 1, 2 e 3, cada qual com 51 x 51 pixels) com características superficiais diferentes. A área 1 apresenta uma superfície com predominância de solo vegetado, a área 2 apresenta uma superfície mais ou menos homogênea e a área 3 uma superfície onde predomina solo nu (argila).

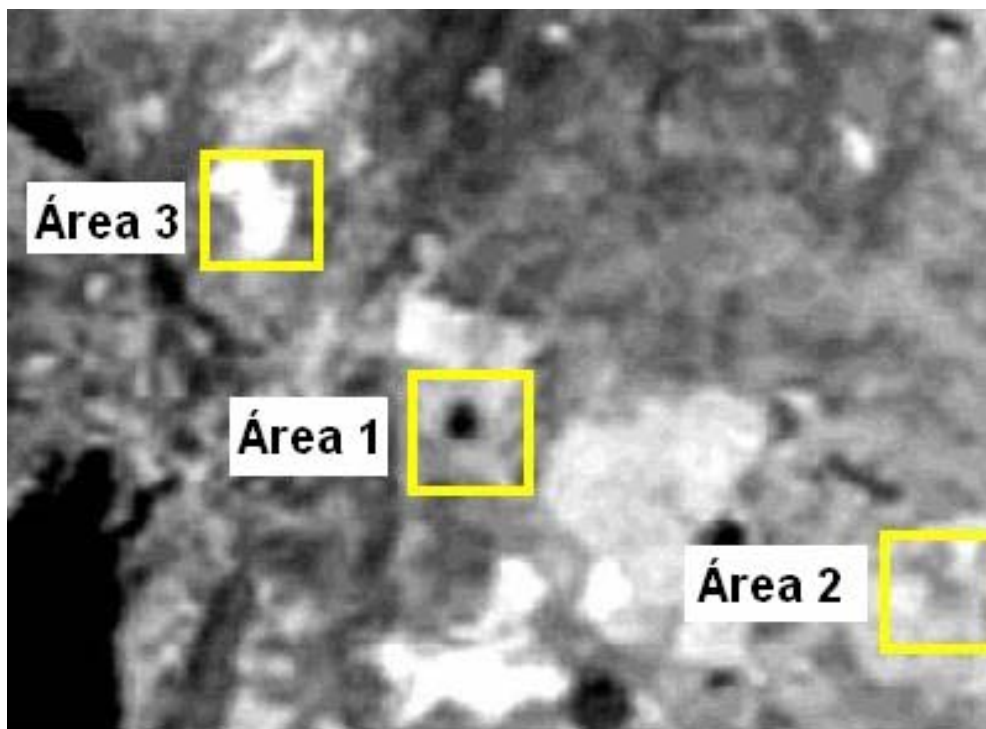


Figura 4.4.1. Recorte de imagem TM - Landsat 5 do dia 04 de dezembro de 2000 referente a sub-região R4 - Pernambuco. Aplicação do algoritmo nas áreas 1 (predomínio de solo vegetado), 2 (Solo quase homogêneo) e 3 (predomínio de solo nu) com (51 x 51) pixels.

Os parâmetros atmosféricos, pressão (968 mb), temperatura do ambiente próxima à superfície (28,5 °C) e umidade relativa do ar (58%), foram obtidos na estação meteorológica do INMET- Instituto Nacional de Meteorologia localizada em Petrolina, PE. Aplicando estes dados na Eq. (3.2.3.1) obtém-se $T_a = 293,9$ K. Através da Eq. (3.2.3.4), obteve-se $W = 2,38$ g cm⁻² e pela Eq. (3.2.3.3.a) encontrou-se $\Gamma_w = 0,65$.

No que segue, denomina-se T_{sc} como a temperatura da superfície estimada após correção atmosférica, proposta neste trabalho conforme a Eq. (3.2.3.5) e T_{ss} como a temperatura da superfície apenas com correção da emissividade, estimada conforme a expressão (Markhan and Barker, 1986):

$$T_{ss} = \frac{k_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_0 k_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (4.3.2)$$

em que k_1 e k_2 têm os mesmos valores da Eq. (2.5.2) e ϵ_0 é a emissividade de cada pixel, estimada conforme a Eq. (2.5.14).

Nas Figuras 4.4.2.A – 4.4.2.F apresenta-se o comportamento de T_b , T_{ss} e T_{sc} . Nas Figuras 4.4.2.A, C e E mostra-se a variação dos valores mínimos, médios e máximos, de T_b , T_{ss} e T_{sc} , para as áreas indicadas na Figura 4.4.1. Observa-se nessas figuras que as menores diferenças entre T_{sc} e T_{ss} acontecem nos valores mínimos para a área 1 onde, $T_{sc} - T_{ss} = -0,29$ K e para a área 3 em que $T_{sc} - T_{ss} = 0,69$ K. Em todos os outros casos tem-se: $0,69 < (T_{sc} - T_{ss}) \leq 4,04$ K e $T_{ss} > T_b$. As Figuras 4.4.2.B, D e F apresentam variações médias por pixel, definindo melhor a comparação entre T_s , T_{ss} e T_b , onde: $T_{sc} - T_{ss} < 2$ K e $T_{ss} - T_b < 2$ K. Na Tabela 4.4.2 apresentam-se os parâmetros da distribuição de T_b , T_{ss} e T_{sc} em toda área da Figura 4.4.1. Os dados mostram que ΔT na Eq. (3.2.3.5) é sempre menor que 4,2 K. A superfície da região em estudo é bastante diversificada, em alguns pontos da cena existem lagos, vegetação e solo nu, de forma que a temperatura média do ar, assumida para toda cena pode, em alguns pontos, ser maior que a temperatura de brilho T_b correspondente, como acontece para os valores mínimos na coluna 2 da Tabela 4.4.2 em que $T_a = 293,9$ K (valor estimado para toda cena) e $T_b = 288,8$ K, acarretando T_{sc} menor que T_b . No entanto, nota-se que esse fato tem pouca influência na média dos resultados.

Tabela 4.4.2. Parâmetros da distribuição das temperaturas; T_b , T_{ss} e T_{sc} , referentes a toda cena da Figura 4.4.1.

	Mínima	Média	Máxima	Mediana	Moda	Desvio Padrão
T_b (K)	288,88	299,78	307,63	299,65	300,09	2,2
T_{ss} (K)	290,66	301,77	309,87	301,69	302,14	2,4
T_{sc} (K)	287,73	303,12	314,07	302,95	303,57	3,6
$T_{sc}-T_{ss}$ (K)	-2,93	1,35	4,20	1,26	1,43	

