



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2012/02.09.16.16-TDI

## **ESTUDOS DE SALDOS DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE ESTIMADOS POR SATÉLITE**

Diego Pereira Enoré

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Juan Carlos Ceballos, aprovada em 09 de março de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BBDE4S>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):****Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**Membros:**

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2012/02.09.16.16-TDI

## **ESTUDOS DE SALDOS DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE ESTIMADOS POR SATÉLITE**

Diego Pereira Enoré

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Juan Carlos Ceballos, aprovada em 09 de março de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BBDE4S>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Enoré, Diego Pereira.

En64e Estudos de saldos de radiação à superfície estimados por satélite / Diego Pereira Enoré. – São José dos Campos : INPE, 2012. xxiv + 116 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2012/02.09.16.16-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientador : Dr. Juan Carlos Ceballos.

1. saldos de radiação. 2. satélites meteorológicos. 3. radiação solar. 4. radiação de onda longa. I.Título.

CDU 551.52

---

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

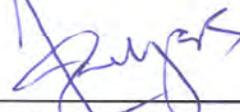
Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Mestre em  
Meteorologia

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá



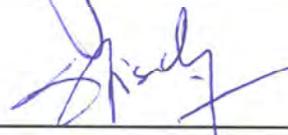
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Juan Carlos Ceballos



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Gilberto Fernando Fisch



Membro da Banca / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dra. Simone Marilene Sievert da Costa  
Coelho



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Leonardo de Faria Peres



Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

( ) unanimidade

Aluno (a): Diego Pereira Enoré

São José dos Campos, 09 de março de 2012



"A vida é cheia de desafios que se bem aproveitados transformar-se-ão em oportunidades". (Maxwell Maltz)



## AGRADECIMENTOS

A Deus que sempre esteve ao meu lado em todos os momentos da minha vida me dando força e coragem principalmente nos momentos de maiores tribulações. Obrigado Pai!

A meus pais (Roberto e Margarete) e a toda minha família que se fizeram presentes na minha formação pessoal e profissional e por todo amor, carinho, compreensão, paciência, incentivo e dedicação. Em especial ao meu irmãozinho (Leonam Gabriel) que mesmo sem saber foi motivo de grande motivação.

À Milena Lopes e família pelo amor, apoio, carinho e incentivo durante parte desta caminhada. Que Deus os abençoe sempre!

Aos meus amigos do mestrado e DSA pelo companheirismo e aos inesquecíveis momentos.

Ao meu orientador Dr. Juan Carlos Ceballos pelos ensinamentos, amizade, dedicação, paciência e incentivo.

As pessoas que cederam os dados de superfície fundamentais a elaboração deste trabalho, na figura do Dr. Celso Von Randow do Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CCST-INPE), Dr. Osvaldo Cabral da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária e Meio Ambiente (EMBRAPA – Mogi-Guaçu), ao engenheiro Jorge Nogueira do Laboratório de Instrumentação Meteorológica (LIM – INPE) e a Marcos Lima Rodrigues do Grupo de Radiação Solar e Terrestre da DSA-CPTEC.

A todos os profissionais do INPE que contribuíram de forma direta ou indireta para a conclusão deste trabalho.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos oferecida durante os dois anos de mestrado.



## RESUMO

O saldo de radiação à superfície é o termo mais importante na determinação das componentes do balanço de energia e uma melhor quantificação do saldo permitiria, por exemplo, um melhor dimensionamento da irrigação de culturas, minimizando desperdícios e mantendo o solo em uma faixa de umidade adequada às plantas. Medidas de saldo de radiação à superfície são geralmente realizadas de forma pontual e, portanto, não são suficientes para cobrir extensas regiões. Dessa forma, informações satelitais se tornam um atrativo tendo em vista a cobertura de toda a Terra com boa resolução espacial e razoável frequência temporal. Assim, este trabalho teve como objetivo estimar e analisar o comportamento diário das componentes do saldo de radiação à superfície comparando estimativas por satélite com medidas à superfície disponíveis. Para tal fim, foram utilizadas informações dos satélites GOES-12, EOS e NOAA bem como os produtos derivados desses satélites (Modelo GL, perfis atmosféricos, albedo e emissividade da superfície). As componentes estimadas do saldo de radiação foram comparadas com medidas à superfície, quando disponíveis, das estações de Santa Rita do Passa Quatro-SP, Petrolina-PE, Brasília-DF, Manaus-AM e São Martinho da Serra-RS. A radiação solar incidente foi estimada através do modelo GL v. 1.2 e apresentou erro médio de  $2,68 \text{ W m}^{-2}$  e desvio padrão médio de  $20,47 \text{ W m}^{-2}$ . Para a estimativa do balanço de onda curta (BOC) foi utilizado o produto MODIS de albedo da superfície e o balanço foi comparado com medidas à superfície nas estações de Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro. BOC apresentou resultados satisfatórios com erros médios da ordem de  $4 \text{ W m}^{-2}$  e desvio padrão médio de  $3 \text{ W m}^{-2}$ . A radiação de onda longa ascendente (OLA) foi avaliada a partir da temperatura e emissividade da superfície. Para a estimativa da temperatura da superfície foi utilizado um método monocal que utiliza informações do canal 4 do GOES 12. A radiação de onda longa ascendente apresentou erros inferiores a 10% quando comparados com dados medidos e, portanto, valores aceitáveis. As principais fontes de erros do modelo são a água precipitável e o mascaramento de nuvens. Verificou-se que a temperatura necessária à estimativa da OLD corresponde a temperatura do primeiro nível de uma sondagem atmosférica. Os resultados das estimativas dessa componente foram satisfatórios e ainda indicaram erros de calibração dos pirgeômetro de algumas estações. O balanço de radiação apresenta uma relação linear com o balanço de onda curta. Da mesma forma, o balanço de onda longa também apresenta linearidade com o BOC, porém, de segunda ordem. Dessa forma, o BOL pode ser considerado uma correção na estimativa do saldo de radiação total. Porém, estimativas mais acuradas do balanço de onda longa são necessárias para se estimar com maior precisão o saldo de radiação. Verificou-se que em situações de cobertura de nuvens aproximadamente maior ou igual a duas horas, o balanço de radiação de onda longa tende a se anular e, dessa forma, o saldo de radiação total pode ser estimado a partir do saldo de onda curta. Enquanto a passagem de uma nuvem pode causar variações de até  $300 \text{ W m}^{-2}$  na radiação solar incidente, a OLA varia cerca de  $20 \text{ W m}^{-2}$  e a OLD cerca de  $3 \text{ W m}^{-2}$ .



# STUDIES OF SURFACE NET RADIATION ESTIMATES FROM SATELLITE

## ABSTRACT

The surface net radiation is the most important term in determining the components of the energy budget, and a better quantification could enable, for example, a better sizing of crop irrigation, reducing waste and keeping the soil in an adequate moisture range for plants. Measurements of net radiation at the surface are generally taken at point locations and therefore are not sufficient to cover vast areas. Thus, satellite information becomes an attractive option in order to cover the whole earth with reasonably good spatial resolution and temporal frequency. Thus, this study aimed to estimate and analyze the daily behavior of surface net radiation estimates, comparing satellite measurements with available surface observations. To this end, we used information from the GOES-12, EOS and NOAA satellites as well as their derived products (GL Model, atmospheric profiles, surface albedo and emissivity). The estimated components of net radiation were compared with surface measurements, when available, at the Santa Rita do Passa Quatro-SP, Petrolina-PE, Brasilia-DF, Manaus-AM and São Martinho da Serra-RS stations. The incident solar radiation was estimated using the GL model v. 1.2 and showed a mean error of  $2.68 \text{ W m}^{-2}$  and an average standard deviation of  $20.47 \text{ W m}^{-2}$ . To estimate the shortwave radiation budget (BOC), the MODIS surface albedo product was used and the balance was compared with the Petrolina and Santa Rita do Passa Quatro surface station measurements. BOC had satisfactory results with an average error of around  $4 \text{ W m}^{-2}$  and an average standard deviation of  $3 \text{ W m}^{-2}$ . The upward longwave radiation (OLA) was calculated from the surface temperature and emissivity. To estimate the surface temperature, a single-channel method that uses information from the GOES 12 channel 4 was used. The upward longwave radiation showed errors of less than 10% when compared with measured data and therefore are considered to be acceptable values. The main sources of error in the model are precipitable water and cloud masking. It was found that the temperature required to estimate the OLD temperature corresponds to the first level of an atmospheric sounding. The estimation results were satisfactory and also indicated pyrgeometer calibration errors at some stations. The radiation budget shows a linear relationship with the shortwave radiation budget. Likewise, the longwave radiation budget shows linearity with the BOC, however, of second order. Thus, BOL can be considered a correction in the total net radiation estimates. However, more accurate estimates of the longwave radiation budget are needed to more accurately estimate the net radiation. It was found that in situations of cloud cover greater than or equal to about two hours, the longwave radiation budget tends to annul and, thus, the total net radiation can be estimated from the shortwave radiation budget. While the passing of clouds can cause variations of up to  $300 \text{ W m}^{-2}$  in incident solar radiation, the OLA varies by around  $20 \text{ W m}^{-2}$  and the OLD by about  $3 \text{ W m}^{-2}$ .



## LISTA DE FIGURAS

	<b><u>Pág.</u></b>
2.1 Espectro de emissão de corpo negro para o Sol e para a Terra em função do comprimento de onda.....	10
2.2 OLD simulada pelo SBDART considerando separadamente o vapor de água, dióxido de carbono e ozônio: (a) atmosfera tropical e (b) atmosfera subártica de inverno.	20
2.3 OLD simulada pelo SBDART secando a atmosfera desde o nível 7 até o nível 1, correspondente a altitude entre 5 km e superfície: (a) atmosfera tropical e (b) latitudes médias de inverno.	22
2.4 Comportamento da OLD em condições de nebulosidade considerando três alturas da base de nuvem.....	25
2.5 Histograma típico para uma região oceânica com presença de nuvens e áreas de céu claro.....	25
2.6 Fluxograma com as principais etapas de cálculo do saldo de radiação à superfície utilizando o modelo SEBAL.....	29
3.1 Localização das estações selecionadas para o estudo: Santa Rita do Passa Quatro-SP (SRPQ), Petrolina-PE (PTR), São Martinho da Serra-RS (SMS), Brasília-DF (BSB), Manaus-AM (MAN) e Ji-Paraná-RO (RON).....	33
3.2 Representação da organização dos grânulos dos produtos MODIS.....	36
3.3 OLD simulada pelo SBDART utilizando perfis atmosféricos reais. A curva em vermelho corresponde a um corpo negro. (a) Alta Floresta-MT e (b) Porto Alegre.	43
4.1 Comparações entre medidas e estimativas pelo modelo GL 1.2 de radiação solar média diária para janeiro, fevereiro, agosto e setembro de 2005 nas estações de (a) Brasília, (b) Manaus, (c) Santa Rita do Passa Quatro, (d) São Martinho da Serra, (e) Petrolina (SONDA) e (f) Petrolina (CT-Hidro).....	46
4.2 Ciclos Diurnos de radiação solar à superfície em condições de nebulosidade variável....	49
4.3 Ciclos Diurnos de radiação à superfície com predominância de céu claro.....	50
4.4 Variação do albedo com relação à radiação global à superfície para Santa Rita do Passa Quatro (2005), Petrolina (2005) e Manaus (2009) entre 14 e 16 GMT.....	52
4.5 Refletância da superfície em função do comprimento de onda para três configurações de umidade do solo (experimento realizado no Laboratório de Radiometria do INPE)...	53
4.6 Crescimento da cana-de-açúcar da estação localizada em Santa Rita do Passa Quatro. A escala superior se refere a dias após o corte.....	53

4.7	Comparações entre medidas e estimativas (GL + albedo MODIS) da radiação solar refletida pela superfície para o ano de 2005 nas estações de (a) Santa Rita do Passa Quatro e (b) Petrolina (CT-Hidro).....	55
4.8	Ciclo Diário de radiação solar refletida medida (vermelho) e estimada (preto; Modelo GL + albedo MODIS) para as estações de Santa Rita do Passa Quatro e Petrolina.....	56
4.9	Campo das diferenças entre métodos de estimativa da emissividade da superfície (emis_modis – emis_avhrr(ndvi) para a primeira quinzena de (a) fevereiro, (b) julho, (c) agosto e (d) setembro de 2005.....	59
4.10	Emissividade obtida a partir do NDVI (a,c) e MODIS (b,d) para a primeira quinzena dos meses de fevereiro e julho de 2005.....	60
4.11	Mapa de vegetação do Brasil – 1977.....	61
4.12	Precipitação acumulada para a América do Sul nos meses de fevereiro e agosto de 2005.....	61
4.13	Ciclo diário de temperatura da superfície continental estimada pelo algoritmo de Souza e Silva (2005), obtidas do produto MODIS de TSC e valores da temperatura de brilho do canal 4 do GOES 12 para Santa Rita do Passa Quatro.....	64
4.14	Ciclo diário de temperatura da superfície continental estimada pelo algoritmo de Souza e Silva (2005), obtidas do produto MODIS de TSC e valores da temperatura de brilho do canal 4 do GOES 12 para Petrolina.....	65
4.15	Comparação entre a água precipitável medida por radiossondagens e estimada pelo modelo global de previsão de tempo, MODIS e AIRS para Petrolina nos meses de janeiro, fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005.....	66
4.16	Ciclos diários de OLA continental medidas, estimadas pelo algoritmo de Souza e Silva (2005) e obtidas através de informações MODIS para Santa Rita do Passa Quatro.....	68
4.17	Ciclos diários de OLA continental medidas, estimadas pelo algoritmo de Souza e Silva (2005) e obtidas através de informações MODIS para Petrolina.....	69
4.18	OLD simulado pelo SBDART utilizando perfis atmosféricos padrão (curva em preto) e curvas correspondentes a um corpo negro com temperaturas dos cinco primeiros níveis dos mesmos perfis atmosféricos.....	71
4.19	Irradiâncias monocromáticas de corpo negro e simuladas pelos SBDART utilizando perfis atmosféricos de radiossondagens, AIRS e MODIS.....	73
4.20	Parametrização da fração de radiação de corpo negro na região da janela atmosférica de acordo com a temperatura.....	75

4.21	Emissividade atmosférica para a região R2 em função da água precipitável total para Petrolina, Manaus, São Martinho da Serra e Brasília nos meses de janeiro, fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005.....	76
4.22	Comparação da OLD estimada por satélite e medida a superfície para alguns dias das estações de Brasília, Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro.....	81
4.23	Valores diários de saldos de Radiação de onda curta e longa estimados com relação a medidas para Petrolina.....	83
4.24	Saldos de Radiação de onda curta e longa estimados com relação a medidas para Santa Rita do Passa Quatro.....	84
4.25	Saldos de radiação total e de onda longa em função do saldo de onda curta medidos para todas as situações de cobertura do céu nas estações de (a) Santa Rita do Passa Quatro, (b) Petrolina e (c) Manaus.....	85
4.26	Saldos de radiação total e de onda longa em função do saldo de onda curta estimados para condições de céu claro nas estações de (a) Santa Rita do Passa Quatro e (b) Petrolina.....	86
4.27	Campos de saldo de radiação para a região nordeste nos dias 10 e 11/02 de 2005 as 15:00 GMT. Em (a, c) $BOL = -0,10*BOC - 38,79$ e (b,d) $BOL = -0,08*BOC - 88,24$ . Os valores de $R_n$ , $BOC$ e $BOL$ para a estação de Petrolina estão representados nos quadros.....	87
4.28	Campos de saldo de radiação para a região sudeste nos dias 10 e 11/02 de 2005 as 15:00 GMT. Em (a, c) $BOL = -0,08*BOC - 57,5$ e (b,d) $BOL = -0,12*BOC - 57,23$ . Os valores de $R_n$ , $BOC$ e $BOL$ para a estação de Santa Rita do Passa Quatro estão representados nos quadros.....	88
4.29	Irradiância média diária nos dias 10 e 11/02 de 2005 as 15:00 GMT. Em (a, b) $BOL = -0,10*BOC - 38,79$ e (c,d) $BOL = -0,06*BOC - 57,5$ . Os valores de $R_n$ para a estação de Santa Rita do Passa Quatro estão representados nos quadros.....	89
4.30	Temperaturas bolométricas das componentes dos saldos de radiação (figuras a esquerda) e os saldos de radiação correspondentes (figuras a direita).....	92
4.31	Influência de nuvens sobre a OLD na janela atmosférica de acordo com a altura de sua base e o vapor de água entre a superfície e a base considerando perfil atmosférico padrão tropical.....	93
4.32	Temperaturas bolométricas das componentes do saldo de radiação (figuras a esquerda). Saldos de radiação de onda longa, curta e total (figuras a direita).....	95



## LISTA DE TABELAS

	<b><u>Pág.</u></b>
2.1 Alguns algoritmos de estimativa da emissividade atmosférica de céu claro.....	23
2.2 Algoritmos para avaliar a influência de nuvens na radiação de onda longa descendente	23
3.1 Lista dos satélites utilizados neste trabalho com as aplicações dos instrumentos.....	31
3.2 Coordenadas geográficas e variáveis radiométricas medidas nas estações selecionadas para o estudo.....	32
4.1 Desvios médio (dmed) e padrão (dpad) diários (em $W m^{-2}$ ) do modelo GL com relação às medidas (mod – med) em superfície para Brasília (BSB), Santa Rita do Passa Quatro (SRPQ), Petrolina/CT-Hidro (PTR-CTH), Petrolina/SONDA (PTR-SON), São Martinho da Serra (SMS) no ano de 2005 e Manaus (MAN) no ano de 2009.....	45
4.2 Valores médios e desvios padrão dos albedos em cada estação.....	51
4.3 Valores quinzenais do pixel centrado na estação ( $\alpha$ ), médias de 5 x 5 pixels e os desvios padrão.....	55
4.4 Desvios médios (dmed) e padrão diários das estimativas com relação às medidas em superfície para Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro para o ano de 2005. Também consta o número de observações (n. obs) para cada mês.....	56
4.5 Valores de emissividade MODIS e calculada pelo método de de Van de Griend e Owe (1993) (Emis_AVHRR) para as estações de São Martinho da Serra (SMS), Petrolina (PTR), Brasília (BSB), Manaus (MAN) e Santa Rita do Passa Quatro (SRPQ).....	62
4.6 Desvios médios e padrão (ambos em $W m^{-2}$ ) das estimativas com relação as medidas de TSC mensais para Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro em 2005.....	66
4.7 Características físicas das atmosferas padrão.....	70
4.8 Valores de temperatura do primeiro nível dos perfis atmosféricos T (K) e água precipitável total W (mm).....	73
4.9 Parametrizações para estimativa da emissividade da janela atmosférica, em que Ta é a temperatura de abrigo (K), ea é a pressão parcial do vapor de água (hPa) e Td é a temperatura do ponto de orvalho (°C).....	77
4.10 Conjunto de equações que compõem o algoritmo para estimativa da OLD.....	77
4.11 Desvios médios e padrão mensais das estimativas de OLD com relação as medições considerando três tipos de parametrizações de emissividade da janela atmosférica para o ano de 2005. Os valores estão em $W m^{-2}$ .....	78

4.12 Desvios médios e padrão mensais das estimativas de OLD com relação as medições considerando três tipos de parametrizações de emissividade da janela atmosférica para o ano de 2009.....	80
A.1 Canais do instrumento AVHRR a bordo do satélite NOAA.....	111
A.2 Características radiométricas do instrumento MODIS e suas aplicações.....	113
A.3 Canais do instrumento IMAGER a bordo dos satélites GOES.....	115

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AIRS	– Atmospheric Infrared Sounder
ASTER	– Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AVHRR	– Advanced Very High Resolution Radiometer
BOC	– Balanço de Ondas Curtas
BOL	– Balanço de Ondas Longas
BRDF	– Bidirectional Refletance Distribution Function
BSRN	– Baseline Surface Radiation Network
CCST	– Centro de Ciência do Sistema Terrestre
CPTEC	– Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CT-Hidro	– Fundo Setorial de Recursos Hídricos
DISORT	– Discrete Ordinates Radiative Transfer
DSA	– Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
EMBRAPA	– Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EOS	– Earth Observing System
GIMMS	– Global Inventory Modeling and Mapping Studies
GL	– Ground Level
GLCF	– Global Land Cover Facility
GOES	– Geostationary Operational Environmental Satellites
HDF	– Hierarchical Data Format
INMET	– Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPE	– Experimento Interdisciplinar do Pantanal
JPL	– Jet Propulsion Laboratory
LAADS	– Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System
LBA	– Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia
LIM	– Laboratório de Instrumentação Meteorológica
MODIS	– Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	– National Aeronautics and Space Administration
NDVI	– Normalized Difference Vegetation Index
NOAA	– National Oceanic and Atmospheric Administration
OLA	– Radiação de Onda Longa Ascendente da Superfície

OLD	– Radiação de Onda Longa Descendente à Superfície
PELD	– Pesquisas Ecológicas de Longa Duração
SBDART	– Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer
SCD	– Satélite de Coleta de Dados
SEBAL	– Surface Energy Balance Algorithm for Land
SEVIRI	– Spinning Enhanced Visible Infrared Imager
SolRadNet	– Solar Radiation Network
SONDA	– Sistema Nacional de Organização de Dados
TDA	– Topo da Atmosfera
TM	– Thematic Mapper
UR	– Umidade Relativa
NCEP	– National Centers for Environmental Prediction

## LISTA DE SÍMBOLOS

$a$	– absorptância (adimensional)
$B_{\lambda}(T)$	– função de Planck (radiância emitida por um corpo negro) ( $\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ )
$C$	– cobertura relativa de nuvens (adimensional)
$c$	– velocidade da luz ( $\text{m s}^{-1}$ )
$e_a$	– pressão parcial de vapor de água (hPa)
$F$	– densidade de fluxo total ou irradiância ( $\text{Wm}^{-2}$ )
$F_a$	– irradiância monocromática absorvida ( $\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ )
$F_a$	– irradiância monocromática absorvida ( $\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ )
$F_r$	– irradiância monocromática refletida ( $\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ )
$f_{R2}$	– fração de irradiância de corpo negro para a janela atmosférica (adimensional)
$F_t$	– irradiância monocromática transmitida ( $\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ )
$G$	– irradiância no topo da atmosfera corrigida pela distância Terra-Sol ( $\text{Wm}^{-2}$ )
$G_{\uparrow}$	– radiação solar refletida pela superfície ( $\text{Wm}^{-2}$ )
$G_{\downarrow}$	– irradiância solar à superfície ( $\text{Wm}^{-2}$ )
$h$	– constante de Planck (Js)
$K$	– constante de Boltzmann ( $\text{J K}^{-1}$ )
$N$	– fotoperíodo (horas)
$n$	– insolação (horas)
$Q$	– irradiação solar diária incidente à superfície ( $\text{J m}^{-2}$ )
$R_n$	– saldo de radiação à superfície ou radiação líquida ( $\text{Wm}^{-2}$ )
$r_{\lambda}$	– refletância (adimensional)
$S_0$	– constante solar ( $\text{Wm}^{-2}$ )
$T$	– temperatura (K)
$T_a$	– temperatura de abrigo ( $^{\circ}\text{C}$ )
$T_a$	– transmitância para aerossol (adimensional)
$T_{b4}$	– temperatura de brilho do canal 4 do satélite GOES (K)
$T_g$	– transmitância para gases (adimensional)
$T_{h2o}$	– transmitância para vapor de água (adimensional)
$T_M$	– temperatura média da atmosfera (K)
$T_r$	– transmitância para espalhamento Rayleigh (adimensional)
$T_{SC}$	– temperatura superficial do continente (K)

$t_{\lambda}$	– transmitância (adimensional)
$w$	– água precipitável ( $\text{g cm}^{-2}$ , $\text{kg m}^{-2}$ , mm)
$Z_0$	– ângulo zenital solar (grau)
$\alpha$	– albedo total da superfície (adimensional)
$\alpha_{bs}$	– <i>black sky albedo</i> (adimensional)
$\alpha_{OC}$	– albedo para ondas curtas (adimensional)
$\alpha_{OL}$	– albedo para ondas longas (adimensional)
$\alpha_{ws}$	– <i>white sky albedo</i> (adimensional)
$\Delta T$	– correção atmosférica (K)
$\epsilon_{31}$	– emissividade da superfície para o canal 31 do instrumento MODIS (adimensional)
$\epsilon_{32}$	– emissividade da superfície para o canal 32 do instrumento MODIS (adimensional)
$\epsilon_{atm}$	– emissividade da atmosfera (adimensional)
$\epsilon_{R2}$	– emissividade para a janela atmosférica (adimensional)
$\epsilon_s$	– emissividade da superfície (adimensional)
$\epsilon_{\lambda}$	– emissividade espectral (adimensional)
$\lambda$	– comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ )
$\mu_0$	– $\cos Z_0$ (cosseno do ângulo zenital solar)
$\sigma$	– constante de Stefan-Boltzmann ( $\text{Wm}^{-2} \text{K}^{-4}$ )
$\tau$	– profundidade óptica (adimensional)

# SUMÁRIO

	<b><u>Pág.</u></b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>5</b>
2.1 Radiação Eletromagnética	5
2.2 Coeficientes de Absorção, Reflexão e transmissão	6
2.3 Leis da Radiação de Corpo Negro	6
2.3.1 Lei de Planck	6
2.3.2 Lei de Stefan-Boltzmann	7
2.3.3 Lei do Deslocamento de Wien	7
2.3.4 Lei de Kirchhoff	8
2.4 Radiação Solar e Terrestre	9
2.5 Balanço de Radiação de Onda Curta (BOC)	10
2.5.1 Radiação Solar Incidente à Superfície ( $G_{\downarrow}$ )	10
2.5.2 Albedo da Superfície	14
2.6 Balanço de Radiação de Onda Longa (BOL)	15
2.6.1 Radiação de Onda Longa Ascendente da Superfície	16
2.6.2 Radiação de Onda Longa Descendente à Superfície	18
2.6.3 Influência de Nuvens na Radiação de Onda Longa Descendente	22
2.7 Saldo de Radiação à Superfície ( $R_n$ )	26
2.8 Alguns Métodos de Estimativa de Saldos de Radiação	27
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>31</b>
3.1 Dados de Estações Terrestres	32
3.2 Dados de Modelo de Previsão Numérica de Tempo	35
3.3 Produtos de Satélites	35
3.3.1 Temperatura de Brilho	35
3.3.2 Produto MODIS (MOD43B3) – albedo da superfície	35
3.3.3 Produto MODIS (MOD07_L2/MYD07_L2) – Perfis Atmosféricos, Água Precipitável	
Total	36
3.3.4 Produto MODIS (MOD11_L2/MYD11_L2) – de Temperatura e Emissividade da Superfície	37
3.3.5 Produto AIRS de Perfis da Atmosfera	37
3.3.6 NDVI	37
3.3.7 Modelo GL versão 1.2	38
3.4 Métodos de Estimativa	39

3.4.1	Balanço de Radiação de Onda Curta (BOC)	39
3.4.2	Radiação de Onda Longa Ascendente (OLA)	40
3.4.3	Radiação de Onda Longa Descendente (OLD)	43
3.4.4	Saldo de Radiação à Superfície	44
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	<b>45</b>
4.1	Radiação de Ondas Curtas	45
4.1.1	Radiação Solar Incidente à Superfície	45
4.1.2	Radiação Solar Refletida pela Superfície	51
4.2	Radiação Terrestre	58
4.2.1	Radiação de Onda Longa Ascendente (OLA)	58
4.2.2	Radiação de Onda Longa Descendente (OLD)	71
4.3	Estimativa do Saldo de Radiação Total à superfície ( $R_n$ )	83
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS</b>	<b>97</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>103</b>
	<b>APÊNDICE A – CARACTERÍSTICAS DE ALGUNS SATÉLITES AMBIENTAIS</b>	<b>111</b>

# CAPÍTULO 1

## 1. INTRODUÇÃO

As mudanças nos fluxos de radiação, energia e umidade afetam o desenvolvimento da biosfera e as condições de vida na Terra. Ainda mais, a mudança no uso do solo e a precipitação são fatores que devem ser levados em conta na variação de  $R_n$ , uma vez que afetam a dinâmica das trocas de energia e massa entre a superfície e a atmosfera. O Saldo de radiação ( $R_n$ ) à superfície é definido como a subtração dos ganhos (fluxos descendentes) pelas perdas (fluxos ascendentes) de radiação solar e terrestre. É o termo mais importante na determinação das componentes do balanço de energia, correspondente ao fluxo de calor latente necessário para a evapotranspiração. Uma melhor quantificação do balanço de radiação permitiria, por exemplo, um melhor dimensionamento da irrigação de culturas, minimizando desperdícios e mantendo o solo em uma faixa de umidade adequada às plantas (VAREJÃO-SILVA, 2006). Dessa forma, o monitoramento de  $R_n$  é de grande importância para a compreensão e gerenciamento agrícola e da biosfera.

Medidas de saldo de radiação à superfície podem ser realizadas a partir de sensores denominados saldorradiômetros ou a partir das medidas de suas componentes através de piranômetros instalados à superfície (radiação solar incidente e refletida) e pirgeômetros (radiação de onda longa ascendente e descendente); porém, possibilitam fazer apenas medidas pontuais e não há possibilidade de se montar uma rede densa para todo o globo terrestre. Considerando ainda uma região com ampla extensão territorial, a instalação, calibração e manutenção de uma densa rede de estações tornam-se financeiramente dispendiosas. Em situações como essas, o uso de informações de satélites se torna atrativo por oferecer cobertura de todo o globo, boa resolução espacial e razoável frequência temporal. Apesar da ampla variedade de métodos para as estimativas de  $R_n$  por satélite, a complexidade envolvida na interação da radiação com o sistema

atmosférico e a grande variabilidade temporal e especial dos fenômenos meteorológicos apresentam barreiras para se avaliar as componentes do saldo de radiação.

Informações contínuas sobre coberturas de nuvens são de grande importância e auxiliam a compreensão de várias questões ainda em aberto em diversas áreas das ciências atmosféricas e meio ambiente (ECHER *et al.*, 2006). Elas afetam o balanço de radiação refletindo, absorvendo e espalhando radiação solar e emitindo e absorvendo radiação terrestre (MALEK, 2007). Em se tratando de radiação solar, modelos como os de Ceballos *et al.* (2004) apresentam bons resultados mesmo em condições de nebulosidade. Aliado à possibilidade de se utilizar o albedo da superfície através de produtos MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) para estimar a radiação solar refletida pela superfície, o saldo de radiação de onda curta já estaria bem resolvido.

Se tratando de radiação de onda longa (referida como radiação termal) a situação é mais complexa. A estimativa da componente ascendente da radiação de onda longa é, em muitos casos, obtida apenas em condições de céu claro, quando se utiliza canais de satélite que estejam na janela atmosférica (região do espectro onde o vapor de água tem pouca influência nos processos de absorção/emissão de radiação termal). Os parâmetros da superfície tais como emissividade e temperatura também podem ser derivados de informações de sensores micro-ondas que, por sua vez, possuem a vantagem de fornecer dados mesmo em condições de nebulosidade, porém, têm a desvantagem de operarem a bordo de satélites de órbita polar dificultando a análise de ciclos diários de radiação de onda longa. No caso da radiação de onda longa descendente (OLD) as diversas parametrizações encontradas na literatura utilizam informações à superfície, tais como temperatura e umidade do ar (BRUNT, 1932; SWINBANK, 1963; IDSO E JACKSON, 1969; BRUTSAERT, 1975; PRATA, 1996; CRAWFORD E DUCHON, 1999, entre outros). Dois métodos têm sido desenvolvidos para a estimativa de radiação de onda longa descendente (OLD) durante as três últimas décadas: métodos físicos e híbridos. Os métodos físicos calculam OLD usando modelos de transferência radiativa e sondagens atmosféricas obtidas por satélite (DARNELL *et al.*, 1983; FRANCIS, 1997;

GUPTA et al., 1997; INAMDAR E RAMANATHAN, 1997, entre outros). No método híbrido, OLD e radiância espectral no topo da atmosfera (TDA) para um sensor particular de um satélite são primeiro simulados usando um modelo de transferência radiativa e um grande número de perfis atmosféricos. Relações empíricas entre OLD e radiância no topo da atmosfera ou temperatura de brilho são então estabelecidos usando análise estatística (SMITH E WOLFE, 1983; MORCRETTE E DESCHAMPS, 1986; LEE E ELLINGSON, 1990; LEE, 1993). A complexidade envolvida nestes métodos dificulta a estimativa do saldo de radiação à superfície utilizando apenas informações de satélites.

O presente trabalho tem como objetivo principal estudar uma forma de estimar o saldo de radiação à superfície durante o período diurno através de informações satelitais, considerando o saldo de radiação solar como componente principal e o saldo de ondas longas como uma correção desse saldo.

Neste contexto, será necessário estimar e analisar o comportamento diário das componentes do balanço de radiação à superfície comparando estimativas por satélites com medidas à superfície disponíveis. Dessa forma, foram objetivos específicos os seguintes:

1. Avaliar as estimativas do modelo GL, o qual é a principal fonte de dados de radiação de onda curta estimada via satélite. A avaliação se dá através da comparação com dados observados à superfície.
2. Analisar e parametrizar um método de estimativa de OLD a partir de dados satelitais; estimar a influência da temperatura da base de nuvens na radiação de onda longa descendente;
3. Avaliar a estimativa de saldos de radiação de onda longa por satélite;

4. Estudar a porcentagem do saldo de radiação à superfície que está constituída pelo saldo de ondas longas, e sua relação com variáveis atmosféricas que podem ser avaliadas por satélite.

## CAPÍTULO 2

### 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta revisão bibliográfica descreve aspectos teóricos e pesquisas que são revelantes para a estimativa de componentes do saldo de radiação mediante satélite. O Apêndice A informa sobre as características espectrais de alguns sensores cuja informação é utilizada neste trabalho (GOES-IMAGER, MODIS-EOS, AVHRR-NOAA).

#### 2.1. Radiação Eletromagnética

O processo mais importante responsável por transferir energia na atmosfera é a radiação eletromagnética (LIOU, 2002). Denomina-se radiação, ou energia radiante, a energia que se propaga sem necessidade de um meio material (VAREJÃO-SILVA, 2006). Sob o aspecto ondulatório, a radiação eletromagnética, se caracteriza pelo comprimento de onda ( $\lambda$ ) e pela sua velocidade de propagação, sendo esta a velocidade da luz ( $c = 2,99793 \pm 1 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ ) que é quase a mesma na atmosfera (LIOU, 2002). A energia (U) de propagação da radiação está relacionada com seu comprimento de onda. Dessa forma, luz visível, raios gama, raios X, luz ultravioleta, radiação infravermelha, micro-ondas, sinais de televisão, ondas de rádio, entre outros constituem o espectro eletromagnético.

A densidade de fluxo total (F), ou irradiância, é definida como uma quantidade de energia radiante (integrada sobre todos os comprimentos de onda) recebida ou emitida por unidade de área da superfície por unidade de tempo. Segundo o Sistema Internacional de unidades a irradiância é expressa em  $\text{W m}^{-2}$  (ARYA, 2001).

## 2.2. Coeficientes de Absorção, Reflexão e transmissão

Um fluxo  $F$  de radiação eletromagnética, ao interagir com matéria, pode gerar um fluxo parcialmente refletido ( $F_r$ ) e outro transmitido ( $F_t$ ), além de uma parte  $F_a$  do fluxo ser absorvida. O princípio de conservação da energia permite estabelecer que

$$F_r + F_a + F_t = F \quad (2.1)$$

Dividindo todos os termos da expressão 2.1 por  $F$  tem-se:

$$a + r + t = 1, \quad (2.2)$$

que correspondem a absorptância ( $a$ ), refletância ( $r$ ) e a transmitância ( $t$ ).

## 2.3. Leis da Radiação de Corpo Negro

As leis da radiação de corpo negro são bases para descrever processos de absorção e emissão. Um corpo negro é um objeto ideal que em equilíbrio termodinâmico à temperatura  $T$ , tem absorptância unitária em todo comprimento de onda. Quatro leis básicas descrevem seu comportamento radiativo:

Nos tópicos seguintes são apresentadas quatro leis fundamentais que governam a radiação de corpo negro.

### 2.3.1. Equação de Planck

A equação de Planck expressa a energia radiante emitida por unidade de comprimento

de onda por um corpo negro como uma função de sua temperatura superficial:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)} = \frac{C_1 \lambda^{-5}}{\pi (e^{C_2/\lambda T} - 1)} \quad (2.3)$$

em que  $B_{\lambda}(T)$  é a radiância monocromática emitida ou radiância ( $\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ),  $h$  a constante de Planck ( $= 6,626 \times 10^{-34} \text{ Js}$ ),  $k$  a constante de Boltzmann ( $= 1,3806 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$ ) e  $T$  é a temperatura em K. A radiância emitida por um corpo negro é isotrópica, de forma que a irradiância espectral emitida é avaliada por  $\pi B_{\lambda}(T)$ .

### 2.3.2. Lei de Stefan-Boltzmann

A densidade de fluxo total (ou irradiância) obtida integrando a função de Planck sobre todo o espectro eletromagnético é dada pela lei de Stefan-Boltzmann:

$$F = \sigma T^4, \quad (2.4)$$

em que  $\sigma$  é a constante de Stefan Boltzmann ( $= 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ).

### 2.3.3. Lei do Deslocamento de Wien

A lei do Deslocamento de Wien afirma que o comprimento de onda de máxima intensidade da radiação de corpo negro é inversamente proporcional à temperatura. Diferenciando a função de Planck com relação ao comprimento de onda e igualando o resultado a zero, tem-se que

$$\lambda_m = p_l/T, \quad (2.5)$$

em que  $p_l = 2897 \mu\text{m K}^{-1}$ .

#### 2.3.4. Lei de Kirchhoff

A lei de Kirchhoff estabelece que a emissividade para um dado comprimento de onda ( $\epsilon_\lambda$ ) de um meio é igual a absorptância ( $a_\lambda$ ) sob condições de equilíbrio termodinâmico. Assim temos,

$$a_\lambda = \epsilon_\lambda \quad (2.6)$$

Um meio com uma absorptância  $a_\lambda$  absorve somente  $a_\lambda$  vezes a intensidade radiante de corpo negro  $B_\lambda(T)$  e portanto emite  $\epsilon_\lambda$  vezes a intensidade radiante de corpo negro. Se para um corpo negro a absorção é máxima a emissão também é máxima para todos os comprimentos de onda, de forma que

$$a_\lambda = \epsilon_\lambda = 1 \quad (2.7)$$

A lei de Kirchhoff requer a condição de equilíbrio termodinâmico de modo que temperatura uniforme e radiação isotrópica são alcançados.

Um corpo cinza real é caracterizado por absorção e emissão incompleta e pode ser descrito como:

$$a_\lambda = \varepsilon_\lambda < 1 \quad (2.8)$$

Define-se como corpo cinza ou cinzento aquele que tem emissividade constante (menor que 1) para todos os comprimentos de onda. Eventualmente, o conceito de "cinza" pode ser utilizado apenas para uma parte do espectro de emissão de um corpo.

#### 2.4. Radiação Solar e Terrestre

O espectro de radiação solar recebido no topo da atmosfera é semelhante ao de um corpo negro com temperatura de cerca de 6000 K e  $\lambda_m \approx 0,48 \mu\text{m}$ . Este espectro de radiação solar está contido em uma faixa de comprimentos de onda que vai desde 0,1 a 4  $\mu\text{m}$  e por isso é chamado de radiação de onda curta. Esta faixa de comprimentos de onda é dividido em três partes:

- $\lambda < 0,4 \mu\text{m}$ : radiação ultravioleta;
- $0,4 < \lambda < 0,7 \mu\text{m}$ : radiação visível;
- $0,7 < \lambda < 4 \mu\text{m}$ : radiação infravermelho próximo.

O espectro de radiação terrestre ou de onda longa também pode ser aproximado ao de um corpo negro com temperatura de aproximadamente 288 K. A faixa espectral correspondente a radiação de onda longa está confinada entre 3 e 100  $\mu\text{m}$  e, portanto, há uma pequena sobreposição entre os espectros de radiação de onda curta e longa como ilustrado na figura 2.1.

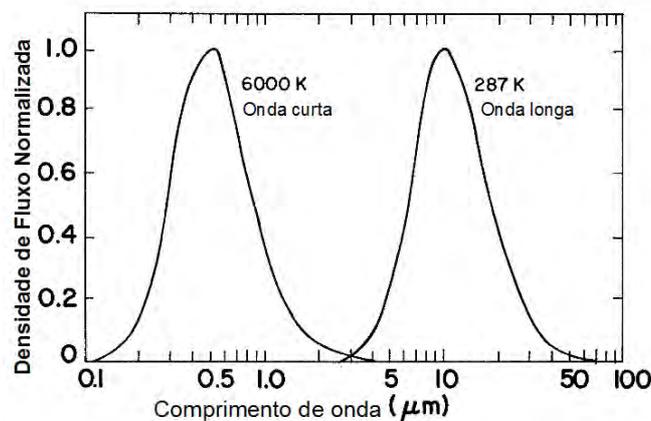


Figura 2.1. Espectro de emissão de corpo negro para a temperatura aproximada do Sol e para a Terra (temperatura de 15°C) em função do comprimento de onda.  
Fonte: Arya (2001).

## 2.5. Balanço de Radiação de Onda Curta à Superfície (BOC)

### 2.5.1. Radiação Solar Incidente à Superfície ( $G_1$ )

A distribuição de radiação eletromagnética emitida pelo Sol como uma função do comprimento de onda incidente no topo da atmosfera é chamado espectro solar (LIU, 2002). A constante solar  $S_0$  é o fluxo específico que atinge o topo da atmosfera, cobrindo todo o espectro solar; Essa constante é assumida como  $1367 \text{ W m}^{-2}$  à distância média Terra-Sol. Esse fluxo específico é variável durante o ano, de acordo a distância Terra-Sol. Ele é também uma função da própria atividade solar, mas essa variação é de ordem inferior. Para uma local específico define-se irradiação como o fluxo de radiação solar por unidade de área horizontal para uma dada localidade integrado num intervalo de tempo (usualmente um dia), e a unidade resultante é  $\text{J m}^{-2}$ . Ele depende do ângulo zenital solar e da distância variável entre a Terra e o Sol.

A densidade de fluxo solar recebida na superfície da Terra é menor do que a densidade de fluxo recebido no topo da atmosfera por causa da atenuação da radiação solar ao interagir com a atmosfera. Essa atenuação é causada pelos processos físicos

denominados reflexão, absorção e espalhamento. Dentre os componentes da atmosfera, a cobertura de nuvens é o principal agente nos processos de absorção e espalhamento da luz solar que incide sobre a Terra, seguido pelos gases e aerossóis (ECHER *et al.*, 2006). No processo de espalhamento, uma onda eletromagnética que incide em uma partícula é espalhada ou desviada para outras direções. O espalhamento é normalmente acompanhado de absorção. Tanto o espalhamento quanto a absorção atenuam a energia do feixe de luz que se propaga no meio.

A radiação solar que incide sobre a superfície terrestre considerada como plana horizontal é denominada de radiação global e é a soma de dois termos: a) radiação solar direta, cuja transmissão decresce com o aumento da distância zenital (aumento da espessura óptica percorrida e particularmente quando a concentração de constituintes atmosféricos aumenta (gases, partículas de aerossol, nuvens); e b) radiação solar difusa proveniente de todas as direções do céu, que é resultante do espalhamento de radiação solar pelas moléculas de gases, partículas de aerossol, nuvens.

A irradiância solar incidente é normalmente estimada a partir de parâmetros atmosféricos e da radiação solar no topo da atmosfera parâmetros atmosféricos e radiação solar no topo da atmosfera. Métodos estatísticos como os da equação 2.9 são úteis quando não se dispõe de uma rede radiométrica. Dessa forma, é possível estimar valores de radiação global para aqueles pontos em que somente são disponíveis dados de insolação (VAREJÃO-SILVA, 2006).

$$Q/Q_0 = a + n (n/N) \quad (2.9)$$

$Q$  e  $Q_0$  correspondem à irradiação diária à superfície e no topo da atmosfera;  $n$  é a insolação diária e  $N$  a insolação teórica ou fotoperíodo. Os coeficientes  $a, b$  correspondem a uma regressão empírica linear entre  $Q/Q_0$  (obtidos por piranômetro) e  $n/N$  (obtidos por heliógrafo), e são válidos apenas para a região vizinha à dos

instrumentos utilizados para sua definição.

Para condições de céu claro encontramos na literatura diversos modelos de estimativa da irradiância solar. Muitos deles têm a estrutura proposta por Crawford e Duchon (1999), os quais sugeriram que a irradiância solar para céu claro pode ser escrita da seguinte forma:

$$G_{\downarrow} = S_0 \cos Z_0 T_r T_g T_{h_2o} T_a, \quad (2.10)$$

em que  $Z_0$  é o ângulo zenital solar,  $T_r$ ,  $T_g$ ,  $T_{h_2o}$ ,  $T_a$  são transmitância para espalhamento Rayleigh, gases, vapor de água e aerossol, respectivamente. A influência de nuvens pode ser introduzida aliando a eq. (2.10) com expressões do tipo da eq. (2.9).

Ceballos (2000) apresentou um modelo simples mas fisicamente embasado, que estima a irradiância solar à superfície em condições de céu claro. O modelo trabalha separadamente cada uma das três faixas espectrais que compõe o espectro solar (ultravioleta, visível e infravermelho próximo) nas quais se verificam respectivamente: a) absorção intensa pelo ozônio; b) dispersão pelo ar e absorção fraca pelo ozônio; c) absorção pelo vapor de água e dióxido de carbono, respectivamente. Expressões simples são propostas para estes intervalos largos. O modelo despreza os efeitos de aerossol, suposto que sua espessura óptica é pequena. Apesar disso, o modelo apresenta erros menores que  $20 \text{ W m}^{-2}$ .

A conveniência de monitorar radiação solar em áreas extensas poupando custos de redes solarímetricas, induziu a elaboração de modelos de estimativa baseados em dados de satélites, como por exemplo os trabalhos desenvolvidos por Gautier *et al.* (1980), Pinker e Ewing (1985), Dedieu *et al.* (1987), Stuhlmann (1990), entre outros. Dois métodos físicos utilizados no Brasil são descritos a seguir.

O Brasil SR é um modelo físico para obtenção de estimativas da radiação solar incidente na superfície que combina a utilização da aproximação de “Dois-Fluxos” na solução da equação da transferência radiativa com o uso de informações climatológicas e parâmetros determinados a partir de imagens de satélite (MARTINS, 2001). O modelo Brasil SR foi desenvolvido com base no modelo IGMK (Institut für Geophysik Meteorologie – Universität zu Köln) de autoria de pesquisadores do GKSS Forschungszentrum e descrito por Stuhlmann *et al.* (1990). A obtenção da estimativa do fluxo de radiação solar incidente na superfície é dividida em três etapas:

1. tratamento dos dados climatológicos e das imagens de satélite;
2. solução da equação de transferência radiativa utilizando a aproximação de “Dois-Fluxos”;
3. cálculo de cada uma das componentes do fluxo de radiação solar (global, direta e difusa).

Com relação ao tratamento de nuvens, o modelo assume que: (a) a microfísica de nuvens é representada pela distribuição de tamanhos de gotículas do tipo de nuvem presente; (b) as nuvens atenuam totalmente a radiação direta proveniente do Sol e (c) as nuvens são vertical e horizontalmente homogêneas (PEREIRA *et al.*, 2006).

Outro método de estimativa de radiação solar incidente à superfície é o modelo GL (*Ground Level* ou simplesmente radiação **GL**obal) que atualmente está na versão 1.2 com detalhes descrito por Ceballos *et al.* (2004). O modelo GL é um modelo físico simplificado que utiliza o canal visível dos satélites GOES e é aplicado para atmosferas com baixa profundidade óptica. Baseado em um número mínimo de parâmetros físicos (água precipitável, conteúdo de ozônio e dióxido de carbono), divide o espectro solar em duas bandas espectrais largas: ultravioleta e visível (UV+VIS) e infravermelho solar (IV). Considera três propriedades essenciais da propagação de radiação nessas bandas:

1. a atenuação de radiação UV+VIS incidente no topo da atmosfera, devida a bandas do ozônio (no UV e VIS), verifica-se fundamentalmente na estratosfera, sem dispersão;

2. na troposfera, os processos predominantes no UV+VIS são conservativos, reduzindo-se à dispersão pelo ar e nuvens;
3. a absorção de radiação no infravermelho ocorre associada ao dióxido de carbono, ao vapor de água e as gotas e cristais em nuvens, sendo que o ar não dispersa radiação neste intervalo espectral e o fluxo transmitido por nuvens é desprezível (ou, pelo menos, da ordem dos erros associados à estimativa de nebulosidade).

O satélite GOES fornece valores de albedo (fator de refletância) no intervalo visível do espectro solar; o modelo GL considera que a radiação é isotrópica e, assim, utiliza a refletância (visível)  $R_{vis}$  num dado pixel para avaliar a irradiância visível à superfície e a cobertura relativa por nuvens (C) (CEBALLOS *et al.*, 2004; CEBALLOS e BOTTINO, 2004).

### 2.5.2. Albedo da Superfície

A refletância da superfície integrada sobre o espectro solar é conhecida como albedo ( $\alpha$ ). O albedo da superfície varia com o tipo de cobertura da superfície (vegetação, solo nu, neve, entre outros), umidade do solo e ângulo zenital (Saunders, 1990). Medidas de albedo são realizadas considerando a seguinte equação:

$$\alpha = \frac{G_{\uparrow}}{G_{\downarrow}} \quad , \quad (2.11)$$

em que  $G_{\uparrow}$  corresponde a radiação solar refletida pela superfície ( $W m^{-2}$ ). Nesse caso, a radiação refletida é medida a partir dos mesmo instrumentos utilizados para medir a radiação global com a diferença de que os mesmos são apontados para a superfície.

Diversos métodos foram desenvolvidos para a estimativa do albedo da superfície mediante o uso de informações de satélite (MEKLER E JOSEPH, 1983; SAUNDERS,

1990; SONG E GAO, 1999; LUCHT *et al.*, 2000, entre outros).

Atualmente, o método desenvolvido por Lucht *et al.* (2000) vem sendo muito utilizado para estimar albedo da superfície. Este método utiliza informações dos instrumentos MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) e fornece albedo em escala global e com boa resolução espacial (1 km). O albedo MODIS está fundamentado no BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function), que descreve a dependência da refletância com o ângulo zenital solar e o ângulo de visada do satélite. Especificamente, o BRDF fornece refletância da superfície explicitamente em termos de sua característica espectral direcional, espacial e temporal. Ambos, BRDF e albedo, são determinados pela estrutura da superfície e propriedades ópticas da atmosfera. Como o fluxo descendente de radiação solar pode ser escrito como uma soma das componentes direta e difusa o albedo MODIS é fornecido com dois tipos de dados: *black sky albedo* ( $\alpha_{bs}$ ) que é definido como albedo na ausência da componente difusa e é função do ângulo zenital solar e *white sky albedo* ( $\alpha_{ws}$ ) que é definido como albedo na ausência da componente direta quando a componente difusa é isotrópica. Como estas componentes marcam o extremo entre iluminação direta e difusa, o albedo total (ou atual) da superfície é um valor interpolado entre as duas componentes em função da profundidade óptica do aerossol.

## 2.6. Balanço de Radiação de Onda Longa (BOL)

O balanço de radiação de onda longa à superfície tem duas componentes: (1) radiação de onda longa ascendente da superfície (OLA) e (2) radiação de onda longa descendente à superfície (OLD). Estas duas componentes do balanço de onda longa são medidos utilizando um instrumento denominado pirgeômetro. Os pirgeômetros empregam piranômetros com uma cúpula específica que reflete as ondas curtas e permite a passagem das ondas longas. Esses sensores contêm um termistor para medida da sua temperatura, possibilitando assim se conhecer a sua emissão de infravermelho e consequentemente se calcular a densidade de fluxo de ondas longas incidentes.

As componentes do BOL serão discutidos nas seções seguintes.

### 2.6.1. Radiação de Onda Longa Ascendente da Superfície

A estimativa da radiação de onda longa emitida pela superfície é dada pela equação equivalente à equação de Stefan-Boltzmann:

$$OLA = \epsilon_s \sigma T_{sc}^4 \quad (2.12)$$

em que  $\epsilon_s$  é a emissividade da superfície integrada para todo o espectro de onda longa e  $T_{sc}$  é a temperatura da superfície do continente (K).

Atualmente, encontra-se na literatura diversos métodos para estimar emissividade da superfície. Os métodos baseados em índices de vegetação são os mais utilizados (VAN DE GRIEND E OWE, 1993; VALOR E CASELLES, 1996). O método de Van de Griend e Owe (1993) estabelece uma relação logarítmica entre a emissividade da superfície e o NDVI (Índice de Vegetação por Diferenças Normalizadas):

$$\epsilon_s = 1,0094 + 0,047 \ln(\text{NDVI}) \quad (2.13)$$

Apesar de amplamente usado, é indicado que ele seja adaptado para regiões com características semelhantes à região para o qual foi parametrizado (Botswana, África Austral) (DASH *et al.*, 2002). O produto MODIS de emissividade da superfície é disponibilizado para os canais 31 e 32, somente para pixels de céu claro. A partir destes canais Liang (2004) estabeleceu uma relação não-linear com a emissividade  $\epsilon_s$  de acordo com a seguinte fórmula:

$$\epsilon_s = 0,273 + 1,778\epsilon_{31} - 1,807\epsilon_{31}\epsilon_{32} - 1,037\epsilon_{32} + 1,774\epsilon_{32}^2 \quad (2.14)$$

O autor ajustou essa equação a partir de um conjunto de emissividades espectrais de diferentes fontes (por exemplo a base de dados da Johns Hopkins University e biblioteca espectral do USGS-United States Geological Survey na biblioteca espectral ASTER).

Por não ser um parâmetro comumente medido, a emissividade da superfície pode ser uma das principais fontes de erro na estimativa da OLA, dificultando a validação de modelos.

Bastos *et al.* (2000) estimou a emissividade da superfície sobre o território brasileiro utilizando dados de temperatura de brilho obtidos a partir do SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) e dados de temperatura da superfície obtidos pelo TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS). Para o cálculo da emissividade foi utilizando canais de micro-ondas do satélite acima mencionado para os canais 19 e 85 Ghz e a contribuição atmosférica foi estimada a partir de simulações com o modelo ATM (Atmospheric Transmission at Millimetric and submillimetric wavelengths). Os resultados mostraram que padrões regionais e as mudanças sazonais nas estimativas de emissividade da superfície continental são consistentes com a topografia de grande escala e com a distribuição espacial da vegetação (densidade de biomassa).

Com relação à temperatura da superfície podemos encontrar na literatura diversos algoritmos. Estes métodos são divididos em dois grupos: *split-window* (BECKER E LI, 1990; SUN E PINKER, 2003; COLL *et al.*, 2003; OUAIDRADI *et al.*, 2002; entre outros) e mono canal (QUIN *et al.*, 2001; SOUZA E SILVA, 2005; JI *et al.*, 2010; JIMÉNEZ-MUÑOZ e SOBRINO, 2003, entre outros). Deles, o mais amplamente utilizado é o método *split-window*.

O método *split-window* possibilita a estimativa da TSC a partir das informações de temperatura de brilho de dois canais de satélite que estejam dentro da “janela atmosférica”. Normalmente utiliza-se os canais 4 e 5 dos sensores AVHRR a bordo dos satélites NOAA, IMAGER a bordo dos satélites GOES 8/10 e os canais 31 e 32 do

MODIS a bordo dos satélites AQUA e TERRA. Os canais acima referidos estão centrados aproximadamente nos mesmos comprimentos de onda: 11 e 12  $\mu\text{m}$ . A base para a aproximação *split-window* é que a atenuação atmosférica é maior no canal de 12  $\mu\text{m}$  do que no canal de 11  $\mu\text{m}$  e, dessa forma, com o aumento da atenuação atmosférica (como um resultado no aumento no vapor de água atmosférico, principalmente) a diferença na radiância medida nas duas bandas também aumenta (OUAIDRARI, *et al.*, 2002; DASH *et al.*, 2002).

O método monocanal usa radiâncias medidas em apenas um canal da janela atmosférica e a correção para os efeitos atmosféricos é realizada a partir de sondagens atmosféricas (temperatura e vapor de água) e um modelo de transferência radiativa. Dessa forma, o método requer que a distribuição vertical de temperatura e vapor de água na atmosfera sejam precisamente conhecidos e coincidentes com a passagem do satélite (radiossonda, sondadores a bordo dos satélites, entre outros).

#### 2.6.2. Radiação de Onda Longa Descendente à Superfície

A radiação de onda longa descendente à superfície corresponde a radiação emitida pela atmosfera na região espectral do infravermelho distante (4 a 100  $\mu\text{m}$ ). Ela pode ser estimada de acordo com a equação equivalente à de Stefan-Boltzmann ponderada pela emissividade da atmosfera,

$$\text{OLD} = \varepsilon_{\text{atm}}\sigma T^4, \quad (2.15)$$

em que  $\varepsilon_{\text{atm}}$  é a emissividade da atmosfera e  $T$  é uma temperatura adequada para estimar OLD. O valor desta temperatura será discutido no capítulo 4.

Diversos métodos foram desenvolvidos ou estão em desenvolvimento com o objetivo de se estimar OLD a partir de informações do espectro de emissão dos gases atmosféricos (BRUNT, 1932; SWINBANK, 1963; IDSO E JACKSON, 1969; BRUTSAERT;

PRATA, 1996; CRAWFORD E DUCHON, 1999, entre outros). A tabela 2.1 ilustra algumas das parametrizações para a emissividade atmosférica. Estes e outros métodos testados em diversas localidades do mundo e mostraram que o desempenho pode ser melhorado de acordo com o ajuste de seus coeficientes para a região em que forem utilizados (KJAERGAARD *et al.*, 2007; FLERCHINGER, *et al.*, 2009; DUARTE *et al.*, 2006; NIEMELÄ *et al.*, 2001; VON RANDOW E ALVALÁ, 2006; KRUK *et al.*, 2009). A OLD também pode ser derivada a partir de códigos de transferência radiativa como o SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) (RICCHIAZZI *et al.*, 1998) que permite realizar simulações teóricas utilizando sondagens atmosféricas.

Ceballos e Souza (2004) desenvolveram um método físico para estimar OLD para situações de céu claro, que permitiria avaliá-la usando sondagens atmosféricas obtidas de satélite. Foram realizadas simulações com o código de transferência radiativa SBDART (Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer). As simulações visavam avaliar a contribuição espectral de emissão na OLD dos principais gases atmosféricos (vapor de água, gás carbônico e ozônio) utilizando perfis atmosféricos padrão (McClatchey *et al.*, 1972) e, eventualmente, radiosondagens.

As simulações permitiram concluir que o vapor de água influencia em toda a faixa espectral de onda longa (4 – 100  $\mu\text{m}$ ) mesmo na região da janela atmosférica (região na qual a atmosfera é considerada semi-transparente à radiação) devido à absorção do continuum do vapor. O dióxido de carbono possui forte absorção em 15  $\mu\text{m}$  e o ozônio apresenta uma banda de absorção em 9,7  $\mu\text{m}$ . A figura 2.2 mostra o comportamento espectral de emissão individual dos três gases mencionados e o efeito conjunto (linha preta).

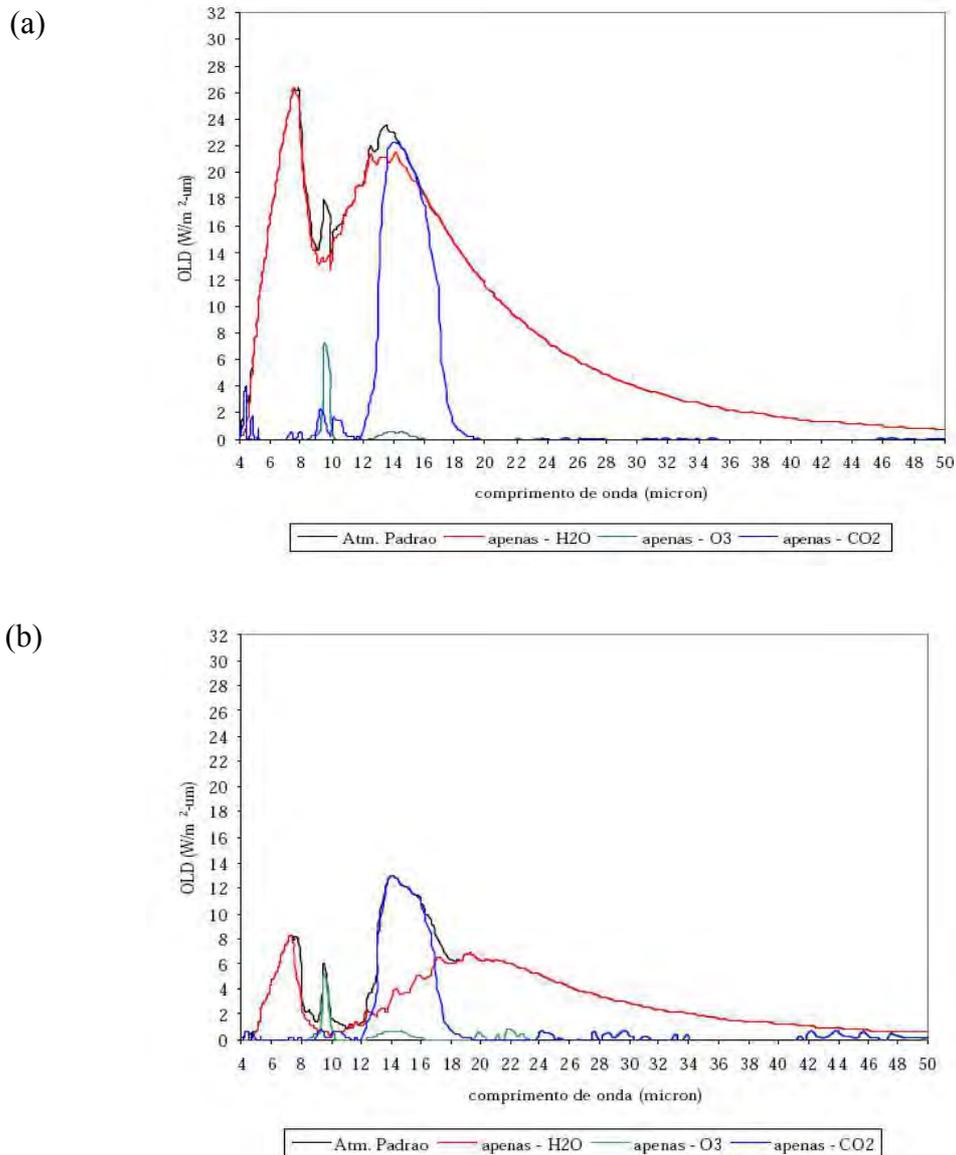


Figura 2.2. OLD simulada pelo SBDART considerando separadamente o vapor de água, dióxido de carbono e ozônio: (a) atmosfera tropical e (b) atmosfera subártica de inverno.