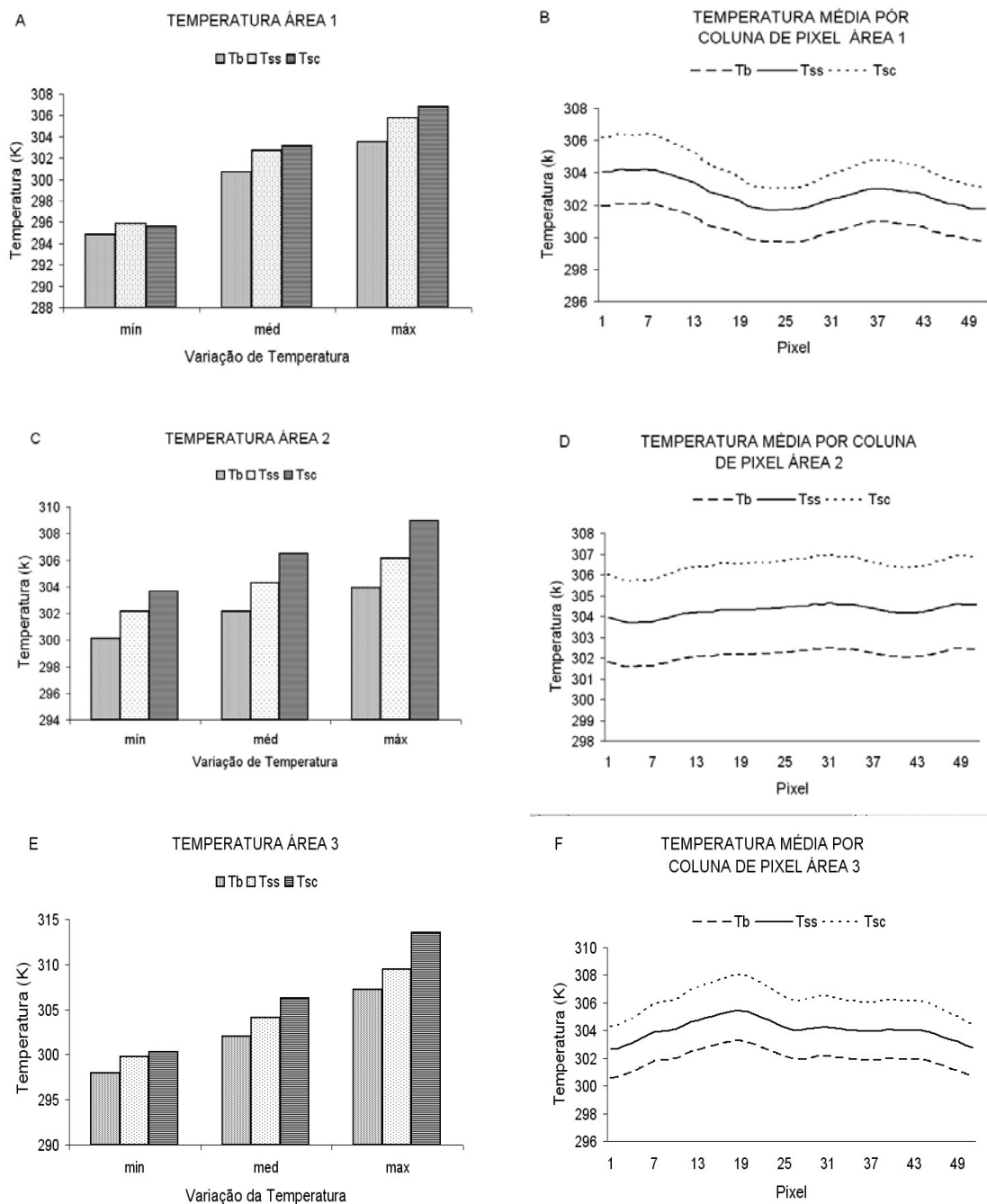


Figura 4.4.2. A, C e E, mostram a variação de T_b , T_{ss} e T_{sc} para as áreas 1, 2 e 3 indicadas na Figura 4.4.1, B, D e F mostram a variação média para as mesmas áreas.

Na sub-região R1 - Ceará (Quixeré) aplica-se correção atmosférica a uma imagem TM - Landsat 5 de 28/01/2006. No momento da passagem do satélite (9,5 horas solar) a água precipitável na atmosfera era $3,6 \text{ g.cm}^{-2}$, pressão atmosférica 970 mb e temperatura do ar próximo a superfície $T_0 = 306 \text{ K}$ ($T_a = 298,02 \text{ K}$, Eq. 3.2.3.1). A Figura 4.4.3.a ilustra a carta de T_{sc} onde o cruzamento das linhas brancas indica o local de realização de experimento. Os histogramas, Figura 4.4.3.b, ilustram os valores médios referentes a T_{sc} e T_b , nos quais T_{sc} apresenta um valor médio de 313,9 K e T_b 305,4 K com ΔT (Eq. 3.2.3.5) = 8,5 K. No ponto referente ao experimento o valor estimado de T_{sc} é de 304,5 K, o valor da T_b é 301,3 K e o valor medido é de 303,5 K. Conforme mostra-se no Histogramas (Figura 4.4.3), existe pontos (valores mínimos: $T_s = 294,7$ e $T_b = 295 \text{ K}$) em que T_b é superior a T_s , revelando que nesses pontos a T_a (298,02 K), adotada para toda cena, é maior que T_b . Como o satélite passou no local às 9,5 horas solar, é normal que pixels escuros, em particular superfícies de água, que tem uma capacidade térmica em torno de 3000 vezes a capacidade do ar para um mesmo volume, tenham uma temperatura inferior à temperatura do ar, decorrendo numa T_b menor que T_a e, por conseguinte o valor de ΔT pode atingir valores negativos fazendo com que T_s , estimada pela Eq. (3.2.3.5), seja menor que T_b . No caso dos valores máximos, é possível que o método cometa algum erro, devido a grande diferença entre a T_a (estimada com base numa área cultivada) e a T_b (referente a um solo nu ou rochoso), esse erro, no entanto, deve ser perfeitamente desprezado quando se conhece a T_a referente ao local.

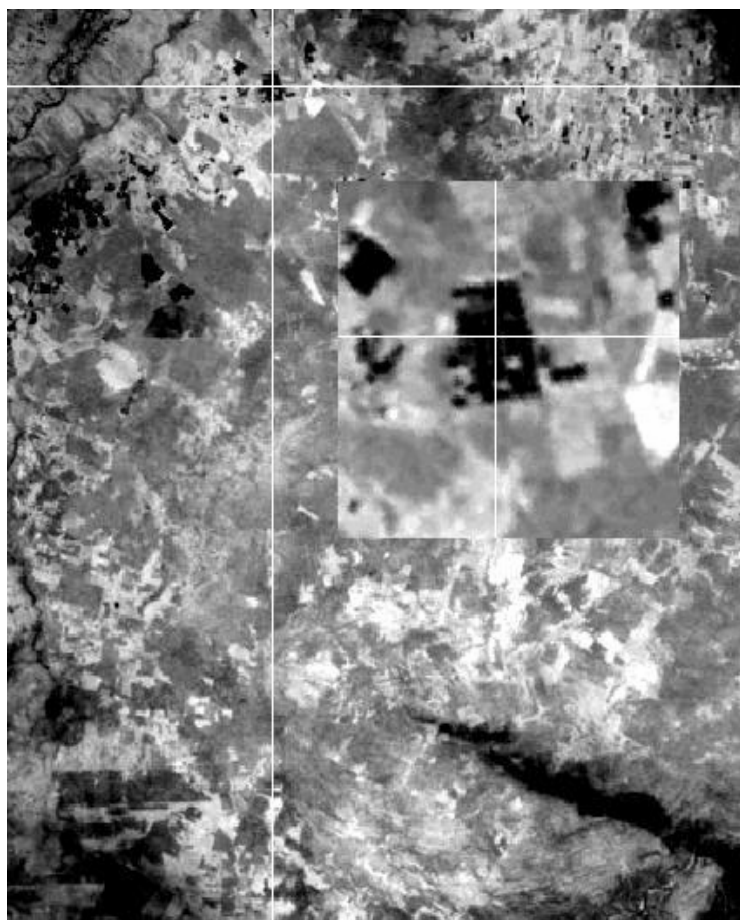


Figura 4.4.3.a Imagem da T_{sc} corrigida conforme o **mono-window** (seção-3.2.3.4). O cruzamento das linhas brancas indica local de realização de experimento na sub-região R1 - Ceará

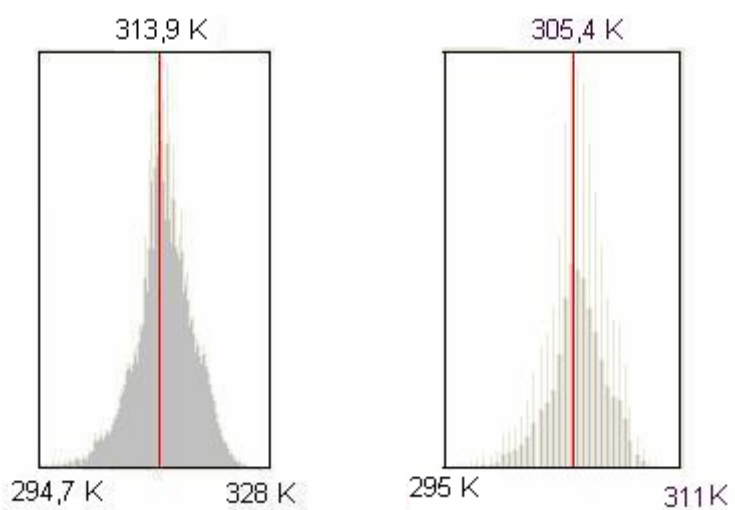


Figura 4.4.3.b. Histogramas referente a valores médios da T_{sc} (lado esquerdo) e da T_b (lado direito), obtidos de imagem Landsat 5 na sub-região R1-Ceará.

4.4.3. Correção para Obter T_s com Imagem MODIS

Nesta aplicação, usando o **split-window** (seção 3.2.3.5), foi feita correção atmosférica de uma imagem de radiância MOD021km de 12/07/2005 (dia 193-05) para a sub-região R3 - Paraíba (Gurjão) e outra de 10/12/2005 (dia 344-05) para a sub-região R1 – Ceará (Quixeré), as quais fornecem a radiância das bandas 31 e 32.

No dia 12/07/2005, no momento da passagem do satélite o ângulo de visada era 14° (obtido da imagem MOD07), água precipitável $w = 2,8 \text{ g.cm}^{-2}$ (obtida de imagem MOD05) e aplicada para toda cena da Figura 4.4.4, pressão atmosférica de 956 mb (medida a superfície) e $T_s = 302,6 \text{ K}$ (medida a superfície). A Figura 4.4.4 ilustra a imagem corrigida de T_s na qual o cruzamento das linhas brancas indica o local de realização de medidas de superfície. Uma imagem MOD11 (resolução de 1 km x 1 km), que fornece a temperatura da superfície corrigida conforme Wan (1999) foi usada para efeito de comparação.