Fonte: Ceballos e Souza (2004).

Na figura 2.2a observa-se que numa atmosfera tropical com abundância de vapor de água o efeito radiativo se sobrepõe ao dos outros gases (especialmente o CO<sub>2</sub>), tanto que o espectro conjunto (linha preta) é essencialmente o do vapor de água. Apenas um sinal do O<sub>3</sub> pode ser observado na janela atmosférica dado que a emissão do H<sub>2</sub>O é menor. Já no inverno de latitudes subárticas a escassa quantidade de água precipitável se impõe

em  $\lambda < 8 \mu\text{m}$  (a banda de absorção em  $6,3 \mu\text{m}$  é muito intensa), é muito fraca na janela atmosférica (deixando transmitir claramente a radiação emitida pelo ozônio estratosférico) e acima de  $\lambda = 14 \mu\text{m}$  a banda emissão de  $\text{CO}_2$  é predominante pelo menos até  $18 \mu\text{m}$ .

Os resultados sugeriram dividir a OLD em três regiões: R1 ( $4 - 8 \mu\text{m}$ ), R2 ( $8 - 14 \mu\text{m}$ ) e R3 ( $14 - 100 \mu\text{m}$ ), de acordo com suas características radiativas. Por outro lado verificou-se que, para uma atmosfera padrão tropical, os primeiros três quilômetros são responsáveis por praticamente toda a OLD na três regiões do espectro (figura 2.2). Já para uma atmosfera mais seca como a de latitudes médias de inverno, o primeiro quilômetro é responsável por toda a OLD. As figuras 2.3 ilustram o efeito de camadas progressivamente mais espessas de vapor de água (1, 2, 3, 4 e 5 km).

Realizando o mesmo experimento com radiossondagens, representativas de território brasileiro, observou-se comportamento semelhante da OLD espectral. Por ter maior resolução vertical em comparação com perfis atmosféricos padrão, especialmente próximo a superfície, os autores verificaram que os primeiros quinhentos metros são responsáveis por toda a OLD nas regiões 1 e 3 e os primeiros dois quilômetros são responsáveis por 95 % da OLD na região 2.

As parametrizações associadas à estimativa de OLD com este modelo são discutidas no capítulo 4 deste trabalho.

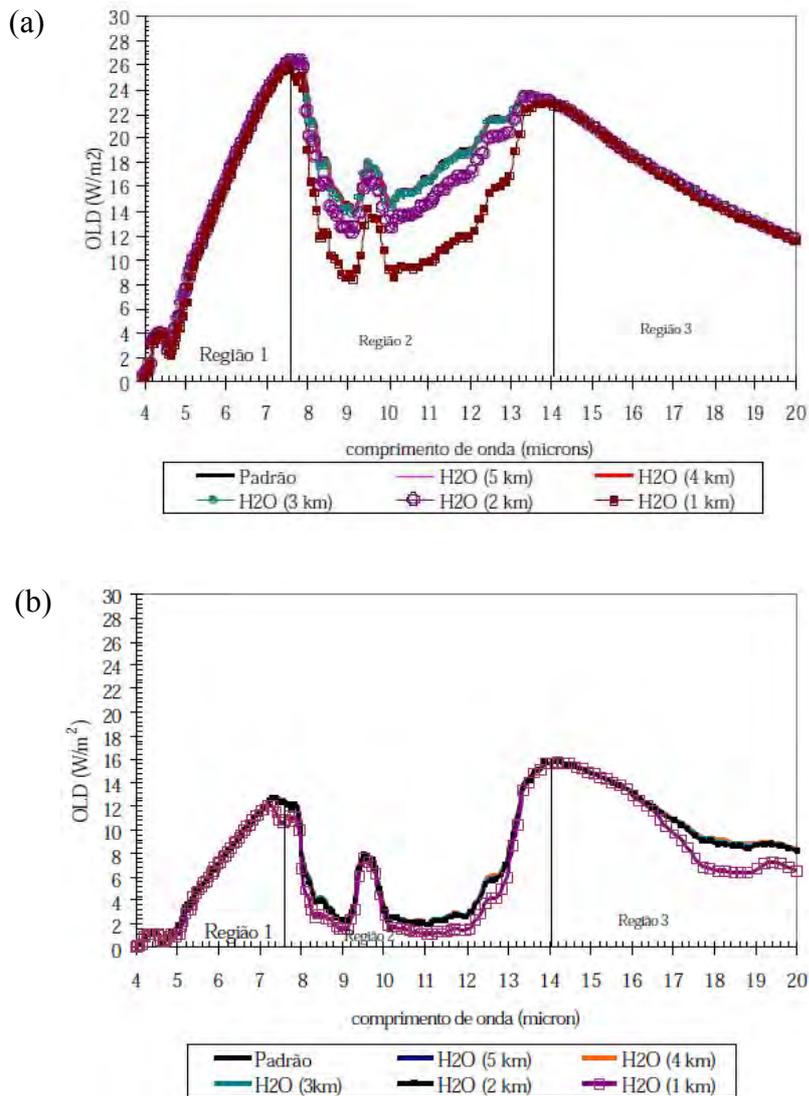


Figura 2.3. OLD simulado pelo SBDART, secando a atmosfera desde o nível 7 até o nível 1, correspondente a altitude entre 5 km e superfície: (a) atmosfera tropical e (b) latitudes médias de inverno.  
 Fonte: Ceballos e Souza (2004).

### 2.6.3. Influência de Nuvens na Radiação de Onda Longa Descendente

Para estimativas à superfície, diversas parametrizações foram desenvolvidas a fim de estimar radiação de onda longa descendente em condições de nebulosidade.

Tabela 2.1. Alguns algoritmos de estimativa da emissividade atmosférica de céu claro.

Fonte	Algoritmos para $\epsilon_{atm}$
Brunt (1932) <i>in</i> Kjaersgaard <i>et al.</i> (2007)	$0,52 + 0,065\sqrt{e_a}$
Swinbank (1963)	$9,365 \times 10^{-6} T_a^2$
Idso e Jackson (1969)	$1 - 0,261 \exp[-7,77 \times 10^{-4} (273 - T_a)^2]$
Brutsaert (1975)	$0,643(e_a/T_a)^{1/7}$
Prata (1996)	$[1 - (1 + w)\exp(-(A + Bw)^{0,5})]$ , $w = 46,5(e_a/T_a)$
Crawford e Duchon (1999)	$1,22 + 0,06[\text{sen}(m + 2)\pi/6](e_a/T_a)^{1/7}$

Tabela 2.2. Algoritmos para avaliar a influência de nuvens na radiação de onda longa descendente.

Fonte	Algoritmos correção-nuvem
Algoritmos baseados na cobertura de nuvens $c$	
Brutsaert (1982)	$\epsilon_a = (1 + 0,22c)\epsilon_{claro}$
Jacobs (1978)	$\epsilon_a = (1 + 0,26c)\epsilon_{claro}$
Keding (1989)	$\epsilon_a = (1 + 0,153c^{2,183})\epsilon_{claro}$
Maykut e Church (1973)	$\epsilon_a = (1 + 0,22c^{2,75})\epsilon_{claro}$
Sugita e Brutsaert (1993)	$\epsilon_a = (1 + 0,0496c^{2,45})\epsilon_{claro}$
Unsworth e Monteith (1975)	$\epsilon_a = (1 - 0,84c)\epsilon_{claro} + 0,84c$
Algoritmos baseados em índice solar $s$	
Crawford e Duchon (1999)	$\epsilon_a = [c + (1 - s)]\epsilon_{claro}$
Lhome <i>et al.</i> (2007)	$\epsilon_a = (1,37 - 0,34s)\epsilon_{claro}$

Fonte: Adaptado de Flerchinger *et al.* (2009).

Flerchinger *et al.* (2009) relacionaram diversas dessas parametrizações (tabela 2.2). Na tabela 4,  $\epsilon_a$  é a emissividade efetiva computada a partir da fração de cobertura de nuvens ( $c$ ) ou pelo índice solar ( $s$ ) (razão entre a radiação solar global medida e a radiação solar global de céu claro). A fração de cobertura de nuvens foi originalmente proposta a partir de observação humana dividindo o céu em 10 setores e estimando o número de setores nublados (DUARTE *et al.*, 2006). Crawford e Duchon (1999) sugerem que o coeficiente  $c$  para efeito de nuvens na OLD seja avaliado como  $c = 1 - s$ .

Estes métodos são amplamente utilizados, contudo, é necessário avaliar certas

propriedades de nuvens (altura e temperatura da base e espessura óptica).

Na OLD, as nuvens influenciam principalmente na região da janela atmosférica e essa influência varia de acordo com a altura da base (via temperatura da base) e a quantidade de água na nuvem, ou seja, nuvens baixas, que são quentes e frequentemente opacas, emitem mais eficientemente do que nuvens mais altas que são frequentemente semitransparentes (Niemelä *et al.*, 2001). A figura 2.4 exemplifica a influência das nuvens na OLD com relação à altura da sua base. Dividindo o espectro de onda longa (4 a 100  $\mu\text{m}$ ) em três partes: região 1 (4 a 8  $\mu\text{m}$ ), região 2 ou “janela atmosférica” (8 a 14  $\mu\text{m}$ ) e região 3 (14 a 100  $\mu\text{m}$ ), Ceballos e Souza (2004) mostraram que uma nuvem influencia principalmente a região 2 do espectro eletromagnético. As curvas foram obtidas a partir de simulações SBDART utilizando perfil atmosférico padrão tropical. Nesse exemplo, o acréscimo na OLD foi de 30, 38 e 48  $\text{W m}^{-2}$  para alturas da base de 6, 4 e 2 km com relação a céu claro. Da figura pode-se observar também que esse acréscimo na OLD ocorre apenas na região da janela atmosférica. As regiões 1 e 3 se comportam da mesma forma que em condições de céu claro.

Pode-se encontrar na literatura alguns trabalhos que visam determinar a altura da base de nuvens e conseqüentemente a temperatura de sua base. Meerkötter e Bugliaro (2009) descreveram um método para estimar a altura da base de nuvens convectivas através da altura do topo e da espessura geométrica da nuvem utilizando informações do instrumento SEVIRI (Spinning Enhanced Visible Infrared Imager) a bordo do satélite METEOSAT 9. Forsythe *et al.* (2000) descreveram como a combinação entre classificação de nuvens derivada por satélites com observações à superfície podem melhorar a análise da altura da base de nuvens.

Negri (2006) baseou-se nos trabalhos de Le Marshall *et al.* (1994), Schmetz *et al.* (1996) e Andreas *et al.* (1997) para estimar a altura da base de nuvens a partir de sua temperatura. A figura 2.5 ilustra o método.

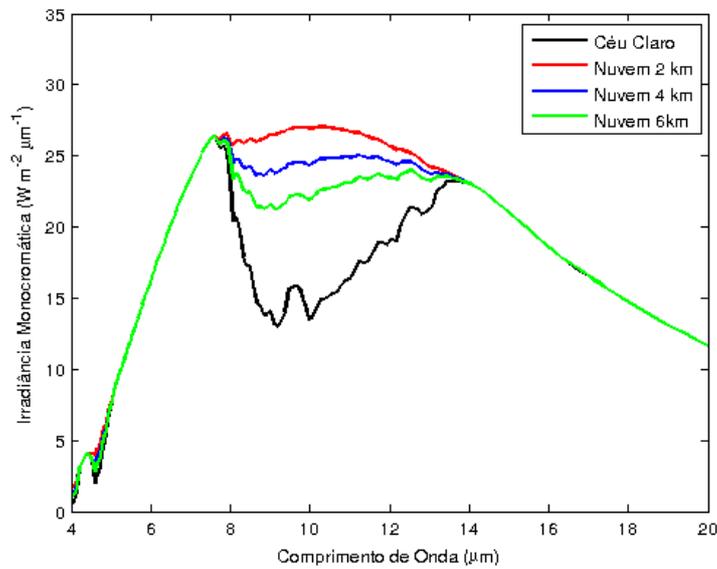


Figura 2.4. Comportamento da OLD em condições de nebulosidade considerando três alturas da base da nuvem.  
 Fonte: Ceballos e Souza (2004).

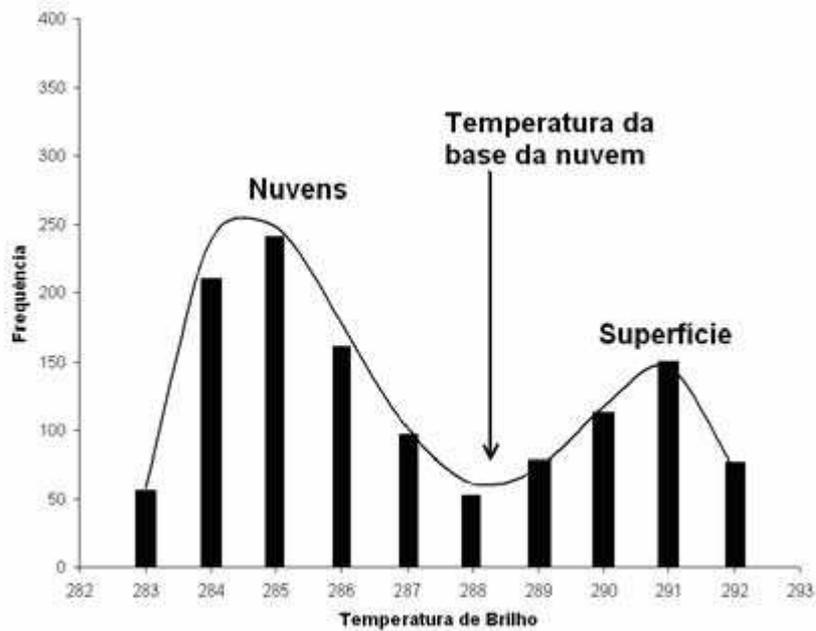


Figura 2.5. Histograma típico para uma região oceânica com presença de nuvens e áreas de céu claro.  
 Fonte: Negri (2005).

A técnica consiste em calcular um histograma da temperatura de brilho do canal infravermelho do satélite GOES 12 (10,7 mm) a partir do segmento de imagem que contenha situações de nebulosidade e céu claro. Os histogramas são utilizados para estimar a temperatura de brilho da base das nuvens a partir de uma descrição do campo de temperatura de brilho da cena que contém informações dos topos das nuvens e da superfície. Os histogramas, limitados por um determinado limiar descrevem duas populações distintas, uma da superfície oceânica/continental e outra das nuvens. Dessa forma, a intersecção das duas populações determina a temperatura típica da base da população de nuvens baixas presente no segmento de imagem. O ponto de mínimo que determina a temperatura de brilho da base da nuvem encontra-se entre os dois máximos locais da função (figura 2.5)

## 2.7. Saldo de Radiação à Superfície ( $R_n$ )

O saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ) é a soma dos fluxos ascendente e descendente de radiação de onda longa e onda curta. Em termos gerais, os componentes desse saldo (expresso através de irradiâncias) podem ser descritos como:

$$R_n = G_{\downarrow} (1 - \alpha_{OC}) + OLD (1 - \alpha_{OL}) - OLA \quad (2.16)$$

- $\alpha_{OC}$ ,  $\alpha_{OL}$  = refletâncias do solo para onda curta (OC) e onda longa (OL).

Genericamente, “OC” se refere a radiação no espectro solar, com comprimentos de onda  $\lambda < 4 \mu\text{m}$ , e “OL” a radiação térmica, emitida pelo sistema Terra-atmosfera para  $\lambda > 4 \mu\text{m}$ .

Apesar de sua grande importância, no Brasil não existe uma densa rede que meça saldos de radiação sistematicamente e que cubra todo o seu território. Entretanto, medições de radiação solar incidente por estações automáticas têm se multiplicado nas últimas décadas, podendo-se mencionar os resultados da componente G difundidos por redes como a de Satélite de Coleta de Dados (SCD-INPE, <http://sinda.crn2.inpe.br/PCD/>),

Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, <http://www.inmet.gov.br/>), Solar Radiation Network (SolRadNet-NASA, [http://solrad-net.gsfc.nasa.gov/data\\_menu.html](http://solrad-net.gsfc.nasa.gov/data_menu.html)), SONDA (SONDA-INPE, <http://sonda.ccst.inpe.br/>). Todavia, as determinações de refletância do solo e componentes de onda longa em geral são obtidas apenas por alguns experimentos ou programas, como exemplo SONDA (Sistema de Organização de Nacional de Dados Ambientais), LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia, [www.lba.cptec.inpe.br](http://www.lba.cptec.inpe.br)), IPE (Projeto Interdisciplinar do Pantanal, <http://www.ipe.org.br/pantanal>), PELD (Pesquisa Ecológica de Longa Duração, <http://www.icb.ufmg.br/big/peld/>), entre outros.

O monitoramento detalhado regionalmente e no tempo é de alto custo de instalação e manutenção; diante desse fato, monitorar o regime do saldo de radiação em escala continental sugere o uso de informações de satélite. Como discutido anteriormente o uso de satélites na estimativa de  $R_n$  é o tópico deste trabalho.

## 2.8. Alguns Métodos de Estimativa de Saldos de Radiação

Esta seção descreve alguns dos métodos geralmente utilizados para estimativa de saldos de radiação

### 1) Métodos estatísticos.

Costuma-se estabelecer relações lineares entre o saldo de radiação total ( $R_n$ ) e radiação solar, saldo de radiação de onda curta à superfície, radiação solar extraterrestre ( $R_a$ ) (MURTAGH, 1976; OFFERLE E GRIMMOND, 2003; PINKER E CORIO, 1984; I. ALADOS *et. al.*, 2003; KAMINSKY E DUBAYAH, 1997; CUEN E ASMUSSEN, 1976; FIETZ E FISCH, 2009), ou parâmetros ambientais (WANG E LIANG, 2009). As três equações abaixo são do tipo:

$$R_n = aG_{\downarrow} + b \quad (2.17)$$

$$R_n = c(1 - \alpha_{oc})G_{\downarrow} + d \quad (2.18)$$

$$R_n = eG\downarrow + fRa \quad (2.19).$$

A alta correlação observada entre o saldo de onda curta e o saldo de radiação aumenta a confiabilidade deste tipo de aproximação e mostra a importância da(s) componente(s) solar(es) na estimativa de  $R_n$  (MURTAGH, 1976). A dificuldade na obtenção do saldo de onda longa, tanto por satélite quanto em redes de estações, mostra que esta parametrização pode ser uma boa opção para estimar saldos de radiação. Por outro lado, radiação solar global incidente à superfície pode ser estimada acuradamente e globalmente a partir de informações de satélite. Kaminsky e Dubayah (1997) e Alados *et al.* (2003) mostraram que a inclusão do albedo da superfície na parametrização apresenta leve melhoria na estimativa do saldo de radiação total. A variabilidade espacial dos coeficientes a, b, c, d, e, f tornam estas relações aplicáveis apenas a regiões com as mesmas características climáticas e geográficas.

Wang e Liang (2009) desenvolveram um método para estimar saldo de radiação a partir de informações de satélite e de medidas meteorológicas convencionais. Este método consiste em estabelecer uma relação linear entre o saldo de radiação e parâmetros ambientais (equação 2.20):

$$(R_n/BOC) = a_0 + a_1T_{min} + a_2DTR + a_3VI + a_4UR \quad (2.20)$$

em que BOC é o balanço de onda curta,  $T_{min}$  é o mínimo diário da temperatura do ar,  $DTR$  é a amplitude diária de temperatura do ar,  $VI$  é NDVI MODIS e  $UR$  a umidade relativa.

Segundo os autores, este método possui a vantagem de estimar saldos de radiação com precisão para uma ampla variedade de coberturas de solo, climas e elevações da superfície sem a necessidade de calibração local. Porém, este método tem a desvantagem de utilizar medidas meteorológicas convencionais dificultando a estimativa do saldo de radiação para extensas regiões.

## 2) Métodos físicos.

Consistem em estimar as componentes do saldo de radiação. Atualmente existem diversas metodologias para estimar cada uma das componentes do saldo de radiação mediante satélite, porém, em alguns casos utiliza-se informações de sensores orbitais em conjunto com informações de abrigos meteorológicos. Aproximações como valores constantes de albedo e emissividade da superfície também podem ser encontrados na literatura (JACOBS *et. al.*, 2000; SILVA *et. al.*, 2005).

Um algoritmo muito empregado na estimativa de fluxos de energia à superfície é o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), desenvolvido por Bastiaanssen *et al.* (1998). O SEBAL é um modelo físico que usa temperatura da superfície, refletância hemisférica superficial e NDVI, bem como suas inter-relações para inferir fluxos de energia e radiação, em condições de céu claro, para uma ampla variedade de usos do solo (figura 2.6) (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998). Um resumo do método encontra-se em Silva (2004).



Figura 2.6: Fluxograma com as principais etapas de cálculo do saldo de radiação à superfície utilizando o modelo SEBAL.

Fonte: adaptado de Bastiaanssen *et al.* (1998).

Bisht *et al.* (2005) desenvolveram um método para estimar saldo de radiação à

superfície para dias de céu claro sobre grandes áreas heterogêneas utilizando apenas produtos MODIS a bordo do satélite TERRA. O método consiste em determinar o saldo de radiação instantâneo (no momento da passagem do satélite) utilizando produtos MODIS (albedo, temperatura superficial do solo, temperatura do ponto de orvalho e do ar), segundo a eq. (2.1), e assim construir ciclos diários utilizando um modelo senoidal desenvolvido por Lagourade e Brunet (1983). Ataíde (2006) apresentou uma melhoria no modelo e diminuiu de quatro para três a quantidade de produtos MODIS utilizados.

## CAPÍTULO 3

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

O objetivo geral do trabalho consiste em avaliar cada uma das componentes do saldo de radiação (equação 2.16), utilizando apenas (na medida do possível) dados de satélite. Deseja-se, ainda, descrever ciclos diários do saldo de radiação. Para fins de comparação entre estimativas por satélite e “verdade terrestre”, foram escolhidas algumas estações com instrumentos de referência (que medem uma ou mais componentes do saldo de radiação). De acordo com a disponibilidade de dados, foi utilizado o ano de 2005 para análise dos resultados dos saldos de radiação e o ano de 2009 para análise dos resultados de algumas das componentes do saldo. Os dados de satélite (ou produtos derivados) utilizados neste trabalho tiveram como fonte: 1) os satélites GOES 10 e GOES 12 para estimativas de radiação solar, mascaramento de nuvens e temperatura da superfície; 2) satélites EOS (sensor MODIS) para estimar albedo da superfície, água precipitável, perfis de temperatura atmosféricos, temperatura da superfície e emissividade da superfície; 3) indiretamente o sensor AVHRR/NOAA, através de dados de NDVI para estimativas da emissividade da superfície. A tabela 3.1 resume o conjunto de informações satelitais utilizados.

Tabela 3.1. Lista de produtos de satélite utilizados e/ou elaborados neste trabalho.

Satélites	Sensores	Produtos
GOES 10/12	Imager	Radiação solar, mascaramento de nuvens, temperatura da superfície.
EOS	MODIS e AIRS	Albedo da superfície, água precipitável, perfis atmosféricos, temperatura e emissividade da superfície.
NOAA	AVHRR	Índice de vegetação por diferença normalizada.

### 3.1. Dados de Estações Terrestres

Para a realização deste trabalho foram utilizados dados de estações que continham informações mais detalhadas de fluxos de onda curta e longa associados a pelo menos três experimentos ou redes: CT-Hidro (2005), LBA (2009) e SONDA (2005). Especificamente foram considerados os dados de seis locais: Santa Rita do Passa Quatro-SP, Petrolina-PE, Brasília-DF, São Martinho da Serra-RS, Manaus-AM e Ji-Paraná-RO (tabela 3.2 e figura 3.1). Existem outras estações incluídas nesses programas; as do presente trabalho foram escolhidas pela rapidez de acesso a dados experimentais pré-processados para os anos de 2005 e 2009. Outras informações eventualmente disponíveis, como as de experimentos e redes na região amazônica, poderão ser úteis em trabalhos complementares.

Em Brasília, Petrolina e São Martinho da Serra, estações que fazem parte da rede SONDA (<http://sonda.ccst.inpe.br/>), a radiação solar global é medida por um piranômetro modelo CM21 (Kipp & Zonen) com precisão de  $\pm 2\%$ . A radiação de onda longa descendente é medida por um pirgeômetro modelo PIR (Eppley) com precisão de  $\pm 1\%$  (de 0 a  $700 \text{ W m}^{-2}$ ). A rede SONDA, antes de disponibilizar os dados de suas estações, submete-os a um processo de qualificação baseado na estratégia de controle de qualidade de dados adotada pela BSRN (Baseline Surface Radiation Network) (Neto *et al.*, 2007). Os dados da rede SONDA estão disponíveis com resolução temporal de um minuto, acessíveis em <http://sonda.ccst.inpe.br/>.

Tabela 3.2. Coordenadas geográficas e variáveis radiométricas medidas nas estações selecionadas para o estudo.

Estações	Latitude	Longitude	Altitude	Variáveis Medidas
Santa Rita do Passa Quatro/SP (CT-Hidro)	21°36'S	47°47'O	748 m	G↓, G↑, OLD, OLA
São Martinho da Serra/RN (SONDA)	29°26'S	53°49'O	489 m	G↓, OLD
Brasília/DF (SONDA)	15°36'S	47°42'O	1023 m	G↓, OLD
Manaus/AM (LBA)	2°36'S	60°12'O	130 m	G↓, G↑, OLD, OLA
Petrolina/PE (SONDA)	09°04'S	40°19'O	387 m	G↓, OLD
Petrolina/PE (CT-Hidro)	09°09'S	40°22'O	350 m	G↓, G↑, OLD, OLA

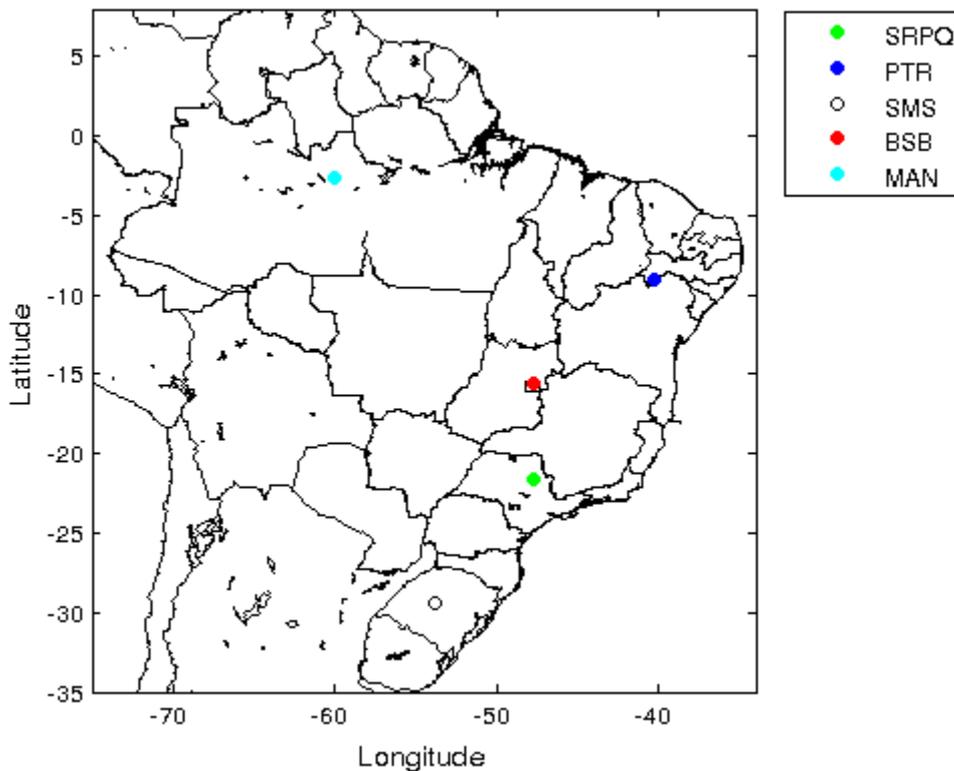


Figura 3.1. Localização das estações selecionadas para o estudo: Santa Rita do Passa Quatro-SP (SRPQ), Petrolina-PE (PTR), São Martinho da Serra-RS (SMS), Brasília-DF (BSB), Manaus-AM (MAN) e Ji-Paraná-RO (RON).

Em Santa Rita do Passa Quatro, estação que faz parte da rede CT-Hidro, a radiação solar incidente e a radiação refletida pela superfície foram medidas por um piranômetro modelo Licor 200X com precisão de 1%, a radiação de onda longa ascendente e descendente à superfície por um pirgêmetro modelo CG1 (Kipp e Zonen) com precisão de 10%.

Em Petrolina, estação que faz parte da rede CT-Hidro, a radiação solar incidente e a radiação refletida pela superfície foram medidas por um piranômetro modelo CM6B (Kipp & Zonen) com precisão de 1%, a radiação de onda longa ascendente e descendente à superfície por um pirgêmetro modelo CG1 (Kipp e Zonen) com precisão de 10%.

Na estação de Manaus, estação que faz parte do projeto LBA, a radiação solar incidente e refletida pela superfície foi medida por um piranômetro modelo CM21 (Kipp & Zonen), a radiação de onda longa ascendente e descendente à superfície foi medida por um pirgeômetro modelo CG1 (Kipp & Zonen), a temperatura da superfície por um sensor infravermelho de precisão modelo KT15 (Heimann).

Foram utilizados dados de radiossondagens disponíveis em <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> para os horários de 0 e 12Z. Estas mesmas radiossondagens podem ser obtidas no banco de dados do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC – INPE), porém, as usadas no presente trabalho foram selecionadas pelo rápido acesso.

Os locais acima descritos estão localizados em regiões com ecossistemas diferentes, os quais são resumidos a seguir:

- A estação de Santa Rita do Passa Quatro (CT-Hidro) localiza-se em uma área de plantação de cana-de-açúcar, variedade SP83-2847. O solo predominante é do tipo Latossolo Vermelho-Amarelo, textura arenosa e o clima da região é do tipo tropical de altitude, segundo Köppen (TATSCH, 2006).
- A estação de Petrolina (CT-Hidro) localiza-se em uma região de caatinga com vegetação de caráter espinhento e folhas pequenas com árvores de aproximadamente 4,5 metros de altura, pertencentes à família *Leguminosae* (*Mimosa tenuiflora*). O solo é classificado como Argissolo Amarelo e o clima da região como semi-árido, segundo Köppen (CUNHA, 2007).
- A estação de Manaus (LBA) está localizada na Reserva Biológica do Rio Cuieiras. Esta região apresenta um relevo fortemente ondulado com uma rede de drenagem entre platôs com solo caracterizado como Latossolo Amarelo Álico (Oxissol), com textura argilosa (ARAÚJO *et al.*, 2002). O sítio experimental está localizada em uma área típica de vegetação primária não perturbada, com dossel variando entre 30 e 40 m. O clima é típico da Amazônia Central.

### 3.2. Dados de Modelo de Previsão Numérica de Tempo

Foram utilizados dados de água precipitável obtidos a partir dos perfis atmosféricos do modelo global T126L de previsão de tempo do CPTEC/INPE. Os arquivos estão no formato binário, projeção geográfica regular com grades de 100x100 km e disponíveis nos horários de 0 e 12Z. Dados de água precipitável foram fornecidos pelo Grupo de Radiação Solar e Terrestre – DSA. Estes dados são gerados e armazenados a partir das saídas do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do CPTEC armazenadas no banco de dados da DSA/INPE.

### 3.3. Produtos de Satélites

#### 3.3.1. Temperatura de Brilho

Foram utilizadas imagens do satélite GOES 12 para o ano de 2005 armazenados na DSA. Estas imagens consistem de arquivos binários (formato inteiro 2 bytes) correspondentes a 1800x1800 pixels, em projeção regular de resolução 0,04° (aproximadamente 4 km). Destes foi utilizado o canal 4 (infravermelho termal) com faixa espectral de 10,2 a 11,2  $\mu\text{m}$ .

#### 3.3.2. Produto MODIS (MOD43B3) – albedo da superfície

Foi utilizado o produto albedo da superfície do instrumento MODIS (MOD43B3). Este produto está disponível no site <https://wist.echo.nasa.gov/~wist/api/imswelcome/> no formato HDF com resolução espacial de 1 km e médias a cada 16 dias entre os instrumentos MODIS a bordo dos satélites AQUA e TERRA. Os arquivos estão organizados em grânulos (figura 3.2) e estão em projeção senoidal. Esta projeção deforma a fisionomia procurando manter as áreas reais, (<http://www.brasilecola.com/geografia/projecoes-cartograficas.htm>)

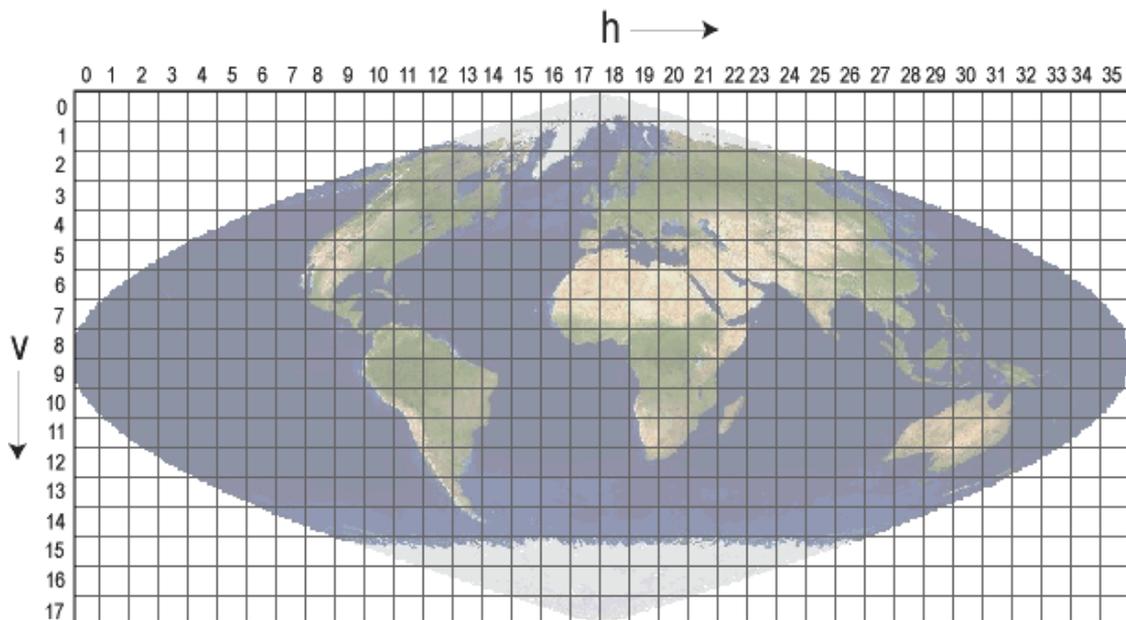


Figura 3.2. Representação da organização dos grânulos dos produtos MODIS  
 Fonte: [https://lpdaac.usgs.gov/products/modis\\_overview](https://lpdaac.usgs.gov/products/modis_overview)

### 3.3.3. Produto MODIS (MOD07\_L2/MYD07\_L2) – Perfis Atmosféricos, Água Precipitável Total

Os produtos de perfis atmosféricos e água precipitável podem ser encontrados em um único pacote HDF denominado MOD07\_L2 (TERRA)/MYD07\_L2 (AQUA). Os arquivos estão em resolução espacial de 5 km e temporal de um a dois dias durante o período diurno. Estes arquivos estão em projeção satélite, ou seja, ele é distribuído sem estar em grânulos pré-definidos, e sim no formato em que o satélite captura as imagens (Ataíde, 2006). Os perfis atmosféricos de temperatura e umidade possuem 20 níveis de pressão (5, 10, 20, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 620, 700, 780, 850, 920, 950, 1000 hPa). Antes de estar disponível ao público no site <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/> os dados passam por um processo de mascaramento de nuvens.

#### 3.3.4. Produto MODIS (MOD11\_L2/MYD11\_L2) – de Temperatura e Emissividade da Superfície

O produto MOD11\_L2 fornece informações acerca da emissividade e temperatura da superfície para as bandas 31 e 32 em resolução espacial de 1 km para situações de céu claro. Os dados estão organizados em grânulos (figura 10) e os arquivos são disponibilizados no formato HDF na projeção senoidal no site <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>.

O método *split-window* generalizado é usado para calcular a temperatura da superfície para o pixel cuja emissividade é conhecida na banda 31 e 32 (WAN *et al.*, 2002). Ele é uma extensão do *split-window* proposto por Becker e Li (1990) para o AVHRR e para ângulos de visada acima de 46° do nadir, levando em conta a dependência da estimativa da temperatura da superfície do continente com o ângulo de visada.

#### 3.3.5. Produto AIRS de Perfis da Atmosfera

O instrumento AIRS (Atmospheric Infrared Sounder), que está a bordo do satélite AQUA, fornece informações da atmosfera acerca da temperatura, umidade, ozônio, entre outros, com alta resolução vertical (100 níveis), porém, com baixa resolução horizontal (50x50 km) quando comparado com os produtos MODIS. Estão disponíveis diariamente durante o período diurno no site <http://mirador.gsfc.nasa.gov/> em formato HDF.

#### 3.3.6. NDVI

Os dados de NDVI são composições quinzenais processadas pelo GIMMS (Global Inventory Modeling and Mapping Studies) e fornecidos pelo GLCF (Global Land Cover

Facility, disponíveis em <http://ftp.glcf.umd.edu/data/gimms/>) e seus arquivos estão no formato GEOTIFF com 1152 linhas e colunas, em projeção cônica Albers de igual área com resolução espacial de 8 km (aproximadamente 0,072°). As composições foram obtidas a partir da refletância medida pelos canais 1 (0,6 μm) e 2 (0,8 μm) do radiômetro AVHRR a bordo do satélite NOAA-17 (período de 07/2003 a 12/2006). Com o objetivo de garantir a qualidade dos dados são aplicadas correções para (TURKER *et al.*, 2004):

- degradação residual do sensor e diferença entre calibração dos sensores;
- cobertura de nuvens;
- efeitos de ângulos solar solar zenital e visão do satélite;
- aerossóis vulcânicos;
- influências no sinal devido a pixels parcialmente contaminados com nuvens e vapor de água.

### 3.3.7. Modelo GL versão 1.2

Os dados do modelo GL armazenados na DSA consistem de arquivos binários (formato inteiro 2 bytes) correspondentes a 1800x1800 pixels, em projeção regular de resolução 0,04° (aproximadamente 4 km). Existe um arquivo GL por cada imagem GOES original (campo instantâneo), e um outro arquivo GL correspondente à integração diária de irradiâncias (com o valor diário expresso como média diária). Cada pixel de um arquivo GL instantâneo representa a média das estimativas para 3x3 pixels em torno do pixel considerado. Considera-se que esta é uma “média ergódica” correspondente à média temporal que o pixel observaria em intervalos temporais da ordem de ½ hora. Esta hipótese permite obter integrações temporais mais representativas da irradiação diária (CEBALLOS *et al.* 2004).

Os arquivos de irradiação diária estimada são obtidos por integração (método trapezoidal) de todos os arquivos GL gerados em um dia (em princípio, um a cada meia hora no período diurno), sendo que a qualidade desta integração pode ser afetada por

eventuais falhas na recepção de imagens; estas falhas podem ser erros de recepção dentro de uma imagem, ou eventualmente ausência de recepção de imagem em um dado horário. Se houver ausência de imagens por mais de três horas consecutivas, a integração diária não é realizada nesse dia.

### 3.4. Métodos de Estimativa

A metodologia do presente trabalho está dividida em 4 partes distintas e visa utilizar apenas informações de satélites para estimar o saldo de radiação à superfície. A primeira parte consiste em estimar o balanço de onda curta. A segunda parte consiste em estimar a radiação de onda longa ascendente da superfície. A terceira parte consiste em estimar a radiação de onda longa descendente utilizando perfis atmosféricos e água precipitável MODIS. A quarta parte consiste em estimar o saldo de radiação à superfície. O estudo se concentrou nas irradiâncias observadas e estimadas mencionadas na tabela 3.2, explorando ainda a possibilidade de traçar campos de saldos de radiação.

A diferença nas resoluções espaciais dos diferentes produtos de satélites foi contornada considerando, a priori, o valor do pixel sobre a determinada estação no caso de construção de ciclos diurnos do saldo de radiação e/ou de suas componentes. Para a construção dos campos de saldos foi realizada interpolação de forma a representar as imagens dos diversos produtos satelitais com a mesma resolução espacial do satélite GOES-12 (4x4 km). Para os dados MODIS, foi utilizado a ferramenta MRT (*Modis Reprojection Tools*) para construção de mosaicos, mudança de projeção (senoidal para geográfico) e mudança na resolução espacial.

#### 3.4.1. Balanço de Radiação de Onda Curta (BOC)

O balanço de onda curta foi estimado utilizando informações do modelo GL versão 1.2 e o produto MODIS de albedo da superfície.

Não foram feitas modificações no algoritmo do modelo GL e, portanto, foi realizada apenas análise dos erros do modelo com relação às medições das estações de Petrolina das redes SONDA e CT-Hidro, Manaus (LBA), Brasília (SONDA), Santa Rita do Passa Quatro (CT-Hidro) e São Martinho da Serra (SONDA) a fim de verificar a acurácia do modelo.

A radiação solar refletida pela superfície foi estimada considerando informações do modelo GL e do produto MODIS de albedo da superfície. Foram utilizados do produto MODIS duas camadas de informações que consistem da refletância hemisférica e a refletância bihemisférica que marcam os casos extremos de iluminação direta e difusa. O albedo total foi calculado considerando uma média aritmética entre os dois casos.

#### 3.4.2. Radiação de Onda Longa Ascendente (OLA)

A radiação de onda longa ascendente da superfície foi estimada de acordo com a equação

$$OLA = \varepsilon_s \sigma T_{sc}^4 . \quad (3.1)$$

Para avaliar o comportamento da emissividade, foram comparados dois métodos: Van de Griend e Owe (1993), que utiliza informações de NDVI, e o produto MODIS de emissividade da superfície.

Para estimar a temperatura da superfície continental mediante o uso de satélite, foi utilizado um método monocanal proposto por Souza e Silva (2005). O método consiste em utilizar temperatura de brilho de canais termais (centrados em 11  $\mu\text{m}$ ) mais uma correção atmosférica, ou seja

$$T_{sc} = T_{b4} + \Delta T, \quad (3.2)$$

em que  $T_{b4}$  é a temperatura de brilho do canal 4 do satélite GOES 12 adotado neste trabalho e  $\Delta T$  é calculado como:

$$\Delta T = \frac{B(T_{b4}) \left( \frac{1}{\alpha_1} - 1 \right) - \frac{\alpha_2}{\alpha_1} B(T_a)}{\frac{dB(T_{b4})}{dT_{b4}}}, \quad (3.3)$$

em que  $B(T_{b4})$  e  $B(T_a)$  são irradiâncias monocromáticas referentes a temperatura de brilho do canal 4 e da temperatura média do ar, respectivamente, considerando um comprimento de onda médio de 11  $\mu\text{m}$ .  $\alpha_1$  e  $\alpha_1$  são coeficientes calculados da seguinte forma:

$$\alpha_1 = \epsilon_s \tau \quad (3.4)$$

$$\alpha_2 = (1 - \tau)[1 + \tau(1 - \epsilon_s)], \quad (3.5)$$

em que  $\tau$  corresponde à transmitância da atmosfera calculada como função da água precipitável total  $w$  ( $\text{kg m}^{-2}$ ):

$$\tau = 0,951 - 0,01 w \exp\left(\frac{3w}{1+w}\right) \quad (3.6)$$

A temperatura média da atmosfera ( $T_M$  em K) foi calculada de acordo com Davis *et al* (1985)

$$T_M = \frac{\int \frac{e_a}{T} dz}{\int \frac{e_a}{T^2} dz} \approx \frac{\sum_{i=1}^N \frac{e_{ai}}{T_i} \Delta z_i}{\sum_{i=1}^N \frac{e_{ai}}{T_i^2} \Delta z_i}, \quad (3.7)$$

em que  $e_a$  é a pressão parcial de vapor de água (hPa),  $T_i$  a temperatura (K) no nível  $Z$

(km). Para o cálculo de  $T_M$  utilizou-se perfis atmosféricos do modelo global de previsão do tempo do CPTEC-INPE. Este estimador de  $T_M$  difere do proposto por Souza e Silva (2005).

Por fim, o quociente da equação 3.3 foi calculado da seguinte forma:

$$\frac{dB(T_{b4})}{dT_{b4}} = \frac{C_1 C_2 \exp\left(\frac{C_2}{\bar{\lambda} T_{b4}}\right)}{\bar{\lambda}^6 T_{b4}^2 \left[ \exp\left(\frac{C_2}{\bar{\lambda} T_{b4}}\right) - 1 \right]^2}, \quad (3.8)$$

em que  $C_1 = 1,19104356 \times 10^8 \text{ W } \mu\text{m}^4 \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$  e  $C_2 = 1,4387685 \times 10^4 \text{ } \mu\text{m K}$ .

O modelo de Souza e Silva estima a temperatura da superfície em condições de céu claro e, portanto, foi necessário desenhar um processo de mascaramento de nuvens, aplicado às estações de Petrolina (CT-Hidro) e Santa Rita do Passa Quatro nos meses de fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005. Para o desenho foram escolhidos 15 dias de cada estação e realizados os seguintes passos:

1. Cálculo da diferença entre modelo (sem considerar mascaramento) e a medida da temperatura do solo na estação.
2. Diagrama de dispersão dos erros *versus* a temperatura de brilho do canal 4 do satélite;
3. Verificação dos casos nos quais o erro era inferior a 10 K.

Verificou-se que existia um limiar de  $T_{b4} = 280 \text{ K}$  para o qual se contemplava o terceiro critério. Este limiar foi a condição aplicada para considerar condições de céu claro para o resto dos dias.

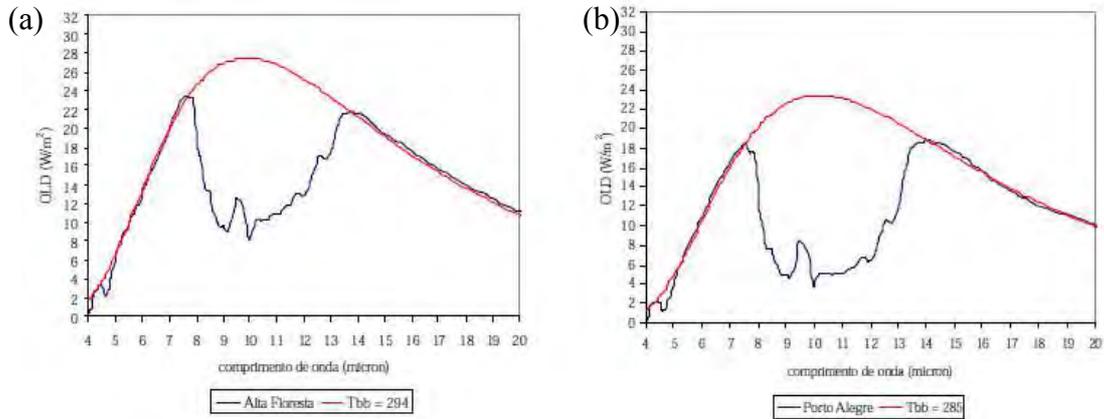


Figura 3.3. OLD simulada pelo SBDART utilizando perfis atmosféricos reais. A curva em vermelho corresponde a um corpo negro. (a) Alta Floresta-MT e (b) Porto Alegre. Fonte: Ceballos e Souza (2004).

### 3.4.3. Radiação de Onda Longa Descendente (OLD)

A figura 3.3 ilustra resultados obtidos por Ceballos e Souza (2004) para o espectro de OLD em Alta Floresta-MT e Porto Alegre-RS. Considerando as regiões R1, R2, R3 mencionadas na seção 2.6.2, a OLD aparece ajustada por um corpo negro a uma temperatura  $T_m$  (a definir) nas regiões R1 e R3, as quais teriam uma emissividade espectral  $\epsilon_{R1} = \epsilon_{R3} = 1$ . Do seu lado, a região R2 teria uma emissividade  $\epsilon_{R2} < 1$ . Considerando que cada região ocupa uma fração  $f_{Ri}$  ( $i = 1, 2, 3$ ) da radiação emitida pelo corpo negro, vale considerar a expressão seguinte:

$$OLD = f_{(R1)}\sigma T_m^4 + f_{(R2)}\epsilon_{R2}(w)\sigma T_m^4 + f_{(R3)}\sigma T_m^4, \quad (3.9)$$

Ceballos e Souza definiriam  $T_m$  como a temperatura média da camada atmosférica responsável por 90 % da OLD. A equação 3.9 pode ser re-escrita como:

$$OLD = \epsilon_{claro}\sigma T_m^4 \quad (3.10)$$

$$\epsilon_{claro} = 1 - f_{R2}[1 - \epsilon_{R2}(w)]. \quad (3.11)$$

Para avaliar  $\varepsilon_{R2}$  nos locais considerados foi utilizado o SBDART e perfis da atmosfera obtidos por sondagens MODIS (AQUA e TERRA). Os resultados e a escolha de valor de  $T_m$ , assim a estimativa das frações  $f_{R2}$  são discutidos na seção 4.2.2.

#### 3.4.4. Saldo de Radiação à Superfície

Neste trabalho, o saldo de radiação à superfície foi estimado da seguinte forma:

$$R_n = G_{\downarrow} (1 - \alpha_{OC}) + OLD (1 - \alpha_{OL}) - OLA , \quad (3.12)$$

em que  $R_n$  é o saldo de radiação à superfície,  $G_{\downarrow}$  a radiação solar incidente à superfície,  $\alpha_{OC}$  é o albedo da superfície para radiação de ondas curtas e  $\alpha_{OL}$  o albedo da superfície para radiação de ondas longas. O termo  $(1 - \alpha_{OL})$  corresponde à radiação OLD que é refletida pela superfície. Vale lembrar que o saldo de radiação foi avaliado apenas para o período diurno.

A influência de nuvens no saldo de radiação foi avaliado qualitativamente através de ciclos diários do próprio saldo de radiação bem como de suas componentes utilizando apenas informações das estações meteorológicas. Para tanto, foram utilizadas informações das estações de Petrolina-PE (CT-Hidro) e Santa Rita do Passa Quatro no ano de 2005 e Manaus no ano de 2009.

## CAPÍTULO 4

### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 4.1. Radiação de Ondas Curtas

##### 4.1.1. Radiação Solar Incidente à Superfície

Para avaliar o comportamento do modelo GL foram utilizados dados piranométricos para os meses de janeiro, fevereiro, agosto e setembro de 2005 das estações de Brasília, Santa Rita do Passa Quatro, Petrolina (SONDA e CT-Hidro), São Martinho da Serra e para os mesmos meses de 2009 para a estação de Manaus. Os dados foram integrados para avaliar médias diárias e desconsiderou-se dias em que houve ausência de três horas consecutivas de dados.

A figura 4.1 mostra a relação entre irradiâncias médias diárias estimadas pelo modelo GL e medidas por piranômetros nas estações acima mencionadas. A estação de Santa Rita do Passa Quatro foi instalada no dia 6 de fevereiro de 2005, justificando a ausência de dados no mês de janeiro. Os desvios médios e padrão do modelo com relação aos valores medidos são mostrados na tabela 4.1.

Tabela 4.1. Desvios médio (dmed) e padrão (dpad) diários (em  $W m^{-2}$ ) do modelo GL com relação às medidas em superfície para Brasília (BSB), Santa Rita do Passa Quatro (SRPQ), Petrolina/CT-Hidro (PTR-CTH), Petrolina/SONDA (PTR-SON), São Martinho da Serra (SMS) no ano de 2005 e Manaus (MAN) no ano de 2009.

Estações	BSB		SRPQ		PTR-CTH		PTR-SON		SMS		MAN	
	dmed	dpad	dmed	dpad	dmed	dpad	dmed	dpad	dmed	dpad	dmed	dpad
Janeiro	x	x	x	x	-25,0	21,7	-15,4	25,5	-15,4	16,7	-13,0	22,7
Fevereiro	3,4	26,8	-1,6	22,0	0,2	25,8	17,2	16,5	-5,2	15,9	-17,5	24,8
Agosto	12,7	13,4	19,5	8,7	6,0	18,8	31,2	16,5	12,9	18,3	5,15	21,32
Setembro	21,0	13,5	30,1	19,1	-3,4	33,8	-22,7	27,0	5,8	25,5	8,5	17,6
Média	12,3	17,9	16,0	16,6	-5,5	25,0	2,6	21,3	-0,5	19,1	-4,2	21,6

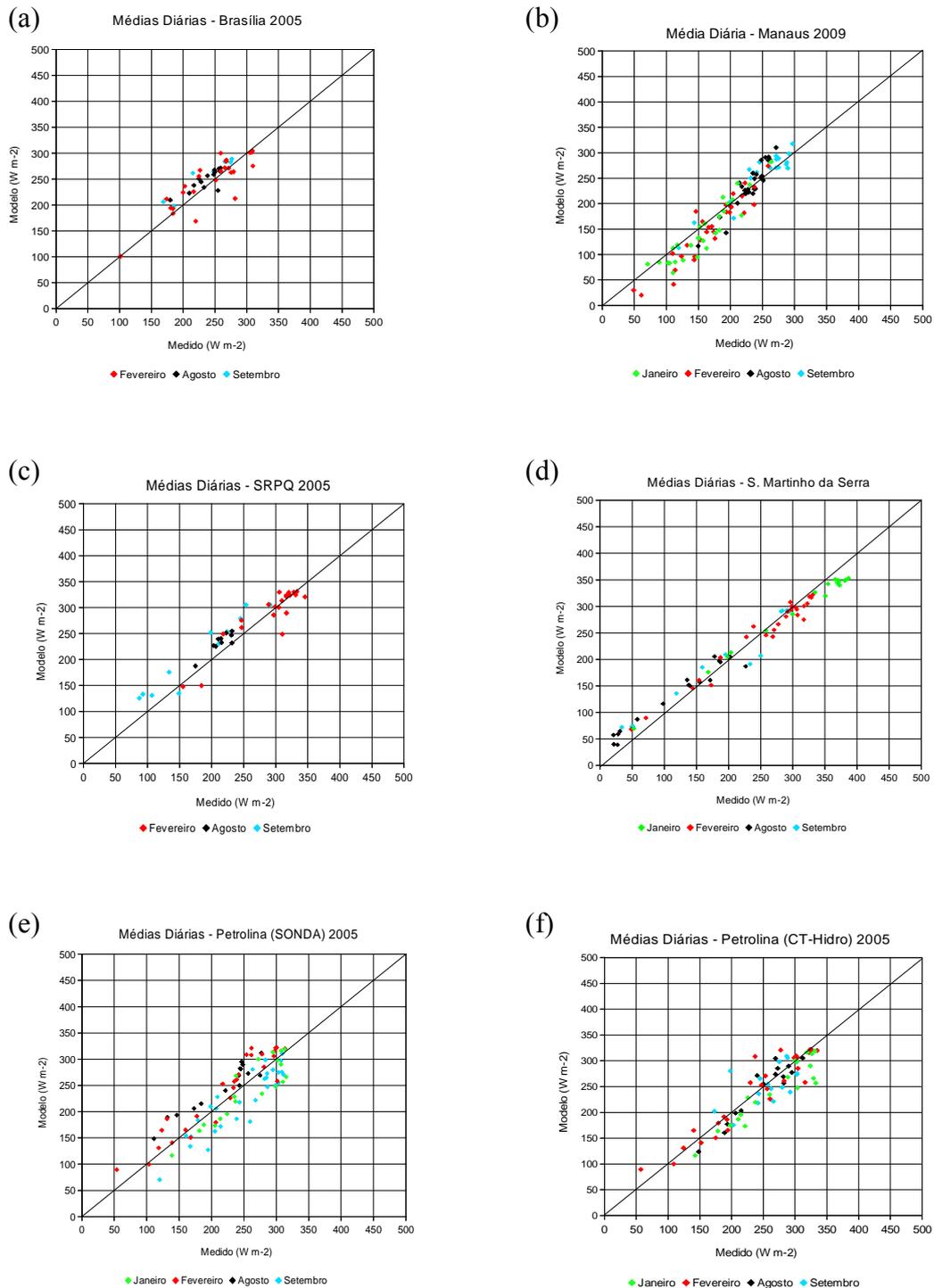


Figura 4.1. Comparações entre medidas e estimativas pelo modelo GL 1.2 de radiação solar média diária para janeiro, fevereiro, agosto e setembro de 2005 nas estações de (a) Brasília, (b) Manaus, (c) Santa Rita do Passa Quatro, (d) São Martinho da Serra, (e) Petrolina (SONDA) e (f) Petrolina (CT-Hidro).

Podemos observar na figura 4.1 que as médias diárias de todas as estações apresentam linearidade genérica com relação às observações. De acordo com a tabela 4.1, o modelo GL apresentou desvios médios negativos em todas as estações durante o mês de janeiro (2009 em Manaus e 2005 nas demais estações). Estes erros podem estar relacionados com a quantidade de água precipitável adotada pelo modelo. Os campos de água precipitável adotados pelo modelo são  $3,5 \text{ g cm}^{-2}$  ao sul de  $20^{\circ}\text{S}$  e  $4,5 \text{ g cm}^{-2}$  ao norte dessa latitude para regiões tropicais. Estes valores são médias típicas observadas em análises do NCEP (National Centers for Environmental Prediction) para 12 UTC (Ceballos *et al.*, 2004). Claramente a água precipitável não é constante no espaço e no tempo. Ainda, Ceballos *et al.* (2011) sugeriram a possibilidade a existência de erros associados à calibração do sensor visível do satélite e à refletância lateral de nuvens de grande desenvolvimento vertical. Em oposição a janeiro, o mês de agosto apresentou super estimativa do modelo com relação às medidas em todas as estações. O albedo da superfície no intervalo visível pode introduzir erros, uma vez que é considerado constante ( $R_{\text{VIS}} = 0,09$ ). Ademais, existe uma distribuição regional e variações sazonais de  $R_{\text{VIS}}$ . A outra possível fonte de erros está na calibração dos instrumentos de superfície. Pode-se observar clara diferença entre as regressões nas estações de Petrolina da rede CT-Hidro e da rede SONDA, bem como nos desvios médio e padrão na tabela 4.1.

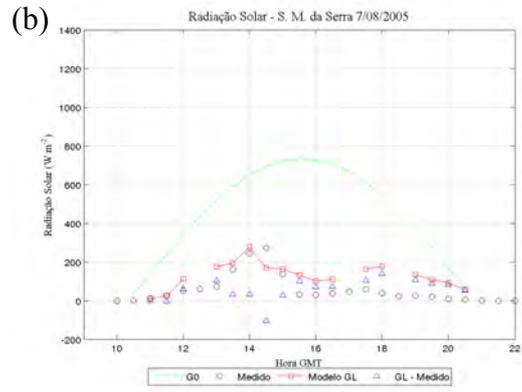
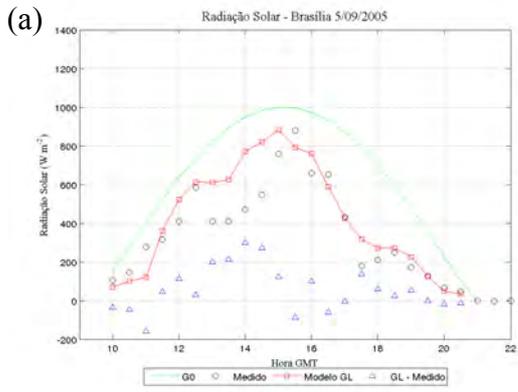
As figuras 4.2 e 4.3 mostram ciclos diários de radiação solar medida, estimada pelo GL 1.2 e os desvios entre eles (GL – medido) em condições de nebulosidade variável (figura 4.2) e predominância de céu claro (figura 4.3). Estes, são comparados com um modelo de céu claro (G0) (CEBALLOS, 2000) similar ao GL 1.2. Os ciclos diários mostram o comportamento do GL em situações de nebulosidade variável para Brasília, Petrolina (CT-Hidro e SONDA), Santa Rita do Passa Quatro e São Martinho da Serra.

Os erros do modelo com relação às medidas, em condições de nebulosidade variável, podem estar relacionados com a não isotropia na refletância do topo das nuvens, de forma que o valor limite de  $R_{\text{max}}$  ( $= 0,465$ ) do modelo GL tenha um ciclo diário. Da mesma forma, o valor mínimo considerado de  $R_{\text{min}}$  ( $=0,093$ ) pode ocasionar erros na

estimativa do ciclo diurno. Em geral, as mesmas fontes de erros discutidos na seção 4.1.1 podem ser considerados aqui. Ainda assim, o modelo apresenta boa acurácia com relação aos dados medidos.