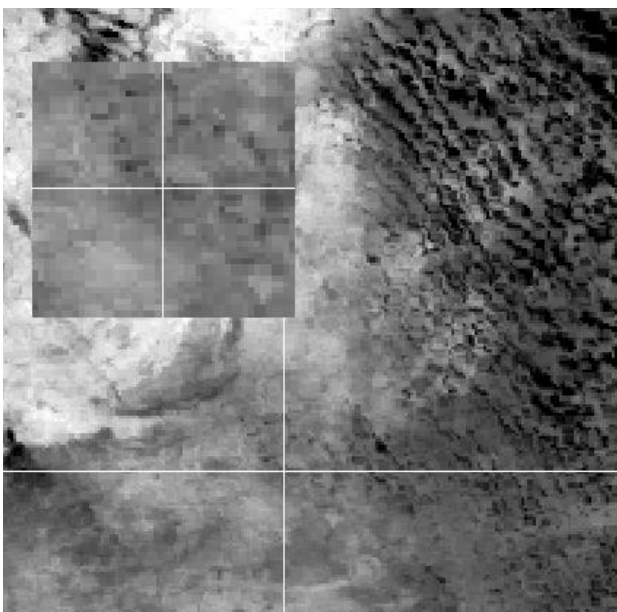


Figura 4.4.4. Imagem de T_s corrigida por este trabalho na sub-região R3 – Paraíba (Figura 3.2).

As Figuras 4.4.5.a, b, c e d mostram histogramas da temperatura de brilho referentes às bandas 31 e 32 do MODIS e da T_s estimada através do **split-window** descrito na seção 3.2.3.5 e fornecida pela imagem MOD11. Os histogramas das Figuras 4.4.5.a e b mostram os parâmetros da temperatura de brilho para a banda 31 [$T_b(\text{media}) = 306,3$ K; $T_b(\text{min.}) = 285,25$; $T_b(\text{max.}) = 316,06$ K] e para a banda 32 [$T_b(\text{media}) = 305,4$ K; $T_b(\text{min.}) = 283,23$; $T_b(\text{max.}) = 314,51$ K], respectivamente. Os histogramas das Figuras 4.4.5.c e d mostram os parâmetros da T_s estimada pelo **split-window** (seção 3.2.3.5), onde se vê a T_s estimada, com um valor médio de 309,3 K variando entre 291,6 e 323,6 K; e a T_s fornecida através da imagem MOD11, com um valor médio de 312,6 K, variando entre 295,8 e 321,5 K. Devido o problema de georreferenciamento é difícil obter uma relação pixel a pixel entre as imagens MOD02 (georreferenciada com o Erdas) e MOD11 (georreferenciada). Assim, usando o ERDAS determinou-se uma matriz: pixel (linha) x pixel (coluna) em que foi possível estabelecer uma relação entre os valores médios de temperaturas referentes a cada coluna, o que permitiu fazer comparações entre as imagens. Dessa forma as diferenças entre o valor de T_s estimado pelo **split-window** e o fornecido na imagem MOD11 são retratadas nas Figuras 4.4.6 e 4.4.7.

A área delimitada na Figura 4.4.4 corresponde a uma matriz quadrada de (215 x 215) pixels. Na Figura 4.4.6 mostra-se a variação média, referente a cada coluna de 215 pixels, da temperatura T_s estimada pelo **split-window**, fornecida pela imagem MOD11, e T_b das bandas 31 e 32. Observa-se uma pequena diferença (menor que 3 K) entre as temperaturas de brilho das bandas 31 e 32 e que o comportamento de T_s estimado pelo **split-window** acompanha a variação da T_b nas duas bandas, enquanto a T_s fornecida pela imagem MOD11 não tem o mesmo comportamento, ao contrário apresenta uma

grande distorção em torno da coluna de número 200. No ponto onde foram realizadas medidas de superfície, a T_s medida foi 302,6 K, a T_s estimada pelo **split-window** foi 304,4 K e a fornecida pela imagem MOD11 foi de 311,4 K. Conforme os valores médios de T_s para toda cena apresentados nas Figuras 4.4.5.c e d, a comparação com o valor medido e os valores médios na Figura 4.3.6, conclui-se que, neste caso, a T_s fornecida pela imagem MOD11 é superestimada. Observa-se na Figura 4.4.6 que até a coluna 101 a T_s fornecida pelo MODIS é quase constante oscilando em torno de 1 K, da coluna 101 até a 160, apresenta uma suave queda e depois apresentam uma queda brusca atingindo temperaturas inferiores a 290 K. Uma temperatura de 290 K pode perfeitamente representar a temperatura de alguma superfície d'água na região, no entanto, verificou-se que essa temperatura decorre da contribuição de vários pixels nulos encontrados a partir da coluna 160. Como esses pixels nulos contribuíram para alterar os valores apresentados nas Figuras 4.4.5.c e d é possível que o valor médio de T_s , para toda cena, fornecido pela imagem MOD11, seja bem maior que o apresentado. A região estudada não era uma região com superfície homogênea, ao contrario, era muito heterogênea, na época envolvia áreas rurais (superfícies cultivadas, caatingas, açudes), áreas urbanas e etc. As variações na T_b assim como a T_s estimada pelo **split-window** refletem um pouco dessa heterogeneidade, o que não acontece com a T_s fornecida através da imagem MOD11. O método de correção atmosférica usado em imagens MOD02 (Wan, 1999), é muito sofisticado e envolve dentre outros parâmetros a emissividade da superfície nas duas bandas (31 e 32) de modo que erros nos valores estimados da emissividade podem contribuir sensivelmente para aumentar o erro na estimativa de T_s . Neste trabalho, o **split-window** (seção 3.2.3.5), estabelece uma relação direta entre a T_b e a T_s , através da transmitância devido ao vapor d'água (Γ_w), o que reduz o risco de erros em T_s decorrentes de erros na estimativa de outros parâmetros, como a emissividades, inseridos no cômputo de T_s .

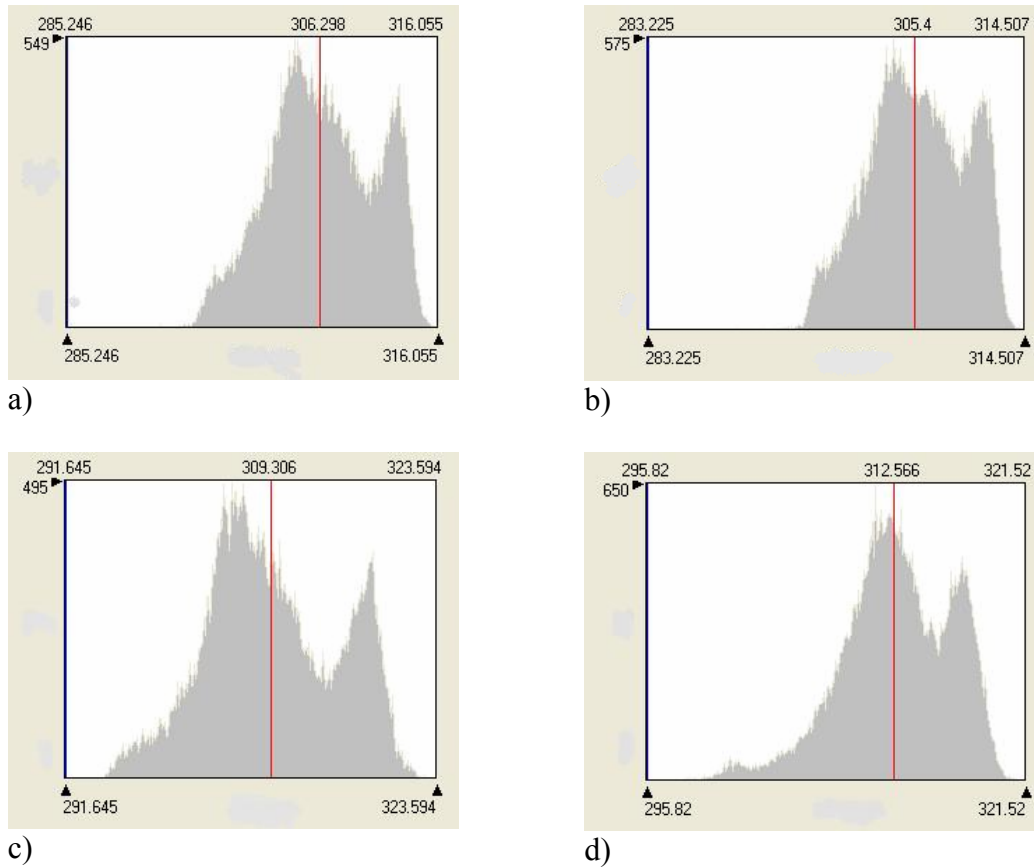


Figura 4.4.5. Histogramas de temperaturas da superfície e de brilho: a) temperatura de brilho da banda 31, b) temperatura de brilho da banda 32, c) T_s estimada por este trabalho, d) T_s obtida na imagem MOD11.

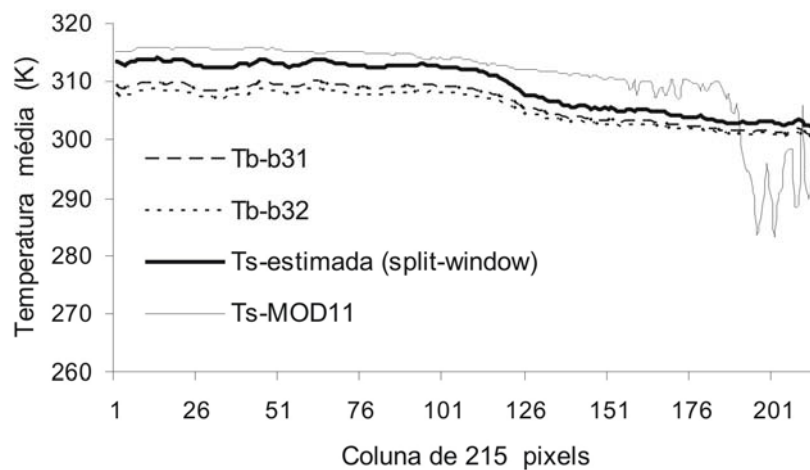


Figura 4.4.6. Variação da T_s estimada com o **split-window** (seção 3.2.3.5), fornecida pela imagem MOD11 e T_b das bandas 31 e 32. Valores médios para 215 colunas de 215 pixels cada uma.

A Figura 4.4.7 é uma feição da imagem MOD011 do dia 10/12/2005 na sub-região R1 - Ceará (Quixerá). No momento da passagem do satélite o ângulo de visada era 17° (obtido da imagem MOD07), água precipitável $w = 3,7 \text{ g.cm}^{-2}$ (medida a superfície), pressão atmosférica de 980 mb (medida a superfície) e $T_s = 307,7 \text{ K}$ (medida a superfície).

Na Tabela 4.4.4, para os alvos 1, 2 e 3 da Figura 4.4.7, mostra-se resultados da T_s fornecida pelo MODIS, medida na superfície e estimada pelo **split-window** (seção 3.2.3.5) através de uma imagem MOD02 de 10/12/2005 (dia 344 do ano). Para efeitos de verificação sobre a T_s fornecida pelo MODIS, apresenta-se para o alvo 1, resultados de T_s medida a superfície e fornecida através de imagens MOD11, dos dias 01/12/2005 (dia 335 do ano) e 11/12/2005 (dia 345 do ano).

Os resultados mostram que em relação aos valores medidos na superfície (Alvo 1), o MODIS superestima a T_s em 7,3 K, enquanto o erro atribuído ao **split-window** (seção 3.2.3.5) é de - 2,2 K. A área que envolve o alvo 1 é uma área cultivada de aproximadamente 2 km^2 , em nenhum pixel na vizinhança do alvo 1, na imagem MOD11, foi detectada uma temperatura que se aproximasse da temperatura medida. Comparando a temperatura medida nos dias 335 e 345 com a fornecida pelo MODIS, observa-se que o erro é reduzido para +2 K e +3 K, respectivamente. Para o alvo 2, superfície coberta por água, os valores da T_s estimada pelo **split-window** e fornecida pela imagem MOD11 são muito próximas, já no alvo 3 a temperatura estimada pelo split-window é 1,8 K superior a fornecida pelo MOD11.

Ainda sobre os resultados na Tabela 4.4.4, enquanto na aplicação anterior a T_s fornecida pela imagem MOD11 era sempre superior a estimada pelo **split-window**. Verifica-se que a T_s estimada pelo **split-window**, em alvos escuros (exemplo; alvo 2) é aproximadamente 0,5 K mais alta que a fornecida e em alvos mais claro (exemplo; alvo

3) é aproximadamente 2 K mais alta. Dessa forma, era de se esperar que a T_s fornecida (imagem MOD11) tivesse valores muito próximos ao estimado (**split-window**) o que não aconteceu. A falta de medidas de superfície nesses alvos, não permite uma análise mais apurada.

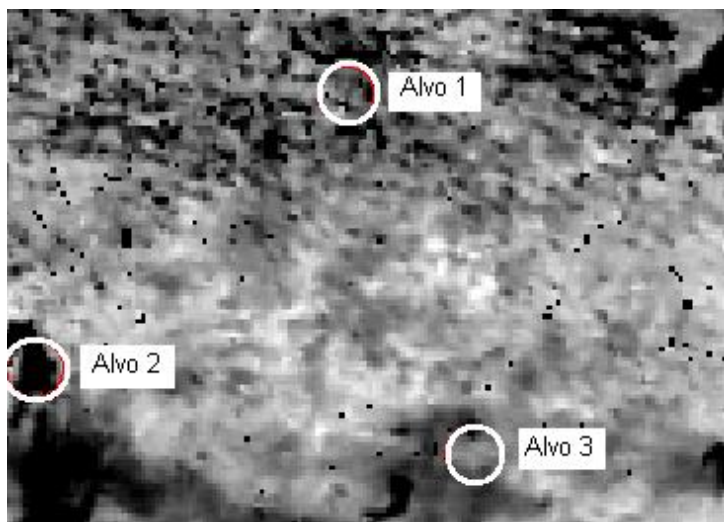


Figura 4.4.7. Imagem MOD11 do dia 12/12/2005. Alvos selecionados para comparar a T_s estimada com o **split-window** (seção 3.2.3.5) com a fornecida pelo MODIS e medida no alvo 1, local de realização de experimento, alvo 2 superfície coberta por água e alvo 3 superfície pouco vegetada.

Tabela 4.4.4. Valores de T_s fornecida através de imagens MOD11, medida e estimada, em três alvos distintos na sub-região R1 – Ceará nos dias 335, 344 e 345 de 2005.

	Coordenadas	Dia-ano	T_s Medida (K)	T_s - split-window (K)	T_s MODIS (K)	Tb-b31 (K)	Tb-b32 (K)
Alvo -1	5°43'46"S 37°51'42"W	335-05	307,0	x	310,2	x	x
		344-05	307,7	305,5	315,0	294,3	291,3
		345-05	308,2	x	310,9	X	x
Alvo -2	5°33'41"S 38°26'31"W	344-05	x	302,9	302,4	297,1	295,5
Alvo -3	5°42'53"S 37°40'24"W	344-05	x	320,0	318,2	309,1	306,1

5. CONCLUSÕES

O modelo estocástico - ME apresenta um bom desempenho na estimativa de radiação solar global à superfície, em condições de céu claro. Ele possui uma estrutura simples e permite estimar a radiação que chega a superfície dentro da faixa espectral desejada.

Os resultados mostram que a estrutura estocástica proposta por Ceballos (1988) é adequada para estratificar uma atmosfera plano-paralela em um número par de camadas, que no espectro solar, é possível representar as propriedades ópticas (H_2O e ozônio) da atmosfera, como funções contínuas do comprimento de onda, evitando o uso de numerosas tabelas, e propiciando variações espectrais ajustáveis as bandas de um satélite.

O método de correção atmosférica, no espectro solar, mostra-se mais eficiente que o METRIC, principalmente em regiões onde a carga de aerossol $\tau(0,55) > 0,4$; e mais eficiente que o MOD09 na região de queimadas, pelo menos para a situação analisada. Para uma análise mais apurada, na região de queimadas, é interessante verificar outras imagens juntamente com medidas de superfície no momento de passagem do satélite.

Modelos na linha do SEBAL e METRIC são práticos e apresentam resultados satisfatórios em situações em que a carga de aerossol $\tau_a(0,55)$ menor que 0,4. No

entanto, para carga de aerossol maior que 0,4, eles carecem de um ajuste nas funções de transmitância e refletância.

A correção do efeito de vizinhança adotado para o Landsat e MODIS é um método cauteloso apresentando pequenas variações absolutas (0,001 a 0,02) na estimativa do albedo A_s . Método mais complexo como o PSF adotado no MOD09 pode provocar alterações mais significativas, dependendo da cobertura de superfície e da carga de aerossol e, mesmo sendo um dos métodos mais eficientes, deixa dúvidas quanto à precisão em regiões como as de queimadas, em consonância com Liang et al. (2001). Isso sugere estudos mais aprofundados sobre efeito de adjacência.