Nas duas condições (predominância de céu claro e nebulosidade variável) pode-se observar diferenças no comportamento da radiação solar em Petrolina nas estações CT-Hidro e SONDA. Esse comportamento pode estar relacionado com a distância entre as duas estações (cerca de 11 km), tanto como com problemas de calibração dos instrumentos.

De forma geral, o modelo GL apresentou resultados bastante acurados para diversas regiões tão distantes geograficamente tanto em condições de predominância de céu claro como em condições de nebulosidade variável. Numa escala mensal o erro médio da irradiância média diária está entre  $-5$  e  $+16 \text{ W m}^{-2}$ , dependendo do local, e o desvio padrão em torno de  $20 \text{ W m}^{-2}$ .



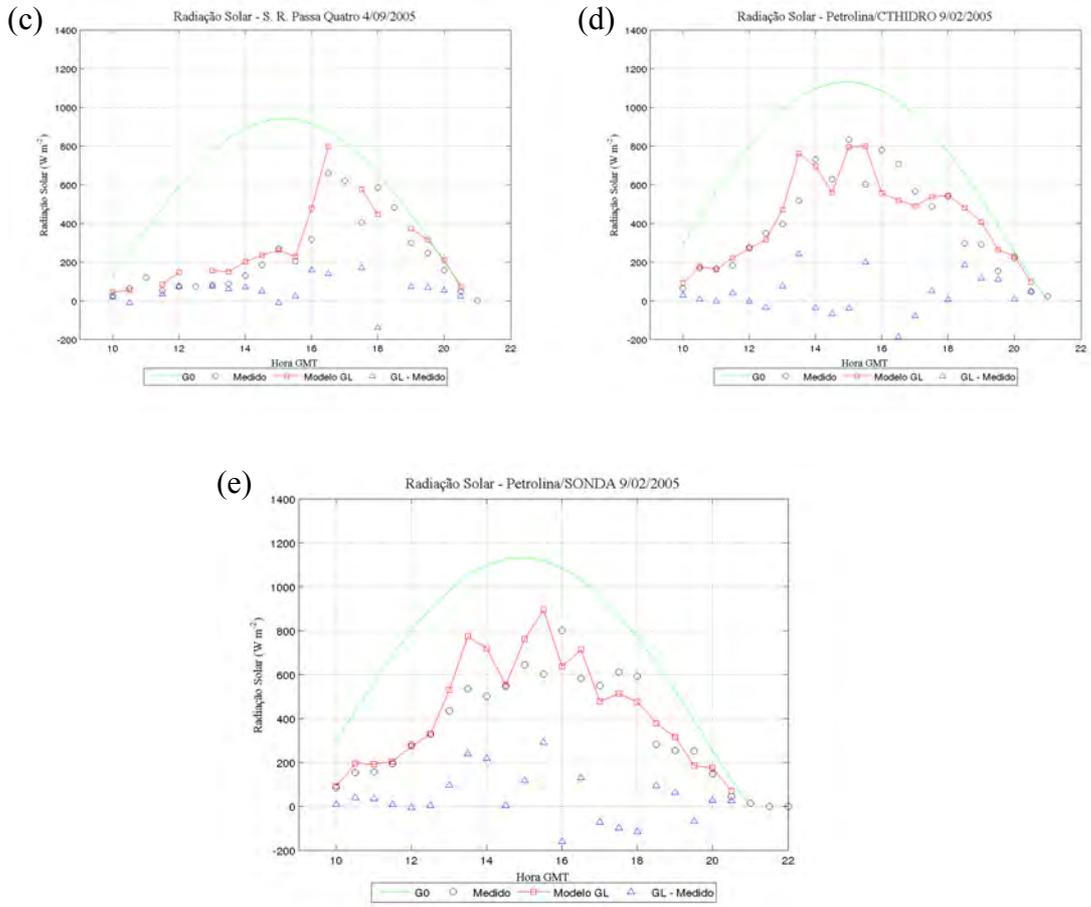
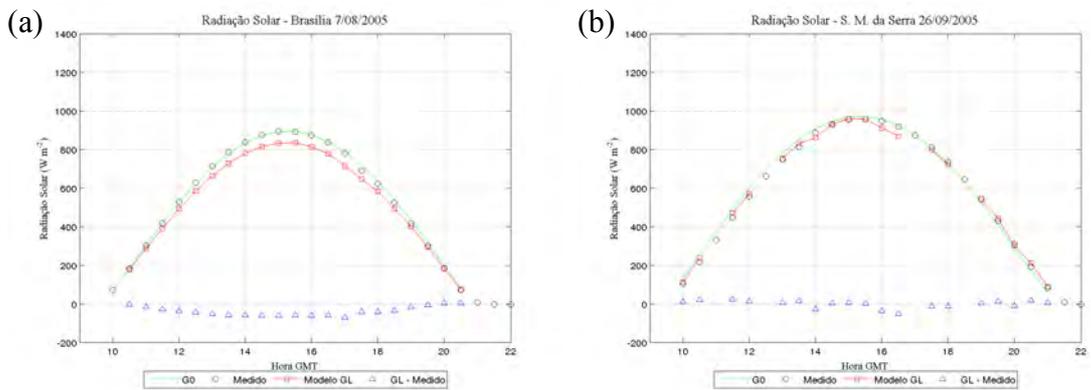


Figura 4.2. Ciclos Diurnos de radiação solar à superfície em condições de nebulosidade variável.



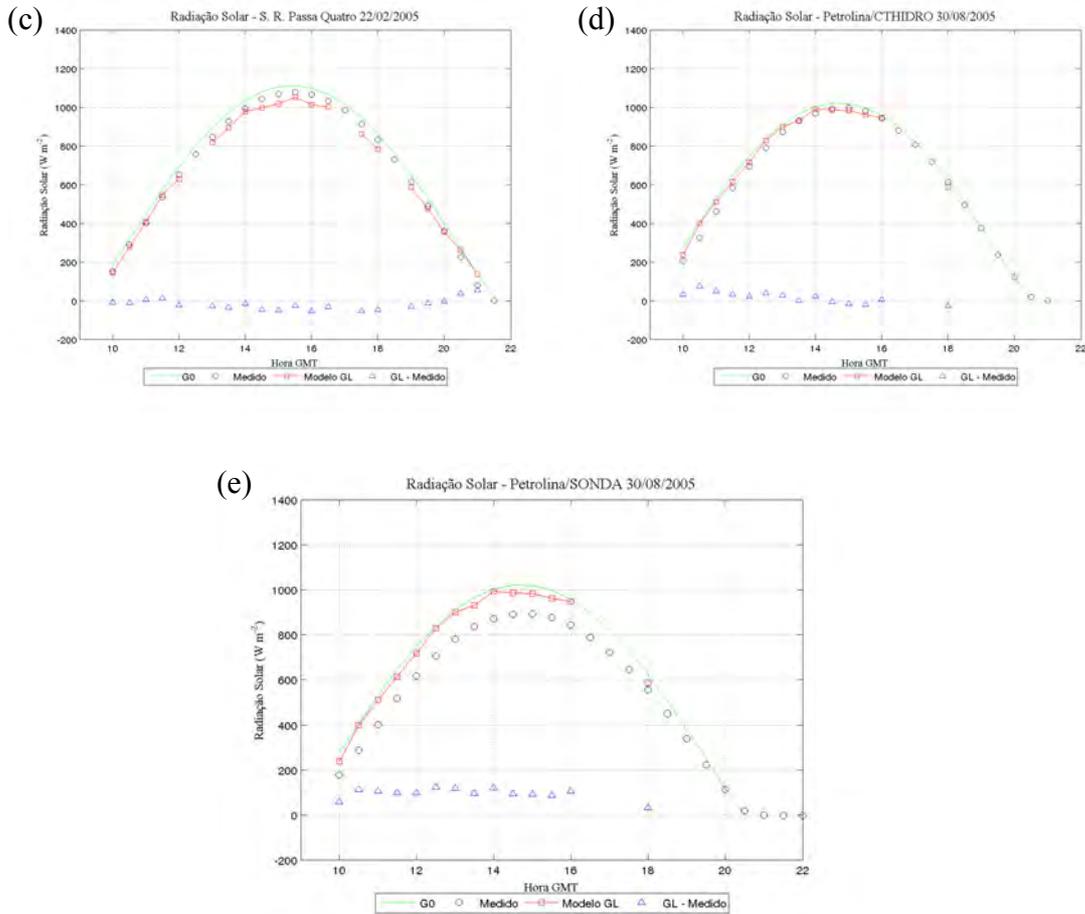


Figura 4.3. Ciclos Diurnos de radiação à superfície com predominância de céu claro.

#### 4.1.2 – Radiação Solar Refletida pela Superfície

A tabela 4.2 mostra os valores médios mensais e os desvios padrão do albedo medido para as estações de Santa Rita do Passa Quatro, Petrolina (CT-Hidro) (ambas em 2005) e Manaus (2009) nos horários entre 14 e 16 horas GMT. Pode-se observar que os maiores desvios, em Petrolina e Manaus, ocorrem nos meses de janeiro e fevereiro e em Santa Rita do Passa Quatro nos meses de setembro e fevereiro, porém, nesses casos as variações não chegam a afetar a segunda casa decimal. Na figura 4.4, os menores

valores do albedo estão associados aos menores valores de radiação incidente, que por sua vez, podem estar associados à presença de nuvens (destacados com círculos vermelhos). Esse comportamento pode estar relacionado com o aumento da umidade na superfície, uma vez que foram observados em períodos chuvosos. A umidade na superfície tende a absorver radiação na região espectral do infravermelho próximo, diminuindo assim a radiação refletida. A figura 4.5 mostra o comportamento da refletância em função do comprimento de onda para três configurações de umidade no solo. Observa-se que a medida que se aumenta o teor de umidade no solo, a refletância na região espectral do infravermelho próximo diminui.

Tabela 4.2. Valores médios e desvios padrão dos albedos em cada estação.

Estações	Meses	Média
Santa Rita do Passa Quatro	Fevereiro	0,17
	Agosto	0,17
	Setembro	0,16
Petrolina (CT-Hidro)	Janeiro	0,13
	Fevereiro	0,12
	Agosto	0,12
	Setembro	0,12
Manaus	Janeiro	0,12
	Fevereiro	0,11
	Agosto	0,13
	Setembro	0,13

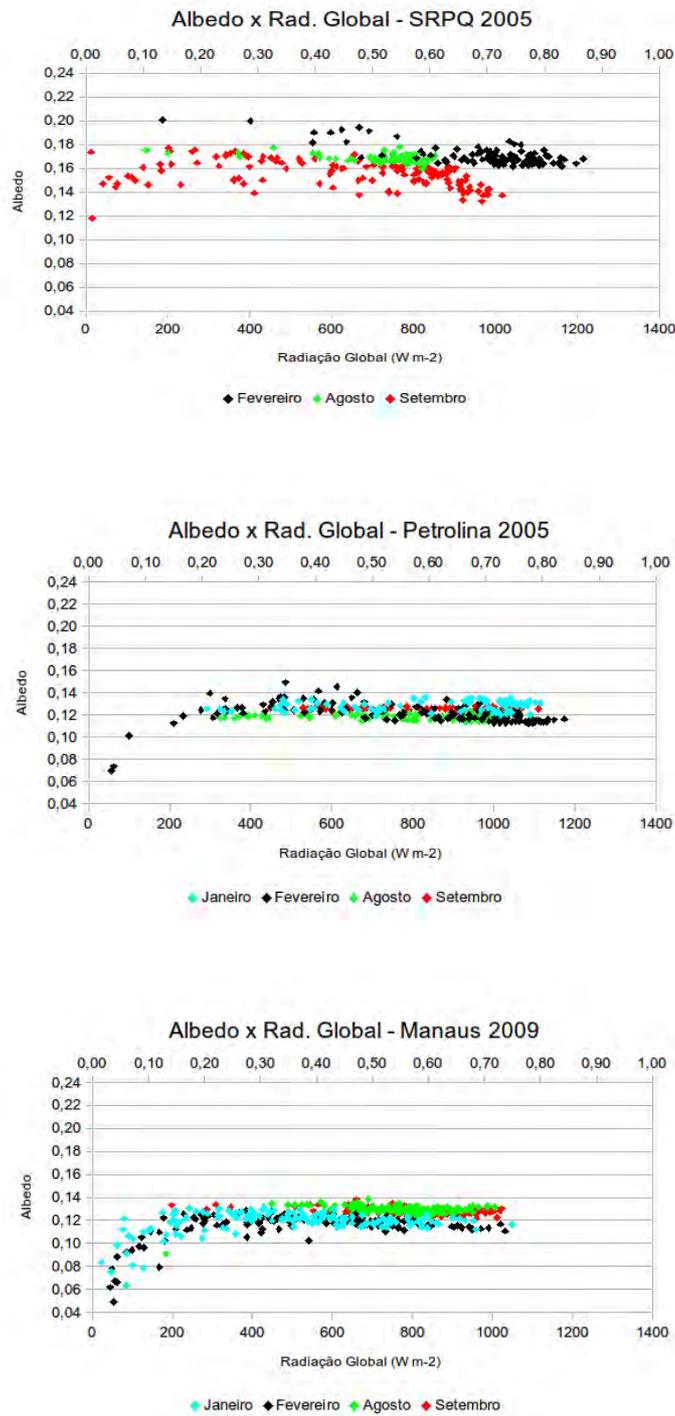


Figura 4.4. Variação do albedo com relação à radiação global à superfície para Santa Rita do Passa Quatro (2005), Petrolina (2005) e Manaus (2009) entre 14 e 16 GMT.

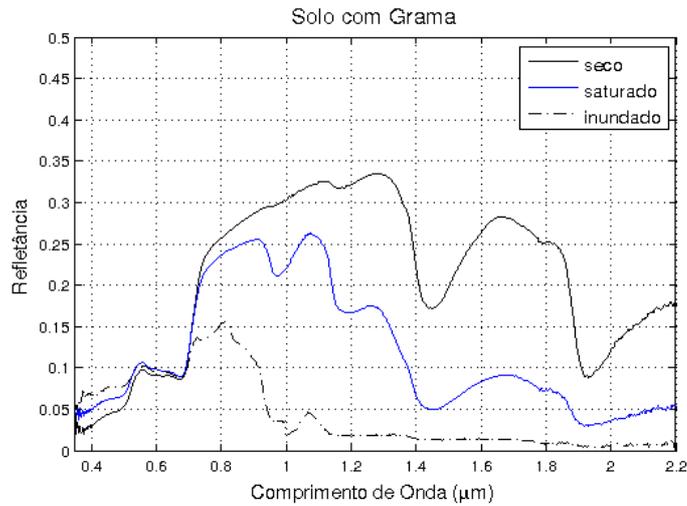


Figura 4.5. Refletância da superfície em função do comprimento de onda para três configurações de umidade do solo (experimento realizado no Laboratório de Radiometria do INPE).

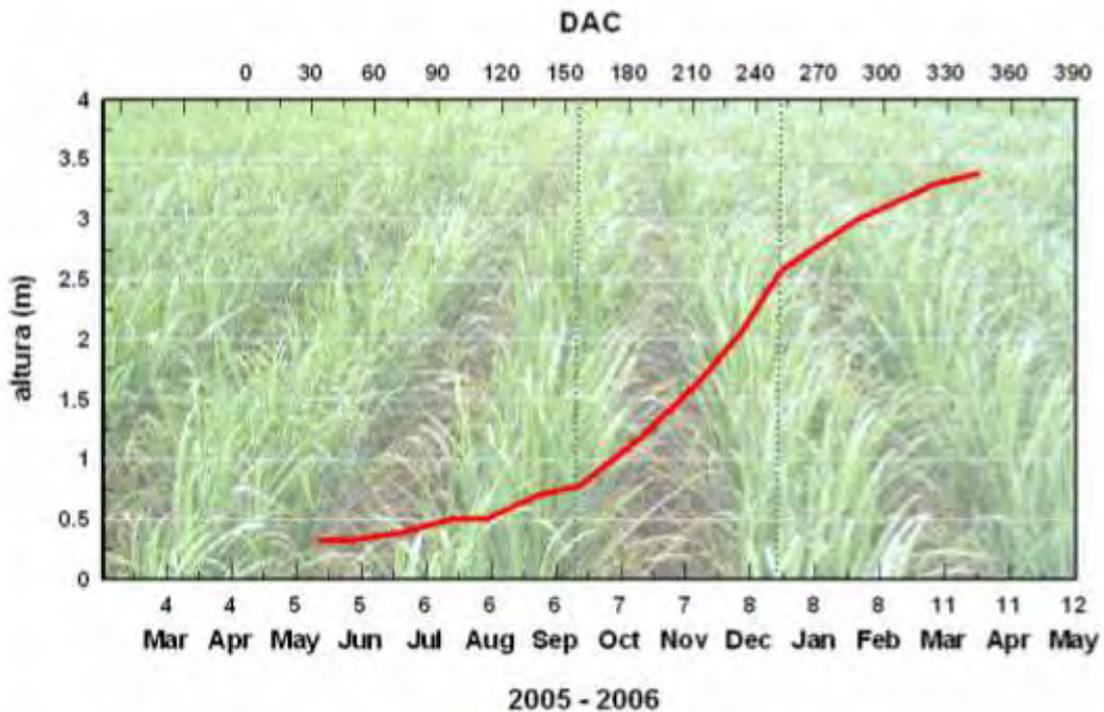


Figura 4.6. Crescimento da cana-de-açúcar da estação localizada em Santa Rita do Passa Quatro. A escala superior se refere a dias após o corte.  
Fonte: Tasch (2006).

Em Santa Rita do Passa Quatro o mês de setembro apresenta grande variabilidade do

albedo. Esta variabilidade possivelmente pode estar relacionada com precipitação acima da média histórica, observada por Tasch (2006), e a baixa altura da cana-de-açúcar (figura 4.6) fazendo com que o efeito umidade do solo mais a vegetação influencie no albedo.

Esperava-se que em Petrolina houvesse uma variação mais significativa do albedo entre o período chuvoso (janeiro e fevereiro) e o período mais seco (agosto e setembro), uma vez que ocorre mudança da cobertura vegetal na região. Porém, neste período o efeito de uma vegetação mais densa pode ter coberto os efeitos da umidade no solo.

De forma geral, como os efeitos do ângulo zenital solar não devem ser levados em conta neste trabalho, uma vez que foram selecionados horários entre 14 e 16 horas GMT, os valores de albedo tendem a ser praticamente constante de forma que em casos de ausência de informações de albedo MODIS poderíamos utilizar um valor típico para a região.

Com relação ao albedo estimado por satélite, a tabela 4.3 mostra os valores obtidos pelo instrumento MODIS. Na tabela,  $\alpha$  é o valor do pixel centrado na estação,  $\bar{\alpha}$  é a média de 5 x 5 pixels e  $\sigma_{\alpha}$  é o desvio padrão de 5 x 5 pixels. Os termos da tabela, BSA e WSA (*black sky albedo* e *white sky albedo*), se referem as condições de iluminação direta e difusa.

A tabela 4.4 mostra os valores de desvios médios e padrão das estimativas com relação às medidas bem como o número de observações para cada estação.

Tabela 4.3. Valores quinzenais do pixel centrado na estação ( $\alpha$ ), médias de 5 x 5 pixels e os desvios padrão.

		Petrolina			SRPQ			Manaus		
		$\alpha$	$\bar{\alpha}$	dpad	$\alpha$	$\bar{\alpha}$	dpad	$\alpha$	$\bar{\alpha}$	dpad
1ºq JAN	BSA	0,11	0,12	0,01	X	0,15	0,01	X	X	X
	WSA	0,13	0,13	0,01	X	0,17	0,01	X	X	X
2ºq JAN	BSA	0,12	0,11	0,005	X	0,15	0,03	X	X	X
	WSA	0,14	0,13	0,01	X	0,16	0,04	X	X	X
1ºq FEV	BSA	0,11	0,11	0,01	0,15	0,14	0,01	X	X	X
	WSA	0,12	0,13	0,01	0,15	0,16	0,01	X	X	X
2ºq FEV	BSA	0,13	0,13	0,01	0,15	0,14	0,01	X	X	X
	WSA	0,17	0,16	0,01	0,17	0,16	0,01	X	X	X
1ºq AGO	BSA	0,10	0,10	0,01	0,14	0,14	0,01	0,11	0,11	0,0065
	WSA	0,11	0,12	0,01	0,15	0,14	0,01	0,12	0,12	0,0074
2ºq AGO	BSA	0,10	0,11	0,01	0,15	0,14	0,01	0,11	0,11	0,0033
	WSA	0,11	0,12	0,01	0,16	0,15	0,01	0,13	0,13	0,0043
1ºq SET	BSA	0,10	0,11	0,01	0,15	0,14	0,01	0,098	0,10	0,005
	WSA	0,12	0,12	0,01	0,17	0,15	0,01	0,11	0,11	0,0111
2ºq SET	BSA	0,10	0,11	0,01	0,13	0,13	0,01	0,11	0,11	0,024
	WSA	0,12	0,12	0,01	0,15	0,15	0,01	0,12	0,12	0,0275

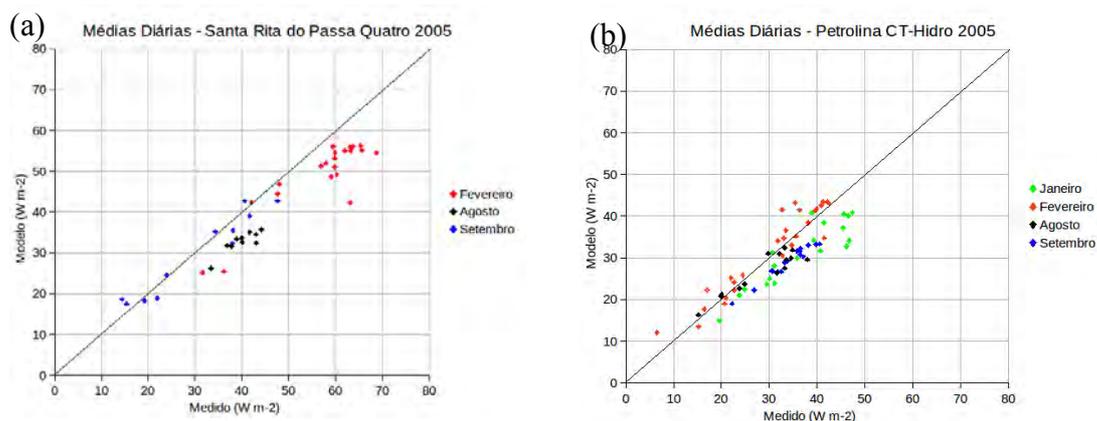


Figura 4.7. Comparações entre medidas e estimativas (GL + albedo MODIS) da radiação solar refletida pela superfície para o ano de 2005 nas estações de (a) Santa Rita do Passa Quatro e (b) Petrolina (CT-Hidro).

Tabela 4.4. Desvios médios e padrão diários das estimativas com relação às medidas em superfície para Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro para o ano de 2005. Também consta o número de observações (n. obs) para cada mês.

		Janeiro	Fevereiro	Agosto	Setembro
Petrolina	dmed	-5,40	1,55	-2,33	-4,98
	dpad	3,81	3,22	2,98	1,15
	Núm. Obs.	19	27	15	16
Santa Rita do Passa Quatro	dmed	X	-7,68	-7,12	-0,83
	dpad	X	4,55	1,65	3,16
	Núm. Obs.	X	21	10	11

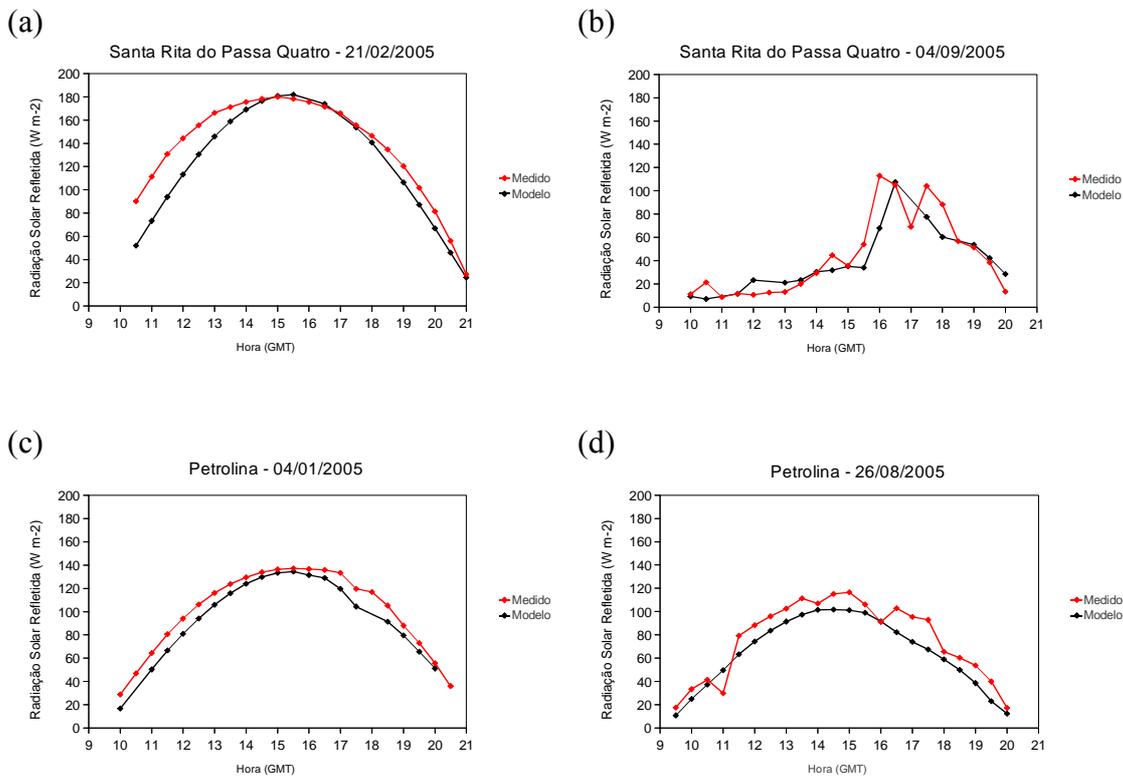


Figura 4.8. Ciclo Diário de radiação solar refletida medida (vermelho) e estimada (preto; Modelo GL + albedo MODIS) para as estações de Santa Rita do Passa Quatro e Petrolina.

A figura 4.8 mostra o ciclo diário da radiação solar refletida pela superfície para Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro. Podemos observar que mesmo considerando um

valor constante para quinze dias é possível estimar ciclos de radiação de onda curta refletida pela superfície utilizando informações de satélite com bons resultados para todas as condições de cobertura do céu.

## 4.2. Radiação Terrestre

### 4.2.1. Radiação de Onda Longa Ascendente (OLA)

A OLA foi estimada de acordo com a equação 3.1 (seção 3.4.2). Para sua estimativa são necessários o conhecimento da emissividade e temperatura da superfície ( $T_{SC}$ ). Para estimar  $T_{SC}$  utilizou-se o método proposto por Souza e Silva (2005) que se baseia no método monocanal. Como variáveis de entrada foram utilizados temperaturas de brilho do canal 4 do satélite GOES e perfis atmosféricos do modelo MCGA do CPTEC/INPE. Embora dados de  $T_{SC}$  (Produtos MODIS) fossem acessíveis, as estimativas mediante GOES foram adotadas porque permitiram futuros estudos de ciclos diários e distribuição regional de temperatura.

#### a) Emissividade da Superfície

Atualmente, é possível obter informações de emissividade a partir do NDVI e do produto MODIS de emissividade/temperatura da superfície. A emissividade gerada a partir do NDVI provém da relação logarítmica entre os dois parâmetros. Já a emissividade MODIS provém da relação polinomial entre a emissividade do canal 31 e 32 e a emissividade total da superfície.

A figura 4.9 mostra campos de diferenças entre a emissividade estimada pelo MODIS e pelo AVHRR através do NDVI para a primeira quinzena dos meses fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005. Podemos observar que nos meses representados que existe a diferença entre os dois métodos sejam positivas durante os meses mais secos (julho,

agosto e setembro) e negativas durante período mais úmido (fevereiro) na faixa que atravessa o Brasil desde o nordeste até o Paraguai caracterizado por uma região de savana e caatinga (figura 4.11). O NDVI apresentou uma maior sensibilidade a mudança no aspecto da vegetação e do solo (umidade), proveniente da diminuição de chuvas (figura 4.12). Neste caso, o NDVI apresenta valores mais próximos a 1 para vegetação mais densa, úmida e bem desenvolvida enquanto que para vegetação rala e menos exuberante proveniente do estresse hídrico o NDVI apresenta valores positivos, mas não muito elevados. Menores valores de NDVI podem ocorrer na presença de solo exposto ou ainda devido ao tipo de solo com baixa retenção de água (solo raso, pedregoso ou de textura arenosa podem intensificar os efeitos da deficiência de água na classificação do NDVI) (SARTORI *et. al.*, 2009). Durante os meses considerados a diferença máxima encontrada, em média, entre os dois métodos foi de 0,034 e a mínima -0,0453. Erros da ordem de 0,04 na emissividade geraria erros da ordem de 5% na radiação de onda longa ascendente. Podemos observar ainda na figura 4.9 que a diferença nos dois métodos é muito pequena, de forma que poderia ser utilizada qualquer um dos métodos. A figura 4.10 mostra as emissividades calculadas pelos dois métodos.