A decomposição da atmosfera em 16 camadas descreve com mais eficiência o processo de múltiplos espalhamentos na atmosfera. Como os métodos de dois fluxos são aplicados em atmosfera plano-paralela em condições de isotropia hemisférica e superfície Lambertiana, o coeficiente K_c na Eq. (3.2.6) pode ser interpretado como um ajuste de anisotropia e geometria de incidência, para ajustar uma relação direta entre a radiância medida pelo satélite e a refletância da superfície.

Embora os resultados obtidos na estimativa do albedo nas diversas situações apresentadas nas Tabelas 4.3.1 e 4.3.4 sejam de boa qualidade, correções na geometria da superfície pode contribuir para melhorar a acurácia do modelo.

Como o modelo opera numa atmosfera subdividida em 16 camadas, é possível no futuro, fazer a correção atmosférica de pixels contaminados por nuvens e como subproduto, a introdução de uma pequena rotina e o uso de dados de sondagem remota, o modelo pode ainda estimar taxas de aquecimento na atmosfera.

Assim como a correção para estimar o albedo da superfície, a correção para estimar a temperatura é um método simples e prático. No caso do **mono-window**, os

principais parâmetros inseridos no método, temperatura média do ar, concentração de vapor e transmitância da atmosfera, podem ser determinados de forma simples, conforme as parametrizações efetuadas neste trabalho, e os erros associados não comprometem a precisão dos resultados uma vez que a temperatura da superfície apresenta uma sensibilidade relativamente baixa em relação à temperatura média do ar e a transmitância da atmosfera. Já no caso do **split-window** é suficiente apenas a parametrização feita para estimar a transmitância da atmosfera.

Para as parametrizações em torno do método **mono-window**, o fato da superfície da terra não ser homogênea para uma dada resolução espacial do sensoriamento remoto dificulta a estimativa de T_s que deve estar relacionada à emissividade e temperatura do pixel e, nesse caso, como o modelo utiliza a temperatura próxima à superfície, pode apresentar pequeno erro quando aplicado à superfície composta por solos heterogêneos. Isso sugere, amenos que seja conhecida a temperatura próxima a superfície em cada pixel, aplicar o algoritmo proposto apenas para regiões de pequena escala onde seja possível assumir uma temperatura próxima à superfície isotermicamente homogênea,

O método **split-window** embora simples, é prático e eficiente. Os resultados apresentados na seção 4.4.3, mostram-se mais eficiente que o MOD011 em relação a valores medidos em superfície pelo menos para as situações analisadas na seção 4.4.3. O único parâmetro atmosférico necessário para correção, água precipitável, pode ser obtida em um dos produtos MOD05, MOD07, MOD08, disponíveis no site <<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>> acessado em 10/10/2007.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A. & HOLTSLAG, A. A. M.: A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, 198 - 213, 1998.

BERK, A., BERNSTEIN, L. W. & ROBERTSON, D. C. MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN 7. **Rep. AFGL-TR-83-0187, 261 pp.** [Available from Air Force Geophysical Laboratory, Hanscom Air Force Base, MA 01731-5000.], 1983.

CEBALLOS, J. C.: Stochastic properties of two-flux shortwave radiative transfer in the atmospheric. **Contribution to Atmospheric Physics**, 62, 179 - 192, 1988.

CHAVEZ, P. S. Jr.: An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. **Remote Sensing of Environment** 24, 459 - 479, 1988.

CHOU, M. D. & SUAREZ, M. J.: A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies. **NASA/Goddard Space Flight Center**. Greenbelt, Maryland, 1999.

COAKLEY, J. A. JR. & CHYLEK, P. J.: The two stream approximation in radiative transfer Including the angle of the incident radiation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 32, 409 - 418, 1975.

COX, D. R. & MILLER, H. D.: The theory of stochastic process. **Chapman & Hall, London**, p398, 1965.

DASH, P. GOTTSCHÉ, F. S., OLESEM, F. S. & FISCHER, H. Landsat surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice-current trends. **International Journal of Remote Sensing**, 23, 2563 - 2594, 2002.

DSR / INPE; **Curso de Sensoriamento Remoto Aplicado a Estudos Ambientais**, junho/2003.

ECK, T. F., HOLBEN, B. N., SLUTSKER, I., SETZER, A.: Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single scattering albedo for biomass burning aerosol in Amazônia. **Journal of Geophysical Research**, 103, 865 - 878, 1998.

EYRE, J. R.: Estimation of sea-surface temperature from AVHRR data; comments on the paper by Slingh et al. 1985. **International Journal of Remote Sensing**, 15, 465 - 469, 1986.

FIGUEIREDO, D. **Conceitos Básicos de Sensoriamento Remoto**, Setembro de 2005, disponível em;
<http://www.conab.gov.br/conabweb/download/SIGABRASIL/manuais/conceitos_sm.pdf> acessado em 10/05/2007.

FILYUSHKIN, V. V. MADRONICH, S. BRASEUR, G. P. & PETROPAVLOVSKIKH I. V.: Fast Two-Stream Method for Computing Diurnal-Mean Actinic Flux in Vertically Inhomogeneous Atmospheres. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 51, 1077-1088, 1994.

FREIRE, M. L. F.: Correção atmosférica em imagens Landsat contaminadas por efeitos de adjacência. **Dissertação de Mestrado, CCT/UFPb**, Campina Grande, Pb, 1996, 100p.

FRENCH, A. N.; NORMAN, J. M. & ANDERSON, M. C.: A simple and fast atmospheric correction for spaceborne remote sensing of surface temperature **Remote Sensing of Environment**, 87, 326 - 333, 2003.

FU, Q., LIOU, K. N., CRIBB, M. C., CHARLOCK, T. P.: Multiple Scattering Parameterization in Thermal Infrared Radiative Transfer. **American Meteorological Society 15 de december de 1997**.

GILABER, M. A. CONESE, C. & MASELLI, F.: An atmospheric correction method for the automatic retrieval of surface reflectances from TM images. **International Journal of Remote Sensing**, 15, 2065 - 2086, 1994.

HOLBEN, B. N.; ECK, T. I.; SLUTSKER, I.; TANRÉ, D.; BUIS, J. P.; SETZER, A.; VERMOTE, E.; REAGAN, J. A.; KAUFMAN, Y. J.; NAKAJIMA, T.; LAVENU, F.; JANKOWIAK, I.; & SMIRNOV, A.: AERONET - A Federated Instrument Network and

Data Archive for Aerosol Characterization. **Remote Sensing of Environmet**, **66**, **1** -**16**, **1998**.

HURTADO, E. VIDAL, A. & CASSELES, V.: Comparison of two atmospheric correction methods for Landsat TM thermal band. **International Journal of Remote Sensing**, **17**, 237 - 247, 1996.

IQBAL, M.: **An introduction to solar radiation**. Library of congress cataloging in publication data. Academic press Canadian, 1983, 391p.

KIDDER, S. Q. & VONDER HAAR, T. N.: **Satellite Meteorology**, Academic Press, USA 1995, 466p.

KOTCHENOVA, S. Y.; VERMOTE, E. F.; MATARRESE, R.; & KLEMM, F.: "Validation of a vector version of the 6S radiative transfer code for atmospheric correction of satellite data. Part I: Path Radiance," **Applied. Optics**. **45**, 6762 - 6774 (2006).

KNEIZYS, F. X.; SHETTLE, E. P.; ABREU, L. W.; CHETWYND, J. H.; ANDERSON, G.P.; GALLERY, W. O.; Selby, J. E .A.; Clough, S. A.: **Users guide to LOWTRAN**. Hampton: AFGL, 1988, 137p.

KAUFMAN, Y. J.; WALD, A.; REMER, L. A; GAO, B.; LI, R., & FLYNN, L.: The MODIS 2.1 μ m channel-correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. **35**, 1 - 13. 1997.

KOKHANOVSKY, A. A.; HOYNINGEN-HUENE, W.; BOVENSMANN, H. & BURROWS, J. P.: The Determination of the Atmospheric Optical Thickness Over Western Europe Using SeaWiFS Imagery. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 42, no. 4, april 2004.

LACIS, A. A. & HANSEN, J. E.: A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earths atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, **31**, 118 -133, 1974.

LECKNER, B.: The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface-elements of a model. **Solar Energy**, **20**, 143 - 150, 1978.

LENOBLE, J.: Radiative transfer in scattering and absorbing atmospheres. A. **Deepak Publishing** 1985, 532p.

LEVONI, C. CATTANI, E. CERVINO, M. GUZZI, R. DI NICOLANTONIO, W.: Effectiveness of the MS-method for computation of the intensity field reflected by a multi-layer plane-parallel atmosphere. **Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer**, 69, 635 - 650, 2001.

LIANG, S.; STRAHLER, A. H.; WALTHALL, C.: Retrieval of land surface albedo from satellite observations: A simulation study. **Journal of Applied Meteorology**, 38, 712 - 72, 1999.

LIANG, S.: Narrowband to broadband conversions of land surface albedo Algorithms. **Remote Sensing of Environment** 76, 213 - 238, 2000.

LIANG, S.; FANG, H.; CHEN, M.: Atmospheric Correction of Landsat ETM+ Land, Surface Imagery – Part I: Method. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 39, 2490 - 2498, 2001.

LIANG, S, SHUEY, C. J. RUSS, A. L. FANG, H. CHEN, M. WALTHALL, C. L. DAUGHTRY, C. S. T. HUNT JR. R.: Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. **Remote Sensing of Environment**, 84, 25 - 41, 2002.

LIU, K. N.: *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press 1980, 392p.

LIU, K. N.: **Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere**. Oxford University Press, New York. 1992, 487p.

LU, D. P. M.; BRONDIZIO, E. & MORAN, E.: Assessment of atmosphere correction methods for Landsat TM data applicable to amazon Basin LBA research. **International Journal of Remote Sensing**, 23, 2651- 2671, 2002.

MARKHAN, B.L.& BARKER, J.L.: Landsat MSS and TM Post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectance and at-satellite temperatures, **Eosat Landsat Tech. Notes**, 1, 3 - 7, 1986.

McCARTNEY, EARL J.: **Optics of the atmosphere**, scattering by molecules and particles. John Wiley & Son, Inc., 1976, 408p.

McCLATCHEY, R. A., R. W.; FENN, J. E. A.; SELBY, E. E. VOLZ, & GARING, J. S.: Optical properties of the atmosphere (revised). **Environ. Res. Pap. 354, Air Force Cambridge Res. Lab.**, Bedford, Mass, 1971.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; SLATER, P. N.; & TEILLET, P. M.: Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output. **Remote Sensing of Environment**, 41,169 -184, 1992.

MOREIRA, M. A. E SHIMABUKURO, Y. E.: Aplicações Ambientais Brasileiras dos Satélites NOAA e TIROS, 2004. p. 79-101.

OLIVEIRA, L. O.; VIANELO, R. L.; FERREIRA, N. J.: **Meteorologia Fundamental**. Erechim/Rs: EdiF APES, 2001. 430p.

OLIVEROS, C. SÁNCHEZ; REYES, F. J OLMO & ALADOS-ARBOLEDAS, L.: Determination of aerosol optical thickness from measurements of spectral sky radiance. **Journal of Aerosol Science**, 29, 1199 -1211, 1998

PALTRIDGE, G. W. & PLATT, C. M. R.: **Radiative processes in meteorology and climatology**. Elsevier Sci. Pub. Company. Amsteden-Oxford-New York, 1976, 318p.

QIN, Z., KARNIELI, A. & BERLINER P.: A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. **International Journal of Remote Sensing**, 22, 3719 - 3746, 2001.

RAHMAN, H & DEDIEU, G. SMAC: A simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. **International Journal of Remote Sensing**, 15, 123 -143, 1994.

REMER, L. A.; KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; MATTOO, S.; CHU, D. A.; MARTINS, J. V.; LI, R. R.; ICHOKU, C.; LEVY, R. C.; KLEIDMAN, R. G.; ECK, T. F.; VERMOTE E., & HOLBEN, B. N.: The MODIS Aerosol Algorithm, Products and Validation. **Journal of the Atmospheric Sciences, Special Section**. 62, 947- 973, 2005.

RICHIAZZI, P. R.; YANG, S. GAUTIER, C & SOWLE, D. SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 79, 2101- 2113, 1998.

RICCHIAZZI, P.; YANG, S. & GAUTIER, C. **SBDART: A Practical Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere**. Disponível em: <http://www.crseo.ucsb.edu/esrg/pauls_dir/>, acesso em 02 fev. de 2007.

RICHTER, R.: Correction of atmospheric and topographic effects for high spatial resolution satellite imagery. **International Journal of Remote Sensing**, 18, 1099 -1111, 1997.

ROBERT, E. R., SELBY, J. E. A. & BIBERMAN, L. M.: Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12 μm window. **Applied Optics**, 15(9): 2085-2089, 1976

SCHROEDER, T. A.; COHEN, W. B.; SONG, C.; CANTY, M. J. and YANG, Z.: Radiometric correction of multi-temporal Landsat data for characterization of early successional forest patterns in western Oregon. **Remote Sensing of Environment**, 103, 16-26, 2006.

SHETTLE, E. P. & FENN, R. W.: Models for the aerosol of the lower atmosphere and the effect of humidity variations on their optical properties. **Environ. Res. Paper N° 676**, Air Force Geophysics Lab. Hanson AFB, Massachussets, EUA, 1979.

SOBRINO, J. A.; COLL & CASELLES, V.: Atmospheric corrections for land surface temperature using AVHRR channel 4 and 5. **Remote Sensing of Environment**, 38, 19 - 34, 1991.

SOBRINO, J. A.; LI, LIANG, Z. STOLL, M. P. BECKER, F.: Improvements in the split-windows technique for land surface temperature determination. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 32, 243 - 253, 1994.

SOBRINO, J. A.; JIMENEZ-MUÑOZ, J. C.; PAOLINI, L.: Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. **Remote Sensing of Environment**, 90, 434 - 440, 2004.

SONG, C.; WOODCOCK, C. E.; SETO, K. C.; LENNEY, M. P. & MACOMBER, S. A.: Classification and Change Detection Using Landsat TM Data: When and How to Correct Atmospheric Effects? **Remote Sensing of Environment**, 75, 230 - 244, 2001.

SOSPEDRA, F.; CASELLES, V. & VALOR, E.: Effective wavenumber for thermal infrared bands application to Landsat TM. **International Journal of Remote Sensing**, 19, 2105 - 2117, 1998.

SOUZA, J. D. SILVA, B. B.: Correção atmosférica para temperatura da superfície obtida com imagem TM – Landsat 5. **Revista Brasileira de Geofísica**, 23, 349 - 358, 2005.

STEPHENS, G. L.; GABRIEL, P. M. & PARTAIN, P. T.: Parameterization of atmospheric radiative transfer. Part I: Validity of simple models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 58, 3391 - 3409, 2001.

SUN, D.; PINKER, R. T.; BASSARA, J. B.: Land Surface Temperature Estimation from the Next Generation of Geostationary Operational Environmental Satellites: GOES M-Q. **American Meteorological Society**, 43, 363 - 372, 2004.

TACHIIRI, K.: Calculating NDVI for NOAA/AVHRR data after atmospheric correction for extensive images using 6S code: A case study in the Marsabit District, Kenya. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, 59, 103 -114, 2005.

TANRÉ, D.; DEROO, C.; DUHAUT, P.; HERMAN, M.; MORCRETTE, J. J.; PERBOS, J.; DESCHAMPS, P. Y.: Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S). **Technical Report**, 1986, 149p.

TANRÉ, D.; DESCHAMPS, P. Y.; DUHAUT, P. & HERMAN, M.: Adjacency effect produced by the atmospheric scattering in thematic mapper data. **Journal of Geophysical Research**, 92, 12000 -12006, 1987.

TASUMI, M., ALLEN, R. G., & TREZZA, R.: “Estimation of at surface reflectance and albedo from satellite for routine, operational calculation of land surface energy balance.” **Journal Hydrology. Eng.** 2007

VALOR, E. & CASELLES V.: Mapping Land surface emissivity from NDVI: application to European, African, and south american areas. **Remote Sensing of Environment**, 57, 167-184, 1996.

VAN DE GRIEND, A. A. & OWE, M.: On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, 14, 1119 -1131, 1993.

VERMOTE, E. F; TANRÉ, D.; DEUZÉ, J. L.; HERMAN, M.; MORCRETTE, J. J.: Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum , 6S: An Overview **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 35, 675 - 685, 1997.

VERMOTE, E. F. & VERMEULEN, A.: MODIS Atmospheric correction algorithm: spectral reflectance (MOD09), **Algorithm Technical Background Document**, v 4,0, NASA contract NAS5-96062, 1999.

VERMOTE, E. F.; EL SALEOUS, N. Z.; JUSTICE, C. O.: Atmospheric correction of MODIS data in the visible to middle infrared: first results. **Remote Sensing of Environment**, 83, 97 - 111, 2002.

VERMOTE, E. F.; ROGER, JEAN-C.; SINYUK, A.; SALEOUS, N.; DUBOVIK, O.: Fusion of MODIS-MISR aerosol inversion for estimation of aerosol absorption. **Remote Sensing of Environment**, 107, 81- 89, 2007

VERMOTE, E. F.; TANRÉ, D.; DEUZÉ, J. L.; HERMAN, M.: **Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum – Vector (6SV)**. 6S User Guide Version 3 November 2006. Disponível em < <http://6s.ltdri.org/> > , acessado em 10/10/2007.

VIANELLO, R.L. E ALVES, A.R.: **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Imprensa Universitária, 449p. 1991.