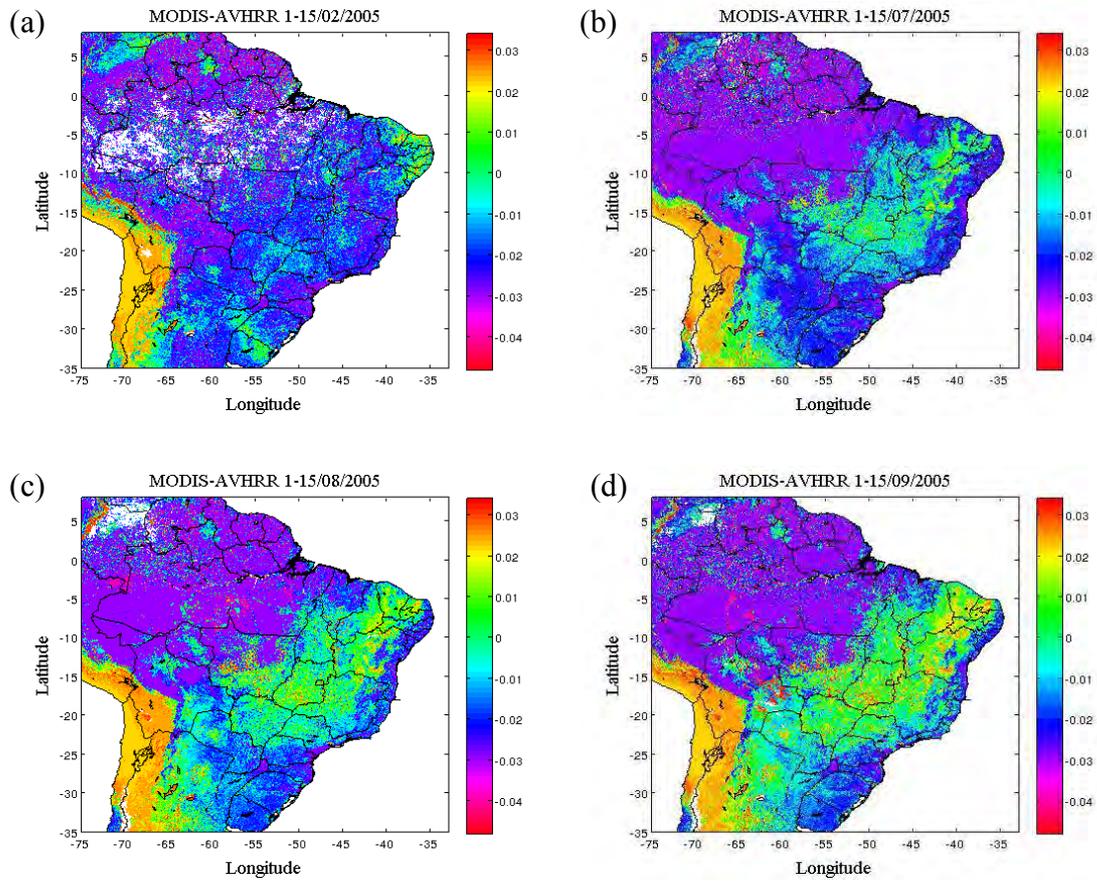


Figura 4.9. Campo das diferenças entre métodos de estimativa da emissividade da superfície ( $emis\_modis - emis\_avhrr(ndvi)$ ) para a primeira quinzena de (a) fevereiro, (b) julho, (c) agosto e (d) setembro de 2005.

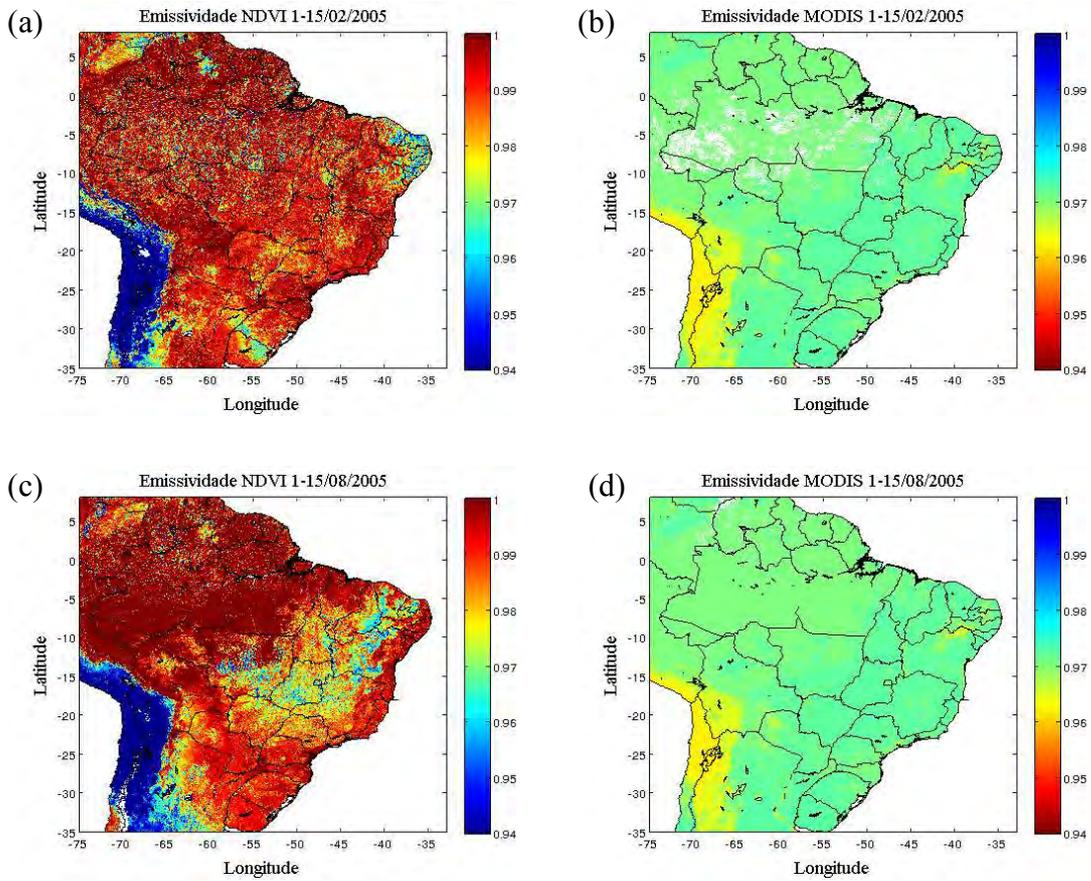


Figura 4.10: Emissividade obtida a partir do NDVI (a,c) e MODIS (b,d) para a primeira quinzena dos meses de fevereiro e julho de 2005.

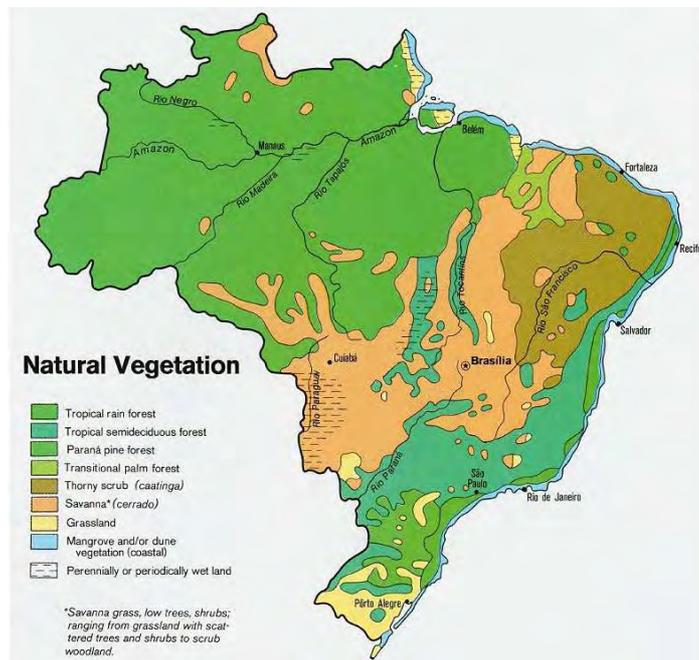


Figura 4.11. Mapa de vegetação do Brasil – 1977.  
 Fonte: <http://www.vmapas.com/>

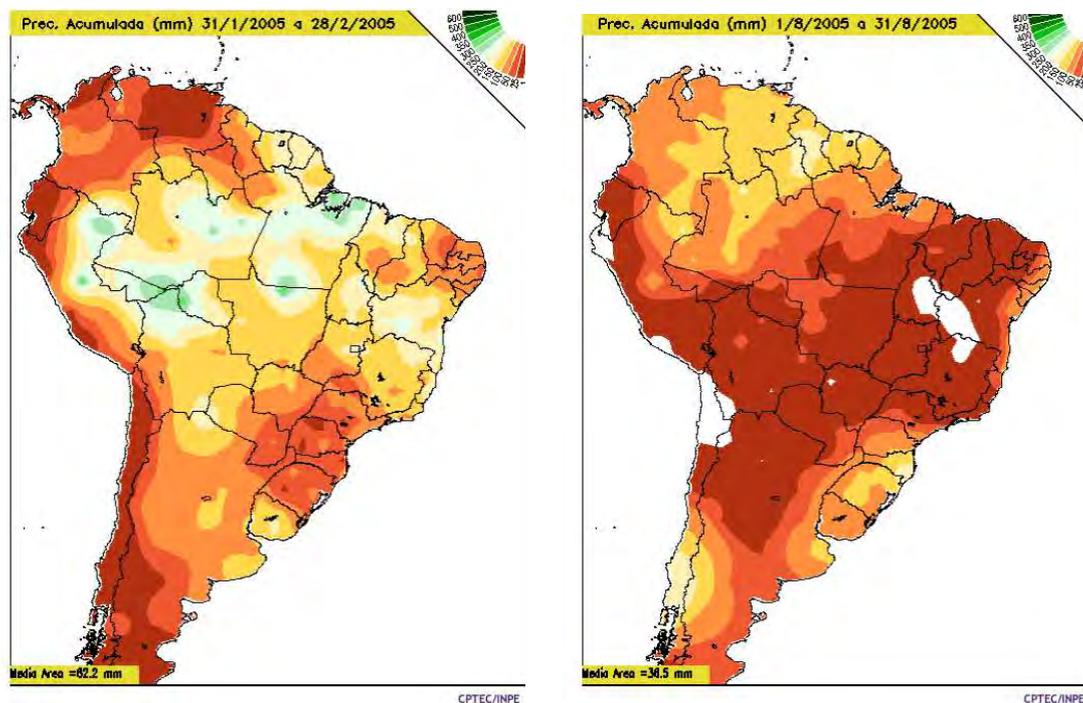


Figura 4.12. Precipitação acumulada para a América do Sul nos meses de fevereiro e agosto de 2005.

Tabela 4.5. Valores de emissividade MODIS e calculada pelo método de de Van de Griend e Owe (1993) (Emis\_AVHRR) para as estações de São Martinho da Serra (SMS), Petrolina (PTR), Brasília (BSB), Manaus (MAN) e Santa Rita do Passa Quatro (SRPQ).

1ª Quinzena				
Meses	Locais	Emis_MODIS	Emis_AVHRR	Diff
Fevereiro	SMS	0,972	1	-0,028
	PTR	0,965	0,985	-0,02
	BSB	0,97	0,973	-0,003
	MAN	-	-	-
	SRPQ	0,97	0,999	-0,029
Julho	SMS	0,972	0,993	-0,021
	PTR	0,966	0,969	-0,003
	BSB	0,97	0,957	0,013
	MAN	0,97	0,997	-0,027
	SRPQ	0,97	0,996	-0,026
Agosto	SMS	0,972	0,993	-0,021
	PTR	0,965	0,961	0,004
	BSB	0,969	0,942	0,027
	MAN	0,97	1	-0,03
	SRPQ	0,97	0,996	-0,026
Setembro	SMS	0,973	0,995	-0,022
	PTR	0,965	0,953	0,012
	BSB	0,97	0,945	0,025
	MAN	0,97	0,993	-0,023
	SRPQ	0,97	0,999	-0,029

A tabela 4.5 mostra a emissividade calculada pelos dois métodos, bem como a diferença (Diff) entre elas para as estações de São Martinho da Serra (SMS), Petrolina, Brasília, Manaus e Santa Rita do Passa Quatro nos meses de fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005. Como podemos observar a emissividade apresenta pequenas variações no decorrer dos meses e nas estações selecionadas de forma que o uso de um valor constante não apresentaria grandes erros. A diferença entre o maior e o menor valor de emissividade é de 0,008 para a emissividade MODIS e 0,058 para a emissividade calculada a partir do NDVI. Para os dois casos um erro da ordem de 0,008 na emissividade provocaria um erro da ordem de  $3,7 \text{ W m}^{-2}$  na radiação de onda longa ascendente, enquanto que um erro da ordem de 0,058 na emissividade provocaria um erro da ordem de  $27 \text{ W m}^{-2}$  na OLA, considerando um temperatura superficial típica de 300 K.

A emissividade obtida pelo NDVI pode não ser o método mais adequado a ser aplicado

para regiões com extenso território como o Brasil que possui uma ampla variedade de cobertura de solo (DASH *et al.*, 2002). O ajuste da equação de Van de Griend e Owe (2.13) foi obtido para Botswana, África Austral. Dessa forma, e sem negar a equação 2.13, será adotada neste trabalho a emissividade MODIS na estimativa da radiação de onda longa ascendente da superfície.

#### b) Temperatura da Superfície Continental ( $T_{SC}$ )

A temperatura da superfície foi estimada para Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro nos meses de fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005 com bases em imagens GOES-IMAGER (canal 4) e emissividade MODIS. Como as estações consideradas medem OLA foi utilizada a equação 3.1 para estimar a temperatura  $T_{SC}$ . Como referência adicional foram utilizados arquivos de  $T_{SC}$  do produto MODIS (MOD11) nos horários típicos de passagem dos satélites.

As figuras 4.13 e 4.14 mostram diversos ciclos diários de temperatura da superfície medida nas estações, estimadas pelo método de Souza e Silva (2005) e obtidos do produto MODIS para as passagens dos satélites AQUA e TERRA. Também foram inseridos os valores da temperatura de brilho do canal 4 do GOES 12 para mostrar o acréscimo de temperatura devido a efeitos atmosféricos ( $T_{SC} = T_{b4} + \Delta T$ ).

As figuras 4.13b e 4.14c evidenciam casos em que as estimativas superestimaram as medidas de  $T_{SC}$ . O principal fator ligado a eles está na sensibilidade do modelo com relação à água precipitável. Observou-se que o modelo tende a superestimar as estimativas quando a água precipitável é maior que  $3 \text{ g cm}^{-2}$ . Da mesma forma, para baixos valores de água precipitável (menores que  $2 \text{ g cm}^{-2}$ ) o modelo tende a subestimar a temperatura a temperatura da superfície. Jiménez-Muñoz e Sobrino (2003) encontraram o mesmo problema no desenvolvimento de um modelo monocanal de estimativa da TSC. O modelo desenvolvido por eles apresentam erros da ordem de 1,8 K quando o conteúdo de vapor de água é menor do que  $3 \text{ g cm}^{-2}$  e de 3 a 5 K para conteúdos de vapor de água maiores que  $3 \text{ g cm}^{-2}$ .

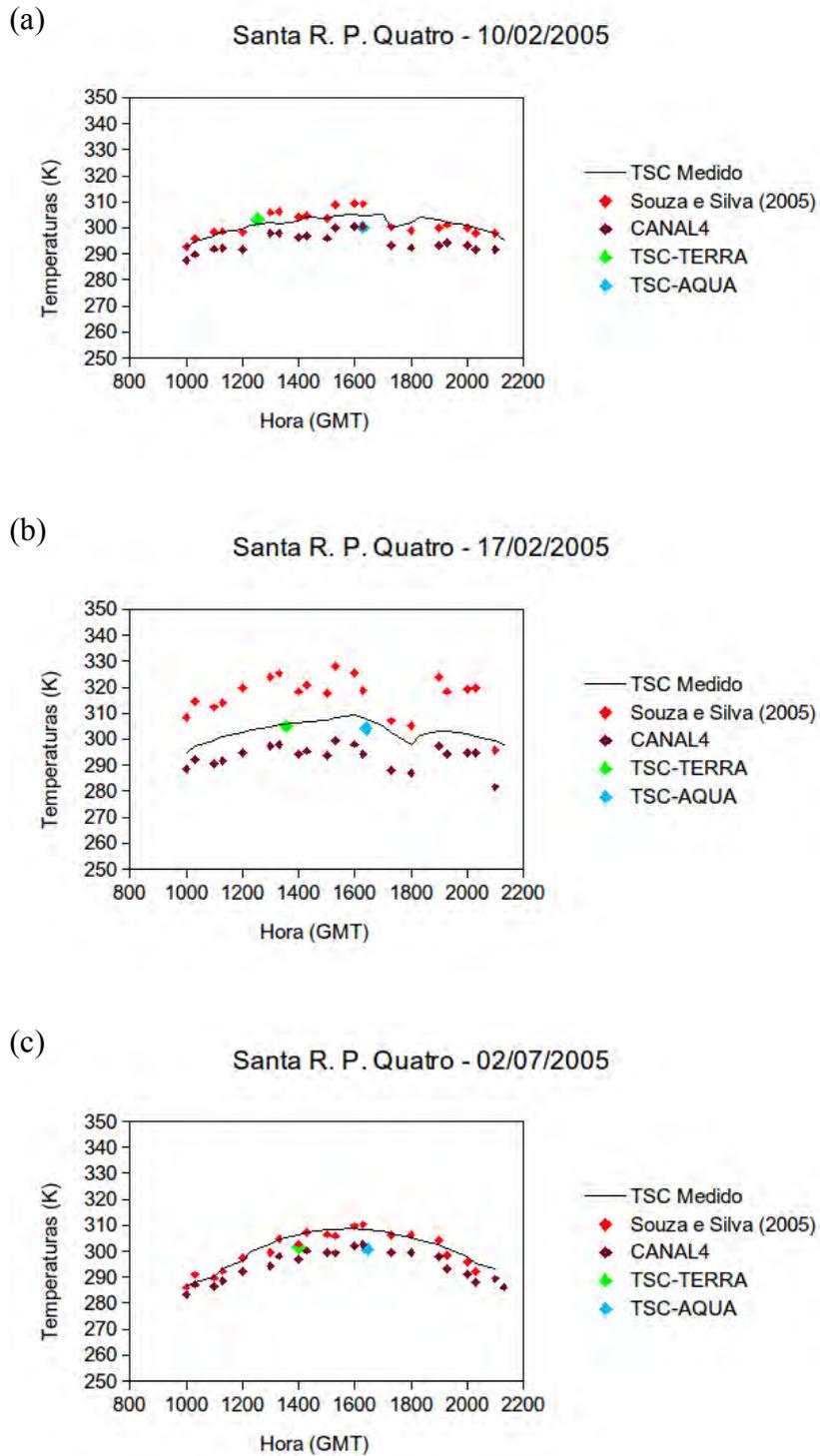


Figura 4.13. Ciclo diário de temperatura da superfície continental estimada pelo algoritmo de Souza e Silva (2005), obtidas do produto MODIS de  $T_{SC}$  e valores da temperatura de brilho do canal 4 do GOES 12 para Santa Rita do Passa Quatro.

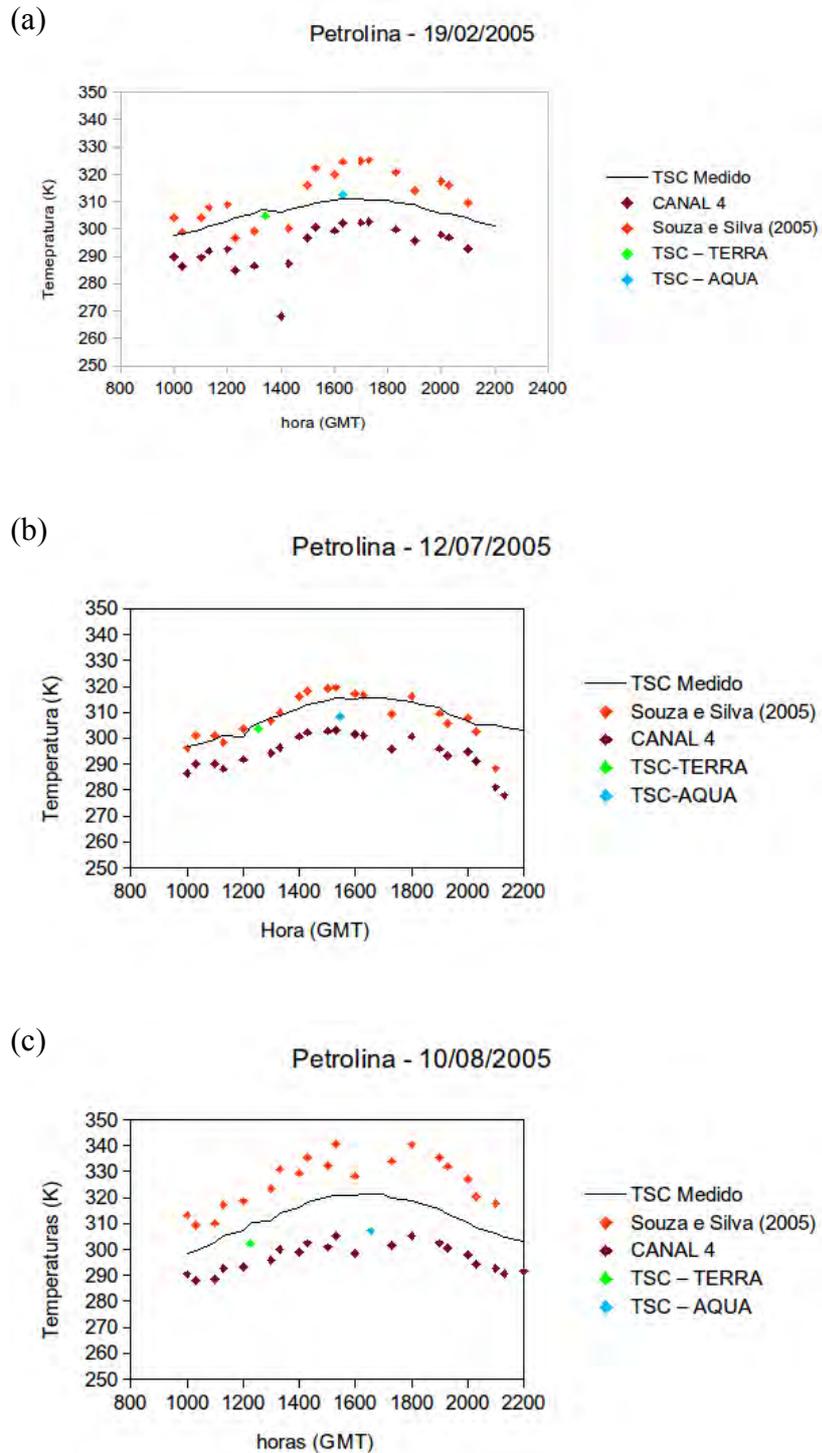


Figura 4.14. Ciclo diário de temperatura da superfície continental estimada pelo algoritmo de Souza e Silva (2005), obtidas do produto MODIS de  $T_{sc}$  e valores da temperatura de brilho do canal 4 do GOES 12 para Petrolina.

A figura 4.15 mostra uma comparação entre a água precipitável medida por radiossondagens contra as estimadas pelo modelo global de previsão de tempo, instrumento MODIS e AIRS para Petrolina nos meses de janeiro, fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005. Pode-se observar que a água precipitável obtida do modelo global foi a mais estável com relação aos instrumentos MODIS e AIRS.

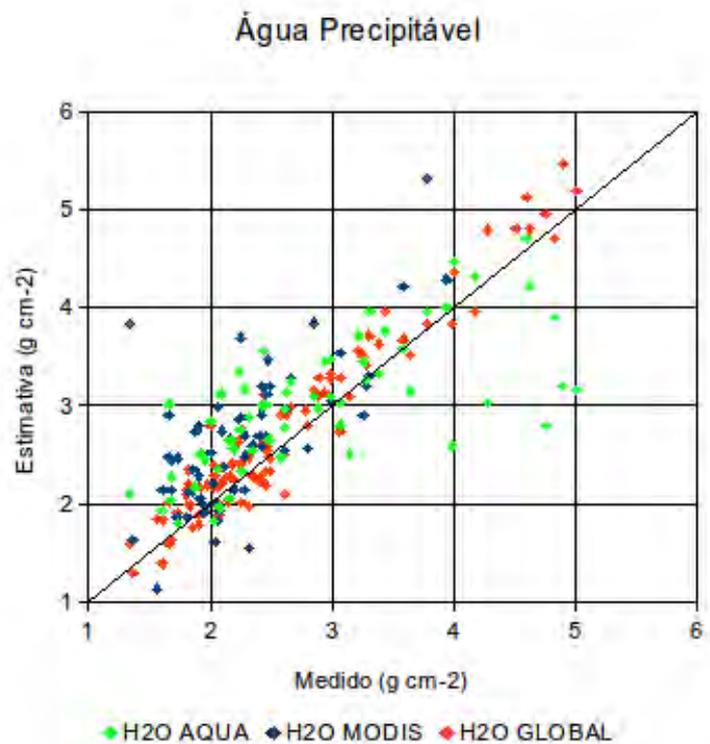


Figura 4.15. Comparação entre a água precipitável medida por radiossondagens e estimada pelo modelo global de previsão de tempo, MODIS e AIRS para Petrolina nos meses de janeiro, fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005.

Tabela 4.6. Desvios médios e padrão (ambos em  $W m^{-2}$ ) das estimativas com relação as medidas de  $T_{SC}$  mensais para Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro em 2005.

	Fevereiro		Julho		Agosto		Setembro	
	Dmed	Dpad	Dmed	Dpad	Dmed	Dpad	Dmed	Dpad
Petrolina	4,64	1,62	-1,89	5,94	-0,83	6,85	-2,1	5,4
Santa Rita	2,26	5,05	-1,2	3,7	-0,7	4,0	-	-

A tabela 4.6 mostra os desvios médios e padrão para os meses de fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005 para as estações de Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro. O mês de setembro em Santa Rita não foi considerado por haver poucas condições de céu claro.

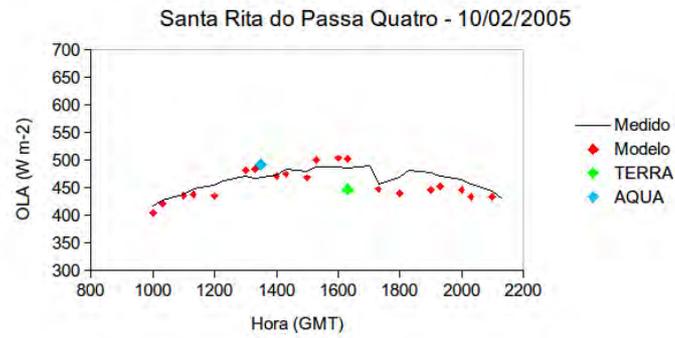
A temperatura da superfície foi bastante consistente com as medidas à superfície, apresentando erro médio da ordem de 0,025 para as duas estações no período considerado. As estimativas foram ainda consistentes com as estimativas de TSC MODIS que, por sua vez, utiliza o método *split-window*. A validação do método para outras localidades torna-se inviável por não ser uma variável usualmente medida nos abrigos meteorológicos.

As figuras 4.16 e 4.17 mostram ciclos diários de OLA à superfície medida e estimada pelo modelo de Souza e Silva (2005) assim como OLA calculada usando informações do instrumento MODIS referentes as passagens dos satélites AQUA e TERRA.

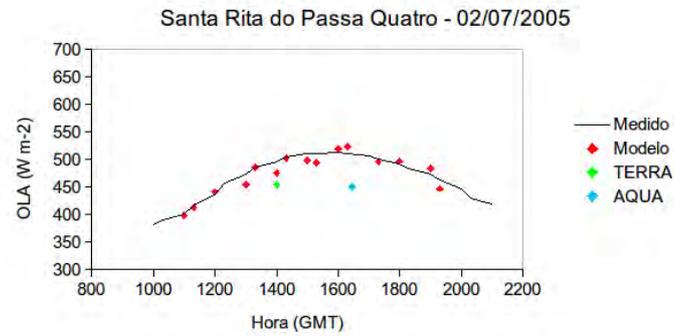
O modelo apresenta bons resultados quando comparado com os dados medidos. A radiação de onda longa é sensível a erros na estimativa da temperatura da superfície. Erros na TSC de 10 K podem ocasionar erros da ordem de  $60 \text{ W m}^{-2}$ . Já erros de 0,04 na emissividade podem ocasionar erros na OLA da ordem de  $20 \text{ W m}^{-2}$ .

A mudança na umidade do solo pode ser um fator muito importante na estimativa da radiação de onda longa ascendente, uma vez que é considerado uma emissividade média quinzenal. Provavelmente, o mais correto seria considerar um valor diário de emissividade da superfície para que os erros sejam diminuídos.

(a)



(b)



(c)

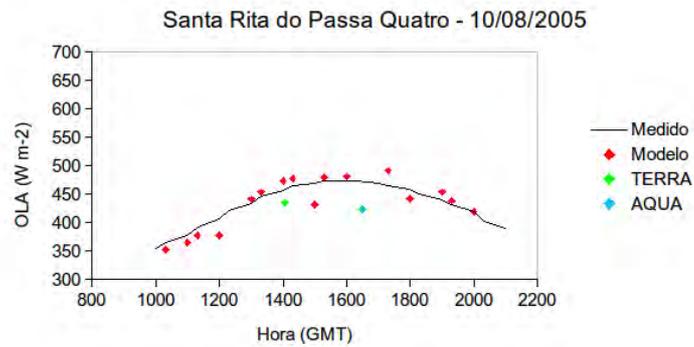
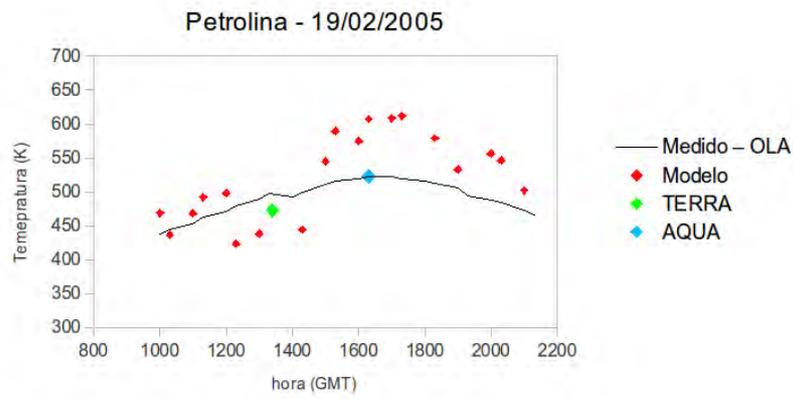
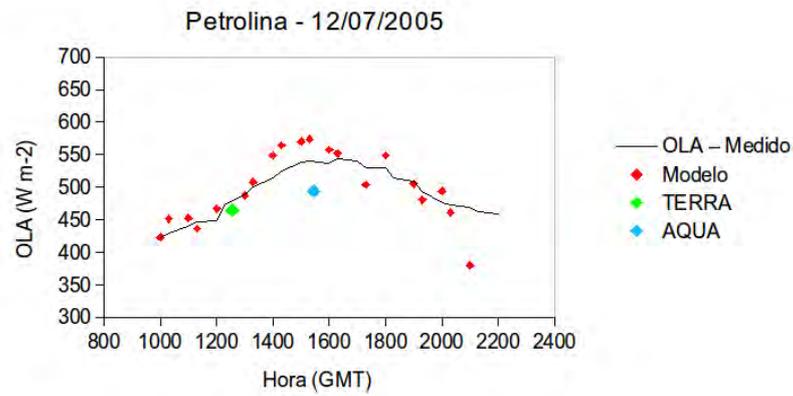


Figura 4.16. Ciclos diários de OLA continental medidas, estimadas pelo algoritmo de Souza e Silva (2005) e obtidas através de informações MODIS para Santa Rita do Passa Quatro.