VIDAL, A.; DEVAUX-ROS, C.; & MORAN, M. S.: Atmospheric correction of Landsat TM thermal band using surface energy balance. **Remote Sensing Review**, 15, 23 - 33, 1997.

WAN, Z.: MODIS Land –Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document. **Ins. Computational Earth System Science**, University of California, Santa Barbara, 1999.

WUKELIC, G. E.; GIBBONS, D. E.; MARTUCCI, L. M. & FOOTE, H. P.: Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper Thermal Band. **Remote Sensing of Environment**, 28, 339 - 347, 1989.

ZHANG, F.; ZENG, Q.; GU, Y. & LIU, K. N.: Parameterization of the absorption of H₂O continuum, CO₂, O₂, and other trace gases in the Fu-Liou solar radiation program. **Advances in Atmospheric Sciences**, 22, 545 - 558, 2005

ZDUNKOWSKI, W. G.; WELCH, R. & KORB, G.: An investigation of the structure of typical two-stream-methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds. **Contribution to Atmospheric Physics**, 53:147-166, 1980.

7. APÊNDICES

7.1. APÊNDICE A: SOLUÇÕES DO MODELO DE DOIS FLUXOS PARA UMA CAMADA

No sistema de Eqs. (2.4.1) fazendo:

$$M^{\downarrow\uparrow}(\tau) = \frac{E^{\downarrow\uparrow}(\tau)}{\mu_0 S_{0,\lambda}}. \quad (\text{A.1})$$

$$M_{0,\lambda}(\tau) = \omega \frac{S_\lambda(\tau)}{\mu_0 S_{0,\lambda}} = \omega m_0 e^{-m_0 \tau}; \quad m_0 = \frac{l}{\mu_0}. \quad (\text{A.2})$$

$$A(\alpha) = \begin{bmatrix} -\alpha_1 & \alpha_2 \\ -\alpha_2 & \alpha_1 \end{bmatrix} \quad (\text{A.3})$$

$$A(b_0) = \begin{bmatrix} 1 - b(\mu_0) \\ b(\mu_0) \end{bmatrix} \quad (\text{A.4})$$

tem-se:

$$\frac{d}{d\tau} \begin{bmatrix} M^\downarrow \\ M^\uparrow \end{bmatrix}(\tau) = A(\alpha) \begin{bmatrix} M^\downarrow \\ M^\uparrow \end{bmatrix}(\tau) + M_{0,\lambda}(\tau) A(b_0) \quad (\text{A.5.a})$$

Na solução do sistema de Eqs. (A.5) observa-se:

1) Condições de contorno:

a) No topo da camada:

$$M^{\downarrow\uparrow}(0) = \begin{pmatrix} 0 \\ Rp \end{pmatrix}. \quad (\text{A.5.b})$$

b) Na base da camada:

$$M^\uparrow(\tau) = R_s [M^\downarrow(\tau) + e^{-\tau m_0}] \quad (\text{A.5.c})$$

2) O fluxo que incide na camada atmosférica pode ser direto ou difuso e tem a possibilidade de ser absorvido, transmitido ou refletido. O fluxo direto pode interagir com os componentes atmosféricos no interior da camada e tornar-se difuso. Considera-se que a refletância do solo $R_s = 0$.

3) A solução depende do tipo de atmosfera; conservativa (atmosfera Rayleigh, $\omega = 1$) em que o autovalor do sistema torna-se nulo e não conservativa ($\omega < 1$) em que o autovalor é diferente de zero. Por conseguinte, essas condições conduzem a duas soluções distintas. Neste trabalho, no caso de uma atmosfera conservativa, assume-se que $\omega = 0,999999$ o que permite usar uma única solução para camadas atmosféricas homogêneas.

A solução para incidência de Fluxo Difuso Tem a Forma

$$M^\downarrow(\tau) = a_1(\tau) R p(\tau). \quad (\text{A.6.a})$$

$$M^\uparrow(\tau) = b_1(\tau) R p(\tau). \quad (\text{A.6.b})$$

em que:

$$a_1(\tau) = \frac{e^{\lambda\tau} - e^{-\lambda\tau}}{x - y}. \quad (\text{A.7.a})$$

$$b_1(\tau) = \frac{x e^{\lambda\tau} - y e^{-\lambda\tau}}{x - y}. \quad (\text{A.7.b})$$

$$c_1(\tau) = \frac{y e^{\lambda\tau} - x e^{-\lambda\tau}}{x - y}. \quad (\text{A.7.c})$$

$$x = \frac{\alpha_1 + \lambda}{\alpha_2}, \quad y = \frac{\alpha_1 - \lambda}{\alpha_2}, \quad (\text{A.7.d})$$

$$\lambda = \pm \sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2} \quad (\text{A.7.e})$$

Conforme a solução para várias camadas na secção 2.2.2, as transições intrínsecas da camada para fluxos ascendente e descendente obedecem as relações:

$T_0^\downarrow(\tau) = T_0^\uparrow(\tau)$ e $R_0^\downarrow(\tau) = R_0^\uparrow(\tau)$ de forma que:

$$T_0(\tau) = \frac{M^\uparrow(0)}{M^\uparrow(\tau)} = \frac{1}{b_1(\tau)}. \quad (\text{A.8.a})$$

$$R_0(\tau) = \frac{M^\downarrow(\tau)}{M^\uparrow(\tau)} = \frac{a_1(\tau)}{b_1(\tau)}. \quad (\text{A.8.b})$$

$$A_0(\tau) = 1 - R_0(\tau) - T_0(\tau) = 1 - \frac{1 + a_1(\tau)}{b_1(\tau)}. \quad (\text{A.8.c})$$

Solução para Incidência de Fluxo Direto

Neste caso tem-se uma solução completa do sistema de Eqs. (A.5) correspondente à transição de fluxos difusos e fluxos diretos. Esta solução corresponde a solução do sistema para fluxos difusos acrescido de uma solução particular Mp tal que:

$$Mp^\downarrow(\tau) = -\gamma_1 e^{-\tau m_0} \quad e \quad Mp^\uparrow(\tau) = -\gamma_2 e^{-\tau m_0}. \quad (\text{A.9})$$

Combinando as condições de contorno e a solução particular no sistema de Eqs (A.5) tem-se:

$$M^\downarrow(\tau) = a_1(\tau)Rp(\tau) + a_2(\tau) - a_3(\tau). \quad (\text{A.10.a})$$

$$M^\uparrow(\tau) = b_1(\tau)Rp(\tau) + b_2(\tau) - b_3(\tau). \quad (\text{A.10.b})$$

em que:

$$Rp(\tau) = \frac{Rs[a_2(\tau) - a_3(\tau) + e^{-\tau m_0}] - b_2(\tau) + b_3(\tau)}{b_1(\tau) - a_1(\tau)Rs}. \quad (\text{A.11.a})$$

$$a_2(\tau) = -\gamma_1 c_1(\tau) + \gamma_2 a_1(\tau); \quad a_3(\tau) = \gamma_1 e^{-\tau m_0}. \quad (\text{A.11.b})$$

$$b_2(\tau) = -\gamma_1 a_1(\tau) + \gamma_2 b_1(\tau); \quad b_3(\tau) = \gamma_2 e^{-\tau m_0}. \quad (\text{A.11.c})$$

$$\gamma_1 = \frac{\omega m_0 [(1 - b_0)(m_0 + \alpha_1) + \alpha_2 b_0]}{m_0^2 - \lambda^2}. \quad (\text{A.11.d})$$

$$\gamma_2 = \frac{\omega m_0 [-b_0(m_0 - \alpha_1) + \alpha_2(1 - b_0)]}{m_0^2 - \lambda^2}. \quad (\text{A.11.e})$$

Solução para Camada Única

Considerando uma atmosfera de uma única camada com espessura óptica τ entre o topo da atmosfera e a superfície, a refletância planetária (Rp) é dada pela Eq. (A.11) e corresponde a $M^\uparrow(0)$ na Eq. (A.10). As frações intrínsecas de fluxos da camada, referentes à refletância $R_0(\tau)$, transmitância $T_0(\tau)$ e absorvância $A_0(\tau)$, são estimadas conforme as Eqs. (A.8). Na superfície as frações referentes à transmitância difusa $M_{df}(\tau)$, direta $M_{dr}(\tau)$, global $M_G(\tau)$ e absorvância $A(\tau)$, são estimadas conforme as Eqs. (A.10), onde:

$$M_{df}(\tau) = M^{\downarrow}(\tau) - M^{\uparrow}(\tau). \quad (\text{A.12})$$

$$M_{dr}(\tau) = \exp(-m_0\tau). \quad (\text{A.13})$$

$$M_G(\tau) = M_{df}(\tau) + M_{dr}(\tau). \quad (\text{A.14})$$

$$A(\tau) = I - M_G(\tau) - Rp(\tau). \quad (\text{A.15})$$

7.2. APÊNDICE B: ELEMENTOS DAS MATRIZES U e V

Na Eq. (2.2.6.11) os elementos das matrizes $U_{(2N, N+2)}$ e $V_{(2N, 2N)}$, componentes da matriz $Q_{(n, n)}$, em que n é o número de camadas da atmosfera e $n = 3N+2$, são deduzidos a partir da Figura 2.4. Onde cada elemento da matriz U , ($u_{i,j}$), corresponde a transições de fótons para estados absorventes e cada elemento da matriz V , ($v_{i,j}$), descreve transições de fótons entre estados não absorventes.