(a)



(b)



(c)

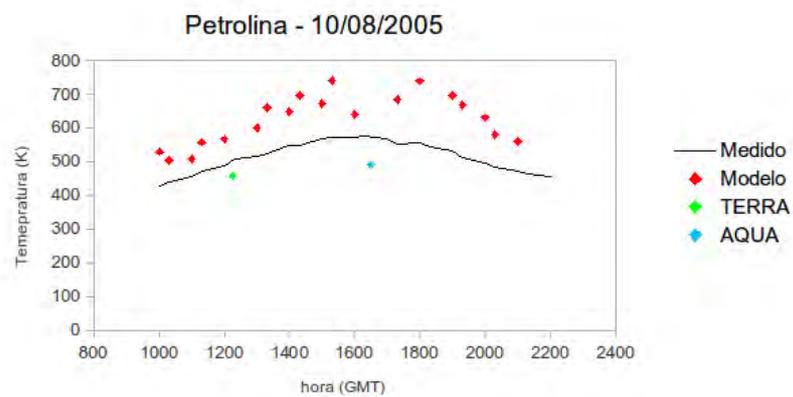


Figura 4.17. Ciclos diários de OLA continental medidas, estimadas pelo algoritmo de Souza e Silva (2005) e obtidas através de informações MODIS para Petrolina.

#### 4.2.2. Radiação de Onda Longa Descendente (OLD)

Para estimar OLD foi usado o algoritmo desenvolvido por Ceballos e Souza (2004). Neste trabalho, a emissividade ( $\epsilon_{R2}$ ) e a fração de radiação na janela atmosférica ( $f_{R2}$ ) foram ajustadas no modelo.

Para verificar a temperatura de ajuste necessária para estimativa da OLD foram realizadas simulações utilizando o código de transferência radiativa SBDART e perfis atmosféricos padrão propostos por McClatchey *et al.* em 1972 apud Ricchiazzi *et al.* (1998). As características físicas destas atmosferas estão resumidas na tabela 4.7.

Tabela 4.7. Características físicas das atmosferas padrão.

Perfis Atmosféricos	Vapor de água (g cm <sup>-2</sup> )	Ozônio (atm-cm)	
		total	Abaixo de 10 km
Tropical	4,117	0,253	0,0216
Latitudes Médias - Verão	2,924	0,324	0,0325
Latitudes Médias - Inverno	0,854	0,403	0,0336
Subártico Verão	2,085	0,350	0,0346

Fonte: Ricchiazzi *et al.* (1998).

Ceballos e Souza (2004) já haviam verificado que os primeiros 500 m da atmosfera são responsáveis por cerca de 90% da OLD nas regiões espectrais R1 (4 a 8  $\mu\text{m}$ ) e R3 (14 a 100  $\mu\text{m}$ ) mesmo que seja a atmosfera seja muito úmida ou muito seca. Dessa forma, um experimento numérico foi realizado a fim de avaliar a temperatura necessária para estimar a irradiância descendente. Este experimento consistiu em comparar espectralmente as irradiâncias monocromáticas descendentes com as irradiâncias monocromáticas de corpo de negro obtidas a partir das temperaturas dos primeiros cinco níveis dos perfis atmosféricos padrão (1013, 904, 805, 715 e 633 hPa).

A figura 4.18 mostra o comportamento espectral da OLD para as quatro atmosferas padrão em conjunto com as curvas de corpo negro para temperaturas dos cinco primeiros níveis e pressão. As simulações foram feitas variando o intervalo de 4 a 100  $\mu\text{m}$ ; porém, o espectro da OLD não apresenta variação espectral relevante acima de 20  $\mu\text{m}$ .

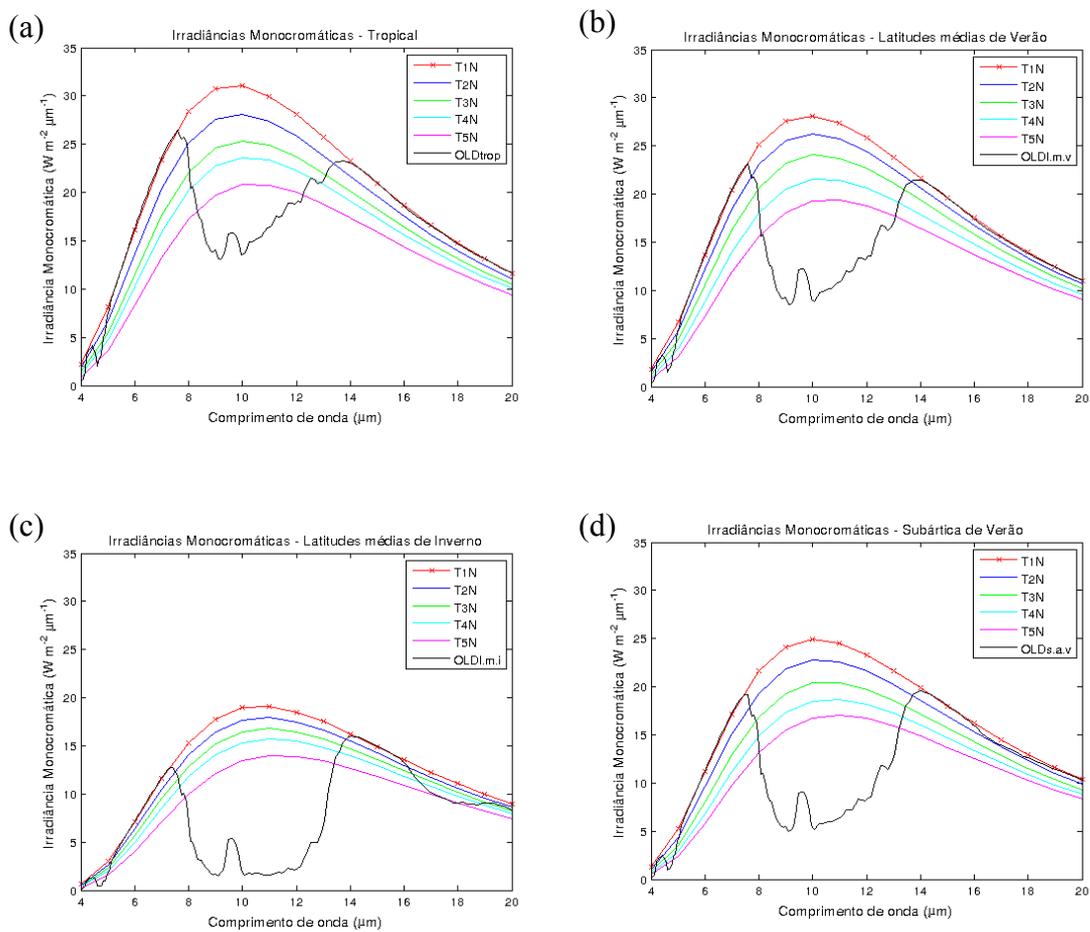


Figura 4.18. OLD simulado pelo SBDART utilizando perfis atmosféricos padrão (curva em preto) e curvas correspondentes a um corpo negro com temperaturas dos cinco primeiros níveis dos mesmos perfis atmosféricos.

Podemos observar que para atmosferas mais úmidas (figura 4.18a,b) o espectro da OLD se ajusta para as regiões R1 e R3 ao de um corpo negro com temperatura referente ao

primeiro nível dos perfis atmosféricos padrão. Na região R3 das figuras 4.18c,d a menor quantidade de vapor na atmosfera não consegue ajustar a OLD espectral ao de um corpo negro no intervalo espectral entre 15 e 22  $\mu\text{m}$ . A região entre 8 e 14  $\mu\text{m}$  (região 2 - “janela atmosférica”), considerada semi-transparente, é influenciada pelo vapor de água mais um pico de absorção/emissão em 9,6  $\mu\text{m}$  devido ao ozônio. Nessa região, a contribuição na OLD tende a ser menor para atmosferas mais secas e maior para atmosferas mais úmidas.

Utilizando perfis atmosféricos reais obtidos por radiossondagens, sondagens MODIS e AIRS a mesma simulação foi realizada a fim de avaliar a temperatura necessária para a estimativa da OLD. A comparação foi feita considerando radiossondagens como uma “verdade atmosférica”, uma vez que o objetivo deste trabalho é uso apenas de informações de satélites ou modelos de previsão se necessário. Para as simulações de OLD usando sondagens de satélite foram utilizados como parâmetro de entrada perfis AIRS de ozônio.

A figura 4.19 mostra as irradiâncias obtidas utilizando perfis atmosféricos de radiossondagens, AIRS e MODIS para Manaus, Belém, Brasília e Petrolina, bem como as curvas de corpo negro calculadas a partir das temperaturas do primeiro nível de cada sondagem, que por sua vez podem ser verificadas numericamente na tabela 4.8. Podemos observar que as irradiâncias calculadas por meio dos perfis atmosféricos tendem a se ajustar a temperatura do primeiro nível nas regiões R1 e R3. Ceballos e Souza (2004) já haviam verificado que, aproximadamente, os primeiros 500 metros da atmosfera são responsáveis por mais de 90% da irradiância integrada desde a superfície até o topo nas regiões 1 e 3, enquanto que os dois primeiros quilômetros são responsáveis por mais de 95% da irradiância total na região 2. Essa forte correlação entre a OLD e a temperatura do primeiro nível ocorre por causa da intensidade das bandas de absorção de vapor de água e dióxido de carbono na baixa atmosfera que são grandes o suficiente para produzir efetivamente emissão de corpo negro (PALTRIDGE

E PLATT, 1976).

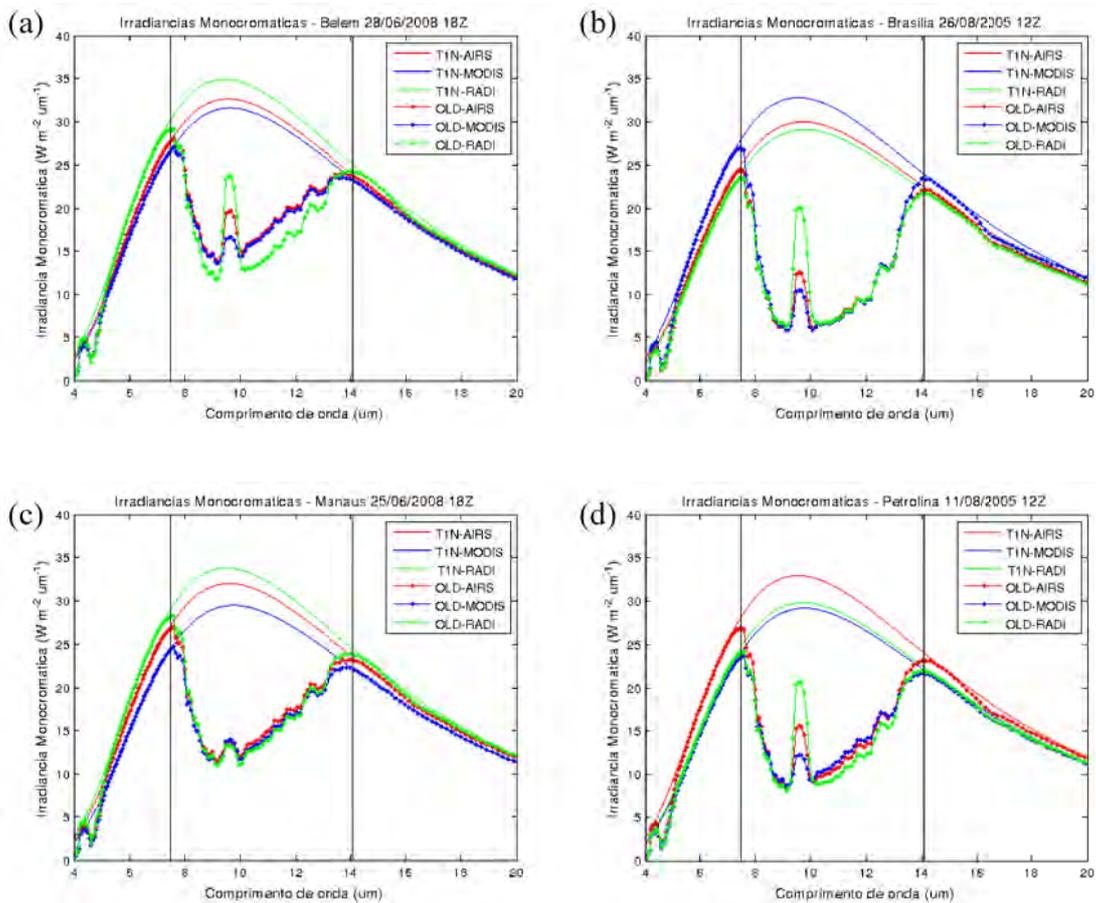


Figura 4.19. Irradiâncias monocromáticas de corpo negro e simuladas pelos SBDART utilizando perfis atmosféricos de radiossondagens, AIRS e MODIS.

Tabela 4.8. Valores de temperatura do primeiro nível dos perfis atmosféricos T (K) e água precipitável total W (mm).

Local	AIRS		MODIS		Radiossonda	
	T	W	T	W	T	W
Belém	303	52	301	51	307	39
Brasília	298	26	303	30	296	23
Manaus	302	40	297	43	305	35
Petrolina	303	28	296	36	297	25

Neste trabalho as temperaturas dos primeiros níveis de sondagens MODIS serão adotados para avaliar a radiação de onda longa descendente à superfície.

A região 2 (ou “janela atmosférica”) merece atenção especial uma vez que se comporta como um “corpo cinza” com emissividade  $\varepsilon_{R2}$ . A contribuição da “janela atmosférica” para a OLD total muda conforme a profundidade óptica do vapor de água e cresce rapidamente para  $W \geq 5 \text{ g cm}^{-2}$  (STANLEY E JURICA, 1970). Essa contribuição é de aproximadamente 30% para atmosferas mais úmidas e 20% para atmosferas mais secas.

A emissividade da região 2 pode ser calculada através da equação 4.2,

$$OLD_{R2} = f_{R2} \varepsilon_{R2} \sigma T_{1N}^4 \quad (4.1)$$

em que  $OLD_{R2}$  é a radiação de onda longa descendente na região da janela atmosférica,  $f_{R2}$  a fração de irradiância de corpo negro na região da janela atmosférica (adimensional),  $\varepsilon_{R2}$  é a emissividade da janela atmosférica (adimensional) e  $T_{1N}$  é a temperatura do primeiro nível de uma sondagem atmosférica (K).  $f_{R2}$  foi calculada através da razão entre a integral da função de Planck e a equação de Stefan-Boltzmann entre os intervalos espectrais de 7,5 e 14  $\mu\text{m}$  e temperaturas de 183 a 353 K (CUCUMO *et al.* 2005). A parametrização obtida é da forma:

$$f_{R2} = -9,2 \times (T/1000)^2 + 6,5 \times (T/1000) - 0,72 \quad (4.2)$$

Resultados similares foram obtidos por Harrison (1960) (*apud* CUCUMO *et al.*, 2005) e Cucumo *et al.* (2005). A figura 4.20 ilustra a variação de  $f_{R2}$  de acordo com a temperatura.

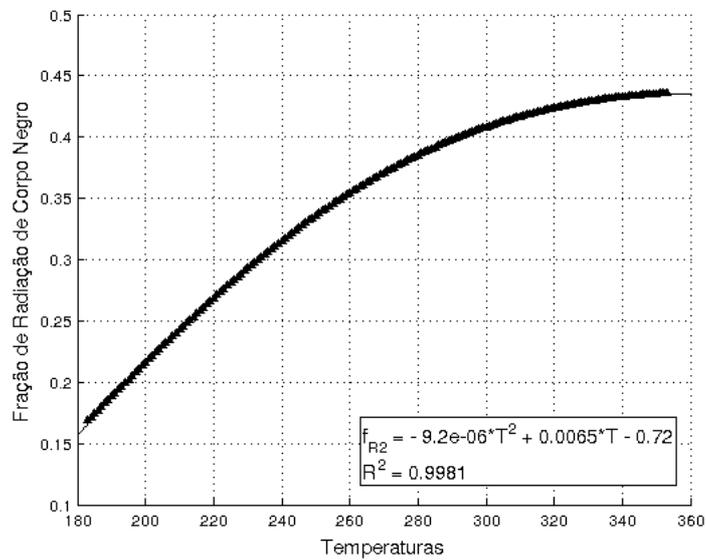


Figura 4.20. Parametrização da fração de radiação de corpo negro na região da janela atmosférica de acordo com a temperatura.

Das equações 4.1 e 4.2 a emissividade da atmosfera foi ajustada utilizando simulações SBDART com dados do instrumento MODIS para estações localizadas em Petrolina, Manaus, São Martinho da Serra e Brasília nos meses de janeiro, fevereiro, julho, agosto e setembro de 2009 (figura 4.21). Estas simulações foram realizadas apenas para condições de céu claro.

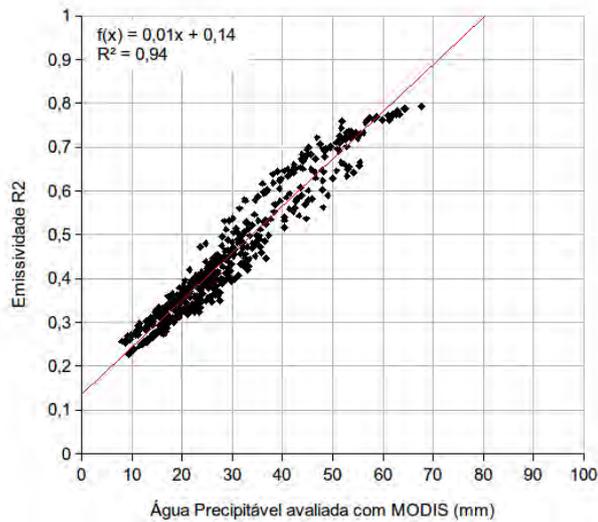


Figura 4.21. Emissividade atmosférica para a região R2 em função da água precipitável total para Petrolina, Manaus, São Martinho da Serra e Brasília nos meses de janeiro, fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005

Outras duas parametrizações foram avaliadas: Idso (1981) que relaciona a emissividade da janela atmosférica com a pressão parcial de vapor de água e a temperatura de abrigo e Cucumo *et al.* (2005) que relaciona a emissividade da janela atmosférica com a emissividade total da atmosfera ( $\varepsilon$ ) e a temperatura de abrigo, em que  $\varepsilon$  foi calculado por Cucumo *et al.* de acordo com Berdahl e Martin (1984) (tabela 4.9). As variáveis utilizadas nestes modelos foram substituídas pelos valores dos primeiros níveis das sondagens atmosféricas.

Tabela 4.9. Parametrizações para estimativa da emissividade da janela atmosférica, em que  $T_a$  é a temperatura de abrigo (K),  $e_a$  é a pressão parcial do vapor de água (hPa) e  $T_d$  é a temperatura do ponto de orvalho (°C).

Autor	Equação	Coefficientes
Idso (1981)	$\varepsilon_{R2} = a + b \times 10^{-8} e_a^2 \exp(3000/T_a)$	a = 0,24 b = 2,98
Cucumo <i>et al.</i> (2005)	$\varepsilon_{R2} = 1 + \frac{107952(1-\varepsilon)}{T_a^2 - 680,8T_a + 73594,9}$ $\varepsilon = a + b \frac{T_d}{100} + c \left( \frac{T_d}{100} \right)^2$	a = 0,747 b = 0,594 c = - 0,551

A tabela 4.10 resume o conjunto de equações que compõem o algoritmo para a estimativa da OLD por satélite.

Tabela 4.10. Conjunto de equações que compõem o algoritmo para estimativa da OLD.

Modelo	$OLD_{sat} = [1 - f_{R2}(1 - \varepsilon_{R2})] \sigma T_{IN}^4$
Fração de radiação da janela atmosférica	$f_{R2} = -9,2 \times 10^{-6} T_{IN}^2 + 6,5 \times 10^{-3} T_{IN} - 0,72$
Emissividade da janela atmosférica	$\varepsilon_{R2} = 0,01W + 0,14$

Para a estimativa da OLD mediante satélite, foram utilizados perfis atmosféricos do instrumento MODIS da série EOS (AQUA E TERRA). Para validação do algoritmo foram utilizadas informações de OLD medido para as seguintes redes de estações:

- SONDA: Petrolina, Brasília e São Martinho da Serra nos meses de janeiro, fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005 e 2009;
- LBA: Manaus em janeiro, fevereiro, julho, agosto e setembro de 2009;
- CT-Hidro: Santa Rita do Passa Quatro e Petrolina nos meses de janeiro, fevereiro, julho, agosto e setembro de 2005.

A tabela 4.11 mostra os desvios médios e padrão mensais da radiação de onda longa descendente à superfície usando as parametrizações da água precipitável ajustada neste trabalho (Mod), por Idso (Ids) e por Cucumo (Cuc), somente para as estações com informações de OLD no ano de 2005.

Tabela 4.11. Desvios médios e padrão mensais das estimativas de OLD com relação as medições considerando três tipos de parametrizações de emissividade da janela atmosférica para o ano de 2005. Os valores estão em  $W m^{-2}$ .

	MODIS – Brasília/SONDA					
	Desvio Médio			Desvio Padrão		
	Mod	Ids	Cuc	Mod	Ids	Cuc
Janeiro	-	-	-	-	-	-
Fevereiro	-24,9	-34,4	-23,6	17,2	18,7	14,9
Julho	-4,6	-9,7	6,8	13,9	13,0	13,1
Agosto	-6,8	-16,4	1,3	13,4	12,3	11,8
Setembro	-5,6	-24,7	-4,0	14,8	14,1	15,1

	MODIS – Petrolina/SONDA					
	Desvio Médio			Desvio Padrão		
	Mod	Ids	Cuc	Mod	Ids	Cuc
Janeiro	-85,1	-105,1	-78,4	23,9	26,4	33,8
Fevereiro	-114,7	-131,9	-112,5	28,6	24,3	17,5
Julho	-	-	-	-	-	-
Agosto	-132,7	-145,3	-116,6	18,7	17,6	17,3
Setembro	-135,0	-147,8	-117,5	22,3	19,2	20,4

	MODIS – Petrolina/CTHidro					
	Desvio Médio			Desvio Padrão		
	Mod	Ids	Cuc	Mod	Ids	Cuc
Janeiro	5,9	-13,2	13,9	22,0	18,9	22,4
Fevereiro	5,2	-12,0	7,5	22,2	20,9	16,6
Julho	-4,7	-11,6	12,5	28,6	25,1	27,7
Agosto	3,7	-8,9	19,8	21,2	20,8	21,9
Setembro	-1,2	-11,9	18,4	21,8	19,1	21,2

	MODIS – São Martinho/SONDA					
	Desvio Médio			Desvio Padrão		
	Mod	Ids	Cuc	Mod	Ids	Cuc
Janeiro	-124,7	-136,8	-109,5	28,4	27,7	23,8
Fevereiro	-112,8	-121,7	-107,3	30,9	34,5	28,2
Julho	-131,7	-130,4	-117,1	20,0	20,5	20,1
Agosto	-136,7	-137,2	-120,3	24,6	25,6	26,2
Setembro	-	-	-	-	-	-

MODIS – Santa R. P. Quatro/CTHidro						
	Desvio Médio			Desvio Padrão		
	Mod	Ids	Cuc	Mod	Ids	Cuc
Janeiro	-	-	-	-	-	-
Fevereiro	22,9	9,7	31,7	30,8	28,3	27,3
Julho	9,5	6,9	26,5	32,0	33,6	34,5
Agosto	9,0	5,8	25,0	28,3	30,2	29,1
Setembro	-4,9	-15,4	5,7	-4,9	-15,4	5,7

A tabela 4.11 mostra que em São Martinho da Serra e Petrolina, estações da rede SONDA, os erros do modelo são muito grandes com relação às medições. A mais provável explicação para estes erros está na má calibração dos instrumentos no ano de 2005, uma vez que, para o mesmo período, a estação de Petrolina da rede CT-Hidro apresenta menores erros. Outros fatores que podem levar a erros no modelo podem estar relacionados com a água precipitável total e a temperatura do primeiro nível das sondagens por satélite. Braga *et al.* (2010) mostraram que, para o território brasileiro, os valores de água precipitável total obtidos pelo instrumento MODIS com relação aos valores obtidos por radiosondagens apresentam correlação da ordem de 0,85. Por outro lado, a baixa resolução vertical das sondagens MODIS podem introduzir erros consideráveis ao se usar o primeiro nível dos perfis. Neste trabalho, o instrumento MODIS foi utilizado ao invés dos perfis AIRS que possuem boa resolução vertical (100 níveis) por causa da possibilidade de 2 passagens no período diurno em um determinado local contra apenas uma pelo AIRS.

A tabela 4.12 mostra os desvios médios e padrão mensais da radiação de onda longa descendente à superfície usando as parametrizações da água precipitável ajustada neste trabalho (Mod), por Idso (Ids) e por Cucumo (Cuc), somente para as estações com informações de OLD no ano de 2009.

Tabela 4.12. Desvios médios e padrão mensais das estimativas de OLD com relação as medições considerando três tipos de parametrizações de emissividade da janela atmosférica para o ano de 2009.

	MODIS – Petrolina/SONDA					
	Desvio Médio			Desvio Padrão		
	Mod	Ids	Cuc	Mod	Ids	Cuc
Janeiro	-11,9	-21,9	-0,6	16,1	14,3	17,7
Fevereiro	-21,3	-29,0	-10,7	31,5	26,3	24,2
Julho	-6,1	-8,3	11,4	20,0	19,7	22,1
Agosto	-12,7	-19,5	2,8	28,9	25,9	29,8
Setembro	5,3	-6,8	24,3	21,6	18,9	20,1

	MODIS – Brasília/SONDA					
	Desvio Médio			Desvio Padrão		
	Mod	Ids	Cuc	Mod	Ids	Cuc
Janeiro	-33,8	-44,8	-34,4	28,5	24,3	23,3
Fevereiro	-32,0	-47,1	-32,7	21,7	19,0	20,5
Julho	-12,6	-19,6	-3,5	21,0	20,1	21,3
Agosto	-6,2	-14,4	3,6	17,0	16,9	17,7
Setembro	-10,6	-27,3	-8,7	21,9	20,9	19,8

	MODIS – São Martinho da Serra/SONDA					
	Desvio Médio			Desvio Padrão		
	Mod	Ids	Cuc	Mod	Ids	Cuc
Janeiro	31,2	25,8	43,5	37,8	36,5	41,4
Fevereiro	20,5	13,6	26,2	35,9	36,0	37,9
Julho	28,9	31,4	40,2	25,9	27,2	27,7
Agosto	22,4	22,5	38,6	32,0	32,8	33,4
Setembro	15,4	16,2	31,5	42,6	44,1	45,6

	MODIS – Manaus/LBA					
	Desvio Médio			Desvio Padrão		
	Mod	Ids	Cuc	Mod	Ids	Cuc
Janeiro	-	-	-	-	-	-
Fevereiro	-	-	-	-	-	-
Julho	-37,0	-31,4	-47,0	22,1	27,4	14,3
Agosto	-43,1	-38,9	-46,6	22,7	27,7	18,0
Setembro	-	-	-	-	-	-

Os modelos de emissividade da janela atmosférica apresentam desvios praticamente da mesma ordem indicando que poderia se usar qualquer um dos modelo para estimar OLD. Dessa forma, a parametrização desenvolvida neste trabalho será adotada como oficial no cálculo da radiação de onda longa descendente à superfície.

A baixa resolução temporal e a presença de nuvens são fatores que limitam a construção de ciclos diários. A alternativa adotada neste trabalho foi a de considerar OLD estimada constante durante todo o período diurno. A figura 4.22 mostra o ciclo diário da OLD medida (curvas pretas) e estimadas (pontos vermelhos) para as estações de Brasília, Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro para dois dias em cada estação considerando primeiramente os valores pontuais da estimativa da OLD por satélite.

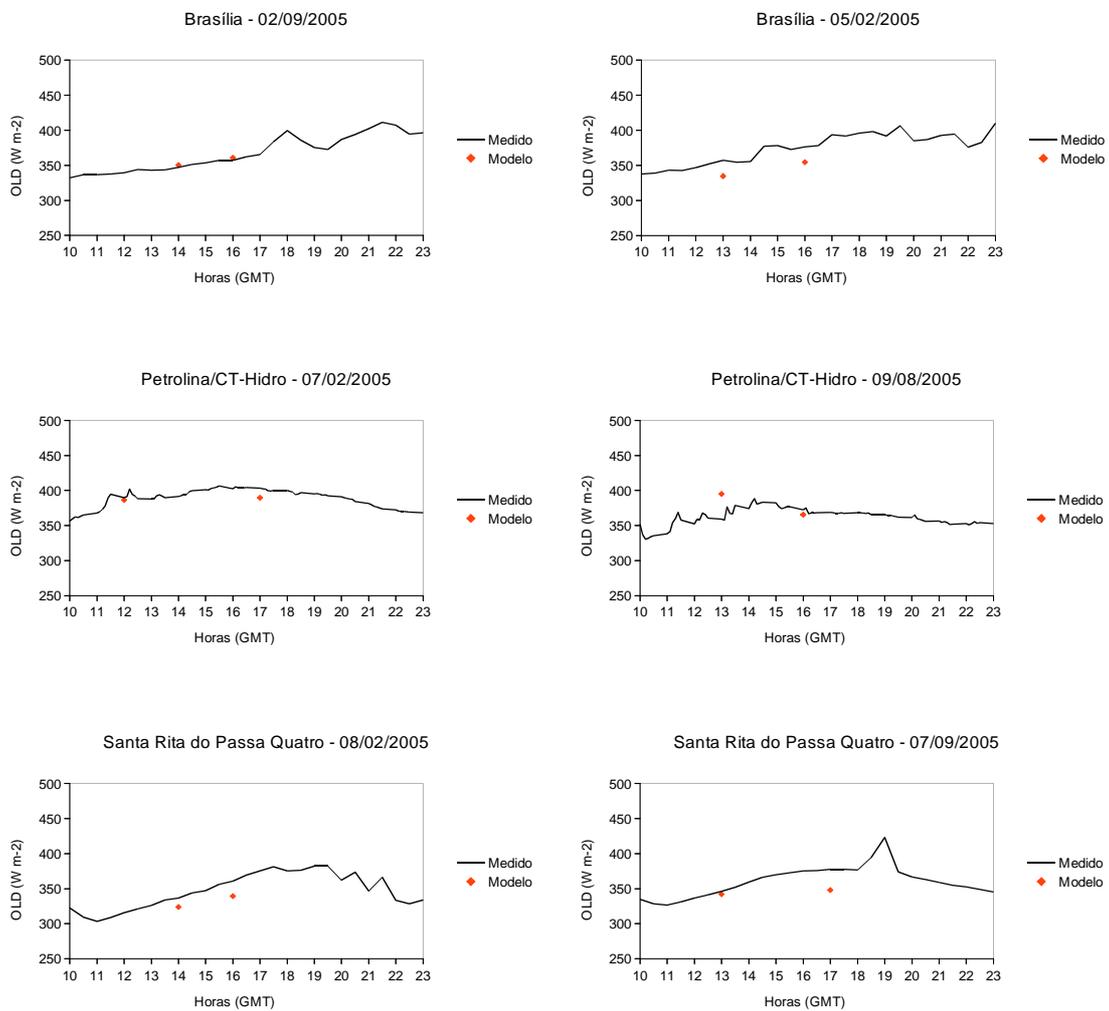


Figura 4.22. Comparação da OLD estimada por satélite e medida a superfície para alguns dias das estações de Brasília, Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro.