Os elementos não nulos da matriz U são:

$$u_{(2, 1)} = T_0(\Delta\tau_1). \text{ (Transição do estado 20 ao estado 1)}$$

$$u_{(31, 2)} = 1 - R_S. \text{ (Transição do estado 49 ao estado 2).}$$

$$u_{(32, 18)} = A_0(\Delta\tau_{16}) \quad (\text{B.1.a})$$

Para $j = 1, 2, 3, \dots, 15$:

$$u_{(2j, j+2)} = A_0(\Delta\tau_j). \quad (\text{B.1.b})$$

$$u_{(2j-1, j+3)} = A_0(\Delta\tau_{j+1}). \quad (\text{B.1.c})$$

Os elementos não nulos da matriz V são:

$$\mathbf{V}_{(32, 30)} = T_0(\Delta\tau_{16}). \text{ (Transição do estado 50 ao estado 48)}$$

$$\mathbf{v}_{(31, 32)} = R_S. \quad (\text{B.2.a})$$

$$\mathbf{v}_{(32, 31)} = R_0(\Delta\tau_{16}). \quad (\text{B.2.b})$$

Para $j = 1, 2, 3, \dots, 15$:

$$\mathbf{v}_{(2j, 2j-1)} = R_0(\Delta\tau_j). \quad (\text{B.2.c})$$

$$\mathbf{v}_{(2j+2, 2j)} = T_0(\Delta\tau_{j+1}). \quad (\text{B.2.d})$$

$$\mathbf{v}_{(2j-1, 2j)} = R_0(\Delta\tau_{j+1}). \quad (\text{B.2.e})$$

$$\mathbf{v}_{(2j-1, 2j+1)} = T_0(\Delta\tau_{j+1}). \quad (\text{B.2.f})$$

em que $\Delta\tau_n$ é a espessura óptica da n -ésima camada.

7.3. APÊNDICE C: DEDUÇÃO DO MÉTODO MONO-WINDOW

A radiância térmica registrada pelo satélite é descrita pela Eq. (2.3.6), onde:

$$B(T_b) = a_1 B(T_s) + a_2 B(T_a) \quad (\text{C.1})$$

Considerando que $T_s > T_b > T_a$, a variação entre essas temperaturas são $h_1 = T_s - T_b$ e $h_2 = T_b - T_a$. Considerando que as variações h_1 e h_2 são pequenas, usa-se a série de Taylor para estimar a emissão térmica referente a T_s e T_a conforme a ordem: $T_s > T_b > T_a$., de forma que:

$$B(T_s) = B(T_b + h_1) = B(T_b) + \frac{\partial B(b)}{\partial T_b} h_1 + \frac{\partial^2 B(b)}{\partial^2 T_b^2} h_1^2 + \dots \quad (C.2)$$

$$B(T_a) = B(T_b - h_2) = B(T_b) - \frac{\partial B(b)}{\partial T_b} h_2 + \frac{\partial^2 B(b)}{\partial^2 T_b^2} h_2^2 + \dots \quad (C.3)$$

Nas equações acima a contribuição do termo de 2ª ordem é desprezível.

Substituindo a Eq. (C.2) na Eq. (C.1):

$$B(T_b) = a_1 \left[B(T_b) + \frac{\partial B(b)}{\partial T_b} h_1 \right] + a_2 B(T_a). \quad (C.4)$$

Considerando o valor atribuído inicialmente a h_1 :

$$B(T_b) = a_1 B(T_b) + a_1 \frac{\partial B(T_b)}{\partial T_b} T_s - a_1 \frac{\partial B(T_b)}{\partial T_b} T_b + a_2 B(T_a) \quad (C.5)$$

Resolvendo a Eq. (C.5) para T_s , obtém-se:

$$T_s = T_b + \frac{B(T_b)(1 - a_1) - a_2 B(T_a)}{a_1 \frac{\partial B(T_b)}{\partial T_b}} \quad (C.6)$$

Na Eq. (C.6), chamando o segundo termo do lado direito de ΔT .

$$T_s = T_b + \Delta T \quad (C.7)$$

O erro na estimativa de T_s pode ser avaliado pelo diferencial total (dT_s) da Eq.

(C.6), ou seja:

$$dT_s = \frac{\partial T_s}{\partial a_1} da_1 + \frac{\partial T_s}{\partial a_2} da_2 + \frac{\partial T_s}{\partial Ta} dTa + \frac{\partial T_s}{\partial Tb} dTb \quad (C.8)$$

onde:

$$\frac{\partial T_s}{\partial a_1} = \frac{\left[-\frac{B(Tb)}{a_1^2} + \frac{a_2 B(Ta)}{a_1^2} \right]}{\frac{\partial B(Tb)}{\partial Tb}} \quad (C.9)$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial Ta} = -\frac{\left[\frac{a_2}{a_1} \frac{\partial B(Ta)}{\partial Ta} \right]}{\frac{\partial B(Tb)}{\partial Tb}} \quad (C.10)$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial a_2} = -\frac{B(Ta)}{a_1 \frac{\partial B(Tb)}{\partial Tb}} \quad (C.11)$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial Tb} = \frac{1}{a_1} + \frac{\left[\frac{B(Tb)}{a_1} - B(Tb) - \frac{a_1}{a_2} \right] \frac{\partial^2 B(Tb)}{\partial^2 Tb}}{\left[\frac{\partial B(Tb)}{\partial Tb} \right]^2} \approx \frac{1}{a_1} \quad (C.12)$$

7.4. APÊNDICE D: DEDUÇÃO DO MÉTODO SPLIT-WINDOW

No método **split-window** considera-se que na janela atmosférica a temperatura média do ar, a emissividade e a temperatura do solo têm o mesmo valor para

dois canais distintos. Na Eq. (2.3.4), considerando a radiância térmica descrita pela função de Planck a radiância detectada pelo satélite nos canais 1 e 2 são:

$$B_1(Tb_1) = B_1(Ts)Tw_1 + B_1(Ta)(1 - Tw_1) \quad (D.1.a)$$

$$B_2(Tb_2) = B_2(Ts)Tw_2 + B_2(Ta)(1 - Tw_2) \quad (D.1.b)$$

Considerando a continuidade da função de Planck e uma temperatura T próxima a temperatura do ar (Ta); usando a série de Taylor para expandir $B_1(T)$ e $B_2(T)$, encontra-se que $B_2(T)$ pode ser aproximada pela expressão:

$$B_2(T) \approx B_2(Ta) + B_1(T) - B_1(Ta) \quad (D.2)$$

dessa forma $B_2(Tb_2)$ e $B_2(Ts)$ nas Eqs. (D.1) podem escritas conforme as expressões;

$$B_2(Tb_2) \approx B_2(Ta) + B_1(Tb_2) - B_1(Ta) \quad (D.3.a)$$

$$B_2(Ts) \approx B_2(Ta) + B_1(Ts) - B_1(Ta) \quad (D.3.b)$$

Aplicando as Eqs. (D.3) nas Eqs. (D.1) encontra-se:

$$B_1(Ta) = \frac{B_1(Tb_2) - B_1(Ts)Tw_2}{1 - Tw_2} \quad (D.4)$$

Aplicando a Eq. (D.4) na Eq. (D.1).a e resolvendo para $B_1(Ts)$, encontra-se:

$$B_1(Ts)(Tw_1 - Tw_2) = B_1(Tb_1) - B_1(Tb_2) + B_1(Tb_2)Tw_1 - B_1(Tb_1)Tw_2. \quad (D.5)$$

Por fim, no segundo membro da Eq. (D.5), acrescentando a expressão:

$B_1(Tb_1)Tw_1 - B_1(Tb_1)Tw_1$ e arrumando os termos semelhantes encontra-se:

$$B_1(Ts) = B_1(Tb_1) + \frac{1 - Tw_1}{Tw_1 - Tw_2} [B_1(Tb_1) - B_1(Tb_2)] \quad (D.6)$$

de onde linearizando a função de Planck resulta:

$$Ts = Tb_1 + \frac{1 - Tw_1}{Tw_1 - Tw_2} (Tb_1 - Tb_2) \quad (D.7)$$

Livros Grátis

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

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

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

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

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