### 4.3. Estimativa do Saldo de Radiação Total à superfície ( $R_n$ )

Com base nas informações das seções anteriores, o saldo de radiação total à superfície em condições de céu claro foi estimado usando a equação 2.1. As estimativas foram realizadas usando apenas informações de satélite ou quando necessário informações do modelo Global de previsão numérica de tempo do CPTEC/INPE (água precipitável para estimativa da OLA). Na estimativa de  $R_n$  os maiores erros estão relacionados com os saldos de onda longa. Na OLA os erros estão associados com a água precipitável e o mascaramento de nuvens, enquanto OLD pode apresentar erros consideráveis por ser considerado um valor constante para calcular o saldo de onda longa.

As figuras 4.23 e 4.24 ilustram o comportamento horário dos saldos de onda curta e longa com relação às medições para os meses de fevereiro (a,b) e agosto (c,d) de 2005 em Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro. Ao contrário do saldo de onda curta, o saldo de radiação de longa não apresenta um bom ajuste com relação às medições. Os pontos no interior do círculo vermelho na figura 4.23b,d indicam dias em que a OLA estimada superestimou as medidas. A figura 4.24b apresentou um comportamento incomum, provavelmente pelo grande erro na estimativa da OLD e por considerá-lo constante durante o período diurno.

Como discutido anteriormente (capítulo 2) alguns autores desenvolveram parametrizações que possibilitam a determinação do saldo de radiação total ou através do saldo de radiação de onda curta ou através da radiação solar incidente. Essa proposta pode ser válida uma vez que o saldo de radiação total é muito mais influenciado pelo saldo de radiação de onda curta em vista do saldo de onda longa.

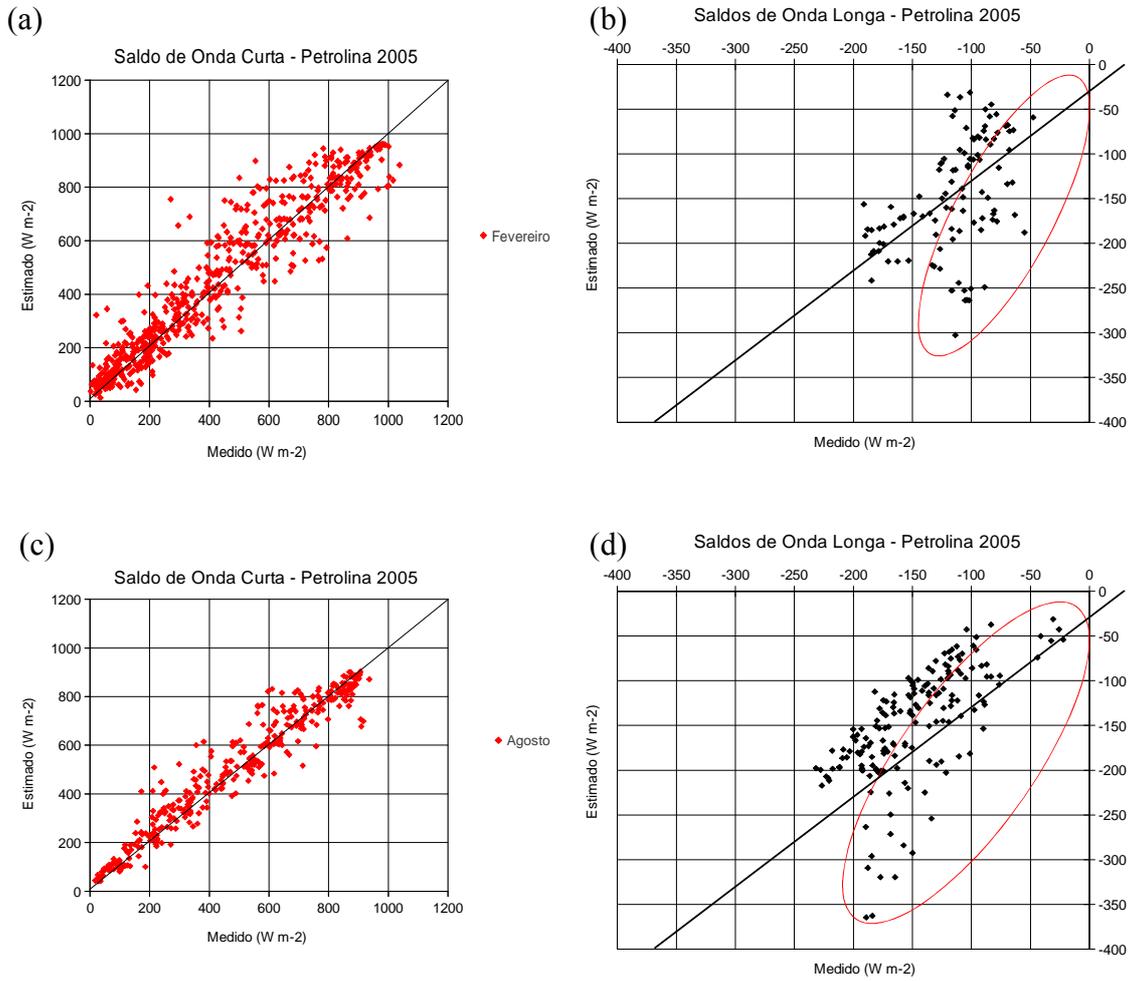


Figura 4.23. Valores diários de saldos de Radiação de onda curta e longa estimados com relação a medidas para Petrolina.

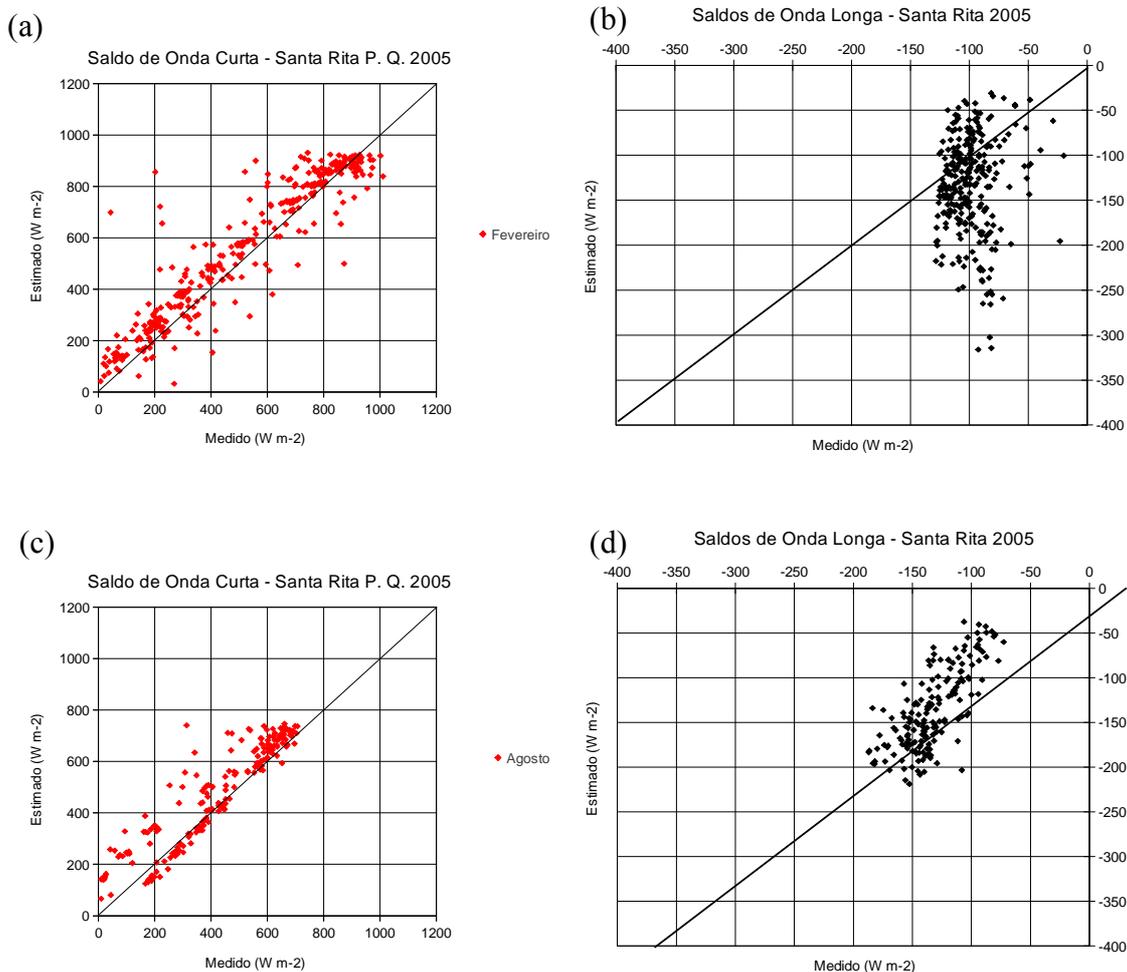


Figura 4.24. Saldos de Radiação de onda curta e longa estimados com relação a medidas para Santa Rita do Passa Quatro.

A figura 4.25 mostra os saldos de radiação total e saldo de radiação de onda longa contra o saldo de radiação de onda curta medidos nas estações de Santa Rita do Passa Quatro, Petrolina e Manaus para o mês de fevereiro de 2005. A figura mostra que  $R_n$  e BOL podem ser representados como funções de BOC. Os pontos da figura correspondem tanto a situações de céu claro como situações de nebulosidade. Apesar da baixa correlação entre o BOL e BOC a linearidade dos pontos indicam que existe a possibilidade de se estimar BOL em função do balanço de onda curta. As parametrizações encontradas de  $R_n$  em função de BOC para as todas as condições de cobertura do céu (figura 4.25) e para situações de céu claro (figura 4.26) apresentam

diferenças de aproximadamente  $6 \text{ W m}^{-2}$  e  $40 \text{ W m}^{-2}$  para as estações de Santa Rita do Passa Quatro e Petrolina, respectivamente, considerando uma variação de BOC entre 0 e  $1000 \text{ W m}^{-2}$ .

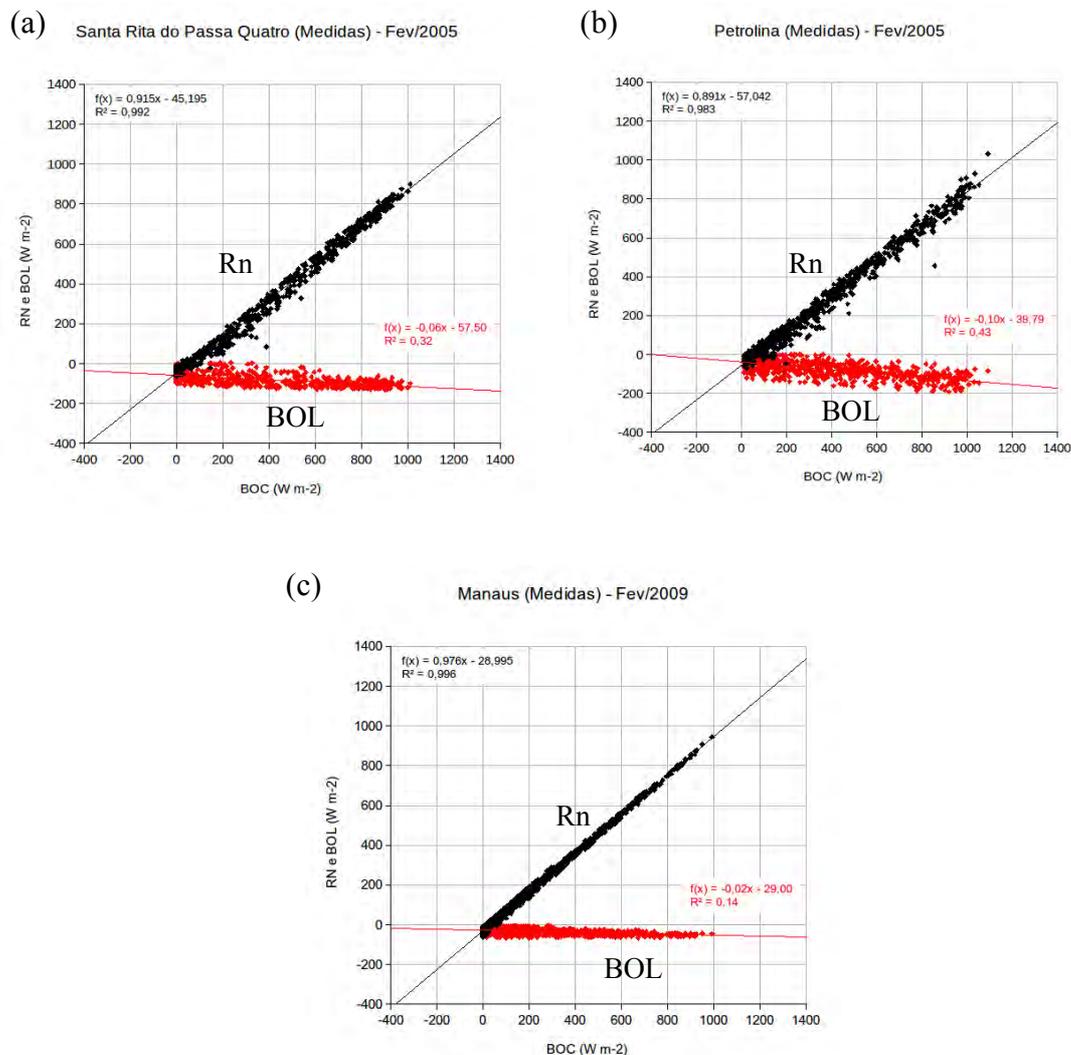


Figura 4.25. Saldos de radiação total e de onda longa em função do saldo de onda curta medidos para todas as situações de cobertura do céu nas estações de (a) Santa Rita do Passa Quatro, (b) Petrolina e (c) Manaus.

A figura 4.26 mostra estimativas de saldos de radiação total e onda longa contra estimativas de radiação de onda curta apenas para situações de céu claro para Santa Rita do Passa Quatro e Petrolina em fevereiro de 2005. Neste caso, foram considerados pixels sobre as estações. Observa-se que utilizando apenas informações de satélite é

possível obter um comportamento similar aos dados medidos para os saldos de radiação. Tanto Rn quanto BOL são lineares com relação a BOC e que, portanto, o saldo de radiação poderia ser estimado a partir do saldo de radiação de onda curta considerando o saldo de onda longa como apenas uma correção desse saldo.

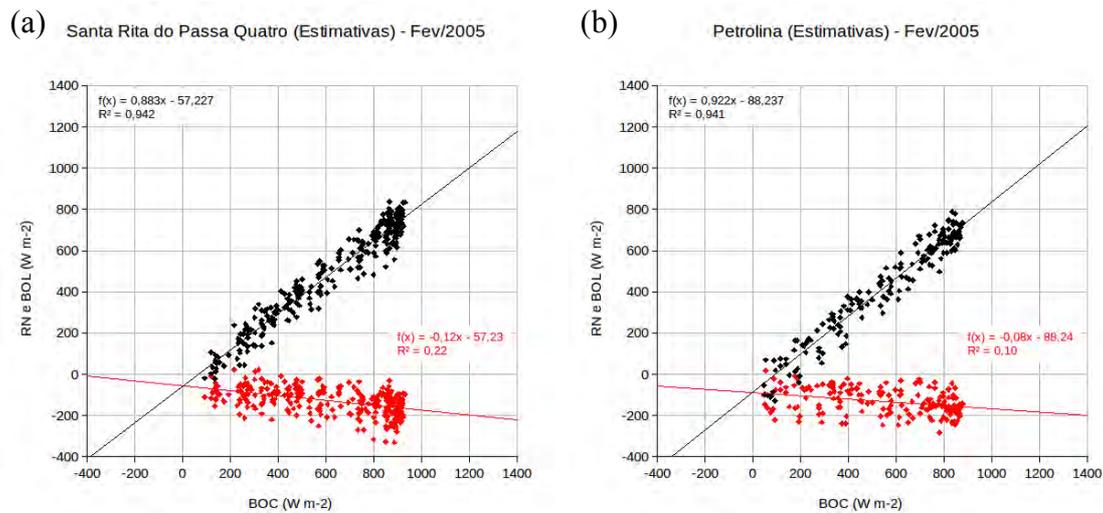


Figura 4.26. Saldos de radiação total e de onda longa em função do saldo de onda curta estimados para condições de céu claro nas estações de (a) Santa Rita do Passa Quatro e (b) Petrolina.

As figuras 4.27 e 4.28 mostram campos horários de Rn sobre o nordeste e sudeste do Brasil e a figura 4.29 mostra médias diárias para as mesmas regiões. Rn nestas figuras foi calculado considerando o saldo de onda curta mais um acréscimo BOL calculado em função de BOC, ou seja,

$$R_n = BOC + (a BOC + b) \quad (4.3)$$

em que  $a$  e  $b$  são constantes definidas nas figuras 4.25 e 4.26. Nos campos (figuras 4.27 e 4.28) ainda estão representados os erros das estimativas com relação as medidas para as estações de Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro sendo que estes valores são para o

pixels centrado na estação.

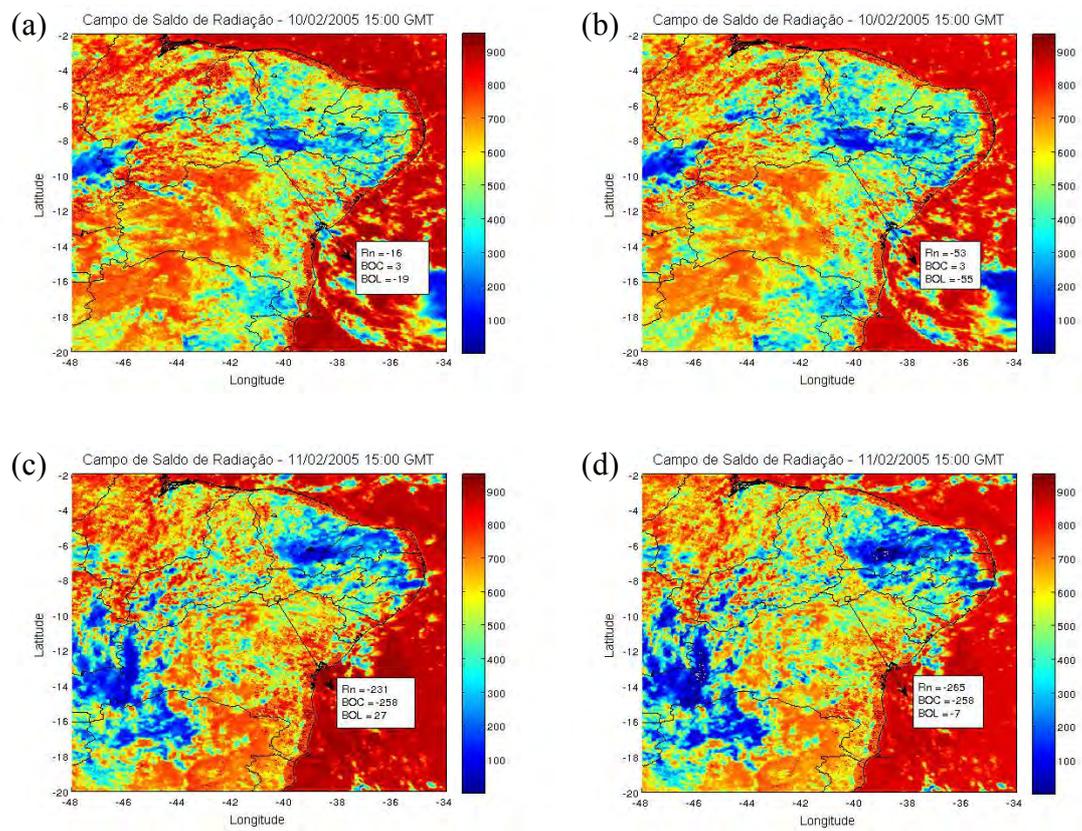


Figura 4.27. Campos de saldo de radiação para a região nordeste nos dias 10 e 11/02 de 2005 as 15:00 GMT. Em (a, c)  $BOL = -0,10 * BOC - 38,79$  e (b,d)  $BOL = -0,08 * BOC - 88,24$ . Os valores de  $R_n$ ,  $BOC$  e  $BOL$  para a estação de Petrolina estão representados nos quadros.

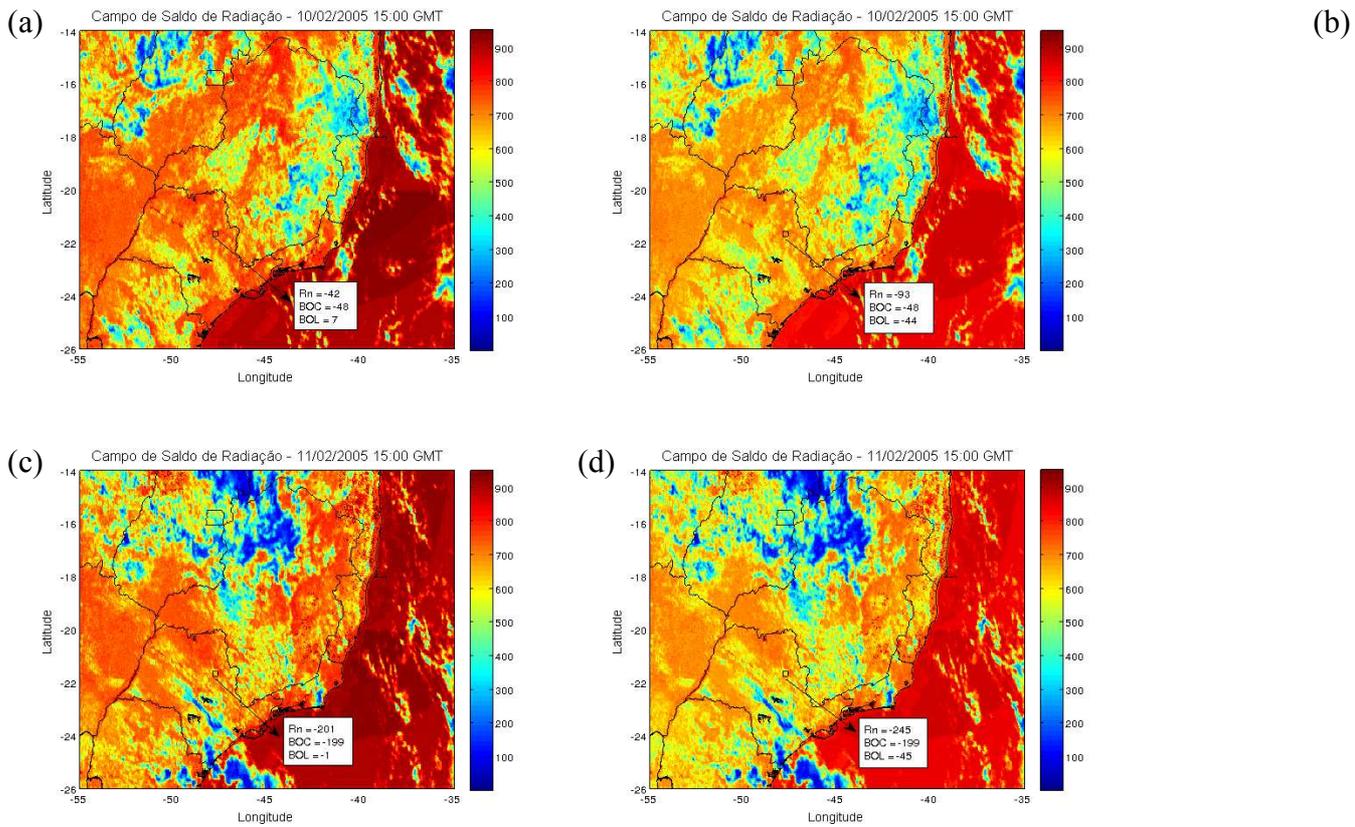


Figura 4.28. Campos de saldo de radiação para a região sudeste nos dias 10 e 11/02 de 2005 as 15:00 GMT. Em (a, c)  $BOL = -0,08 \cdot BOC - 57,5$  e (b,d)  $BOL = -0,12 \cdot BOC - 57,23$ . Os valores de Rn, BOC e BOL para a estação de Santa Rita do Passa Quatro estão representados nos quadros.

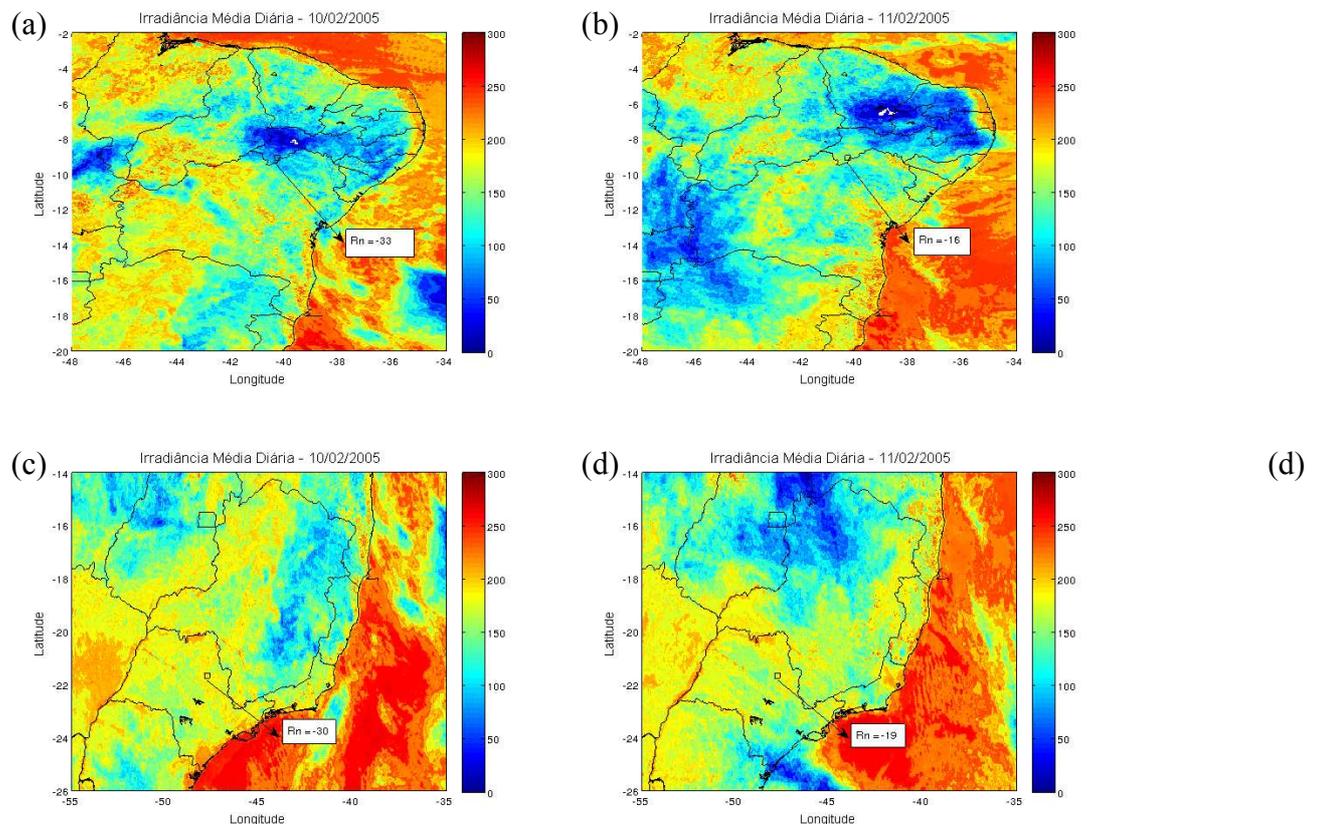


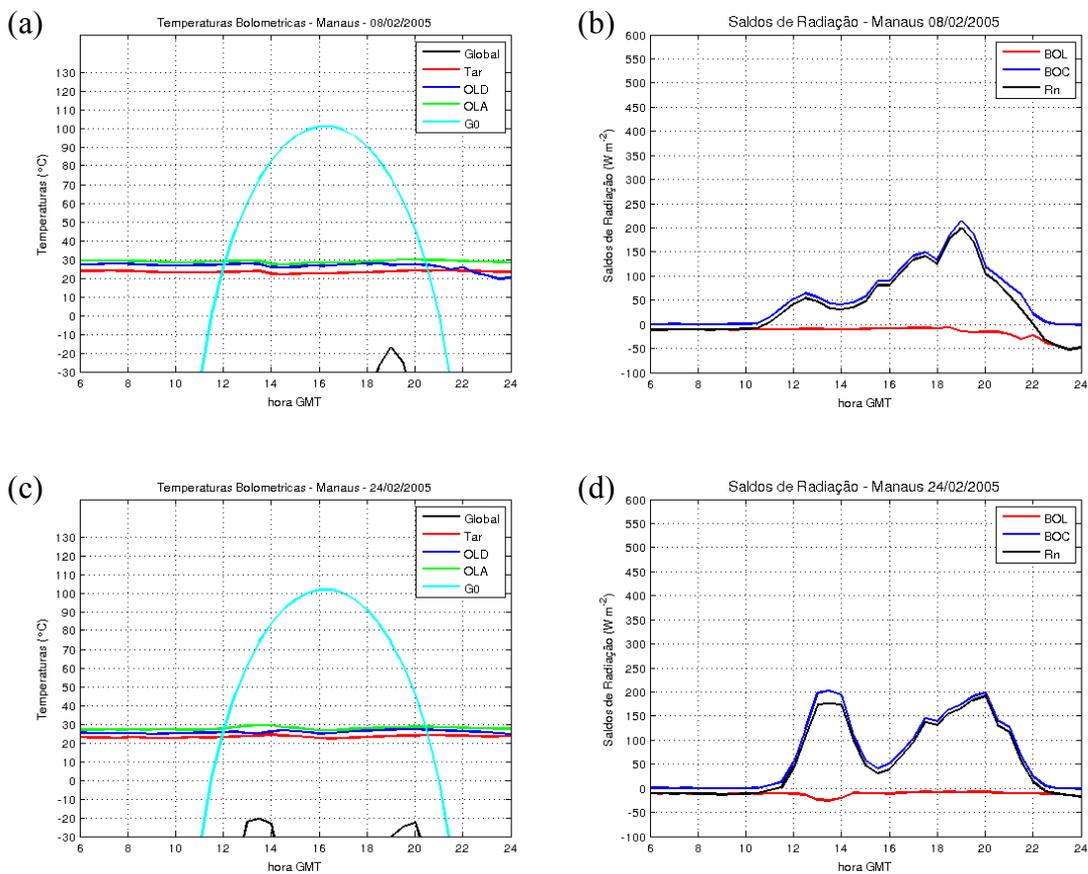
Figura 4.29. Irradiância média diária nos dias 10 e 11/02 de 2005 as 15:00 GMT. Em (a, b)  $BOL = -0,10 \cdot BOC - 38,79$  e (c,d)  $BOL = -0,06 \cdot BOC - 57,5$ . Os valores de  $R_n$  para a estação de Santa Rita do Passa Quatro estão representados nos quadros.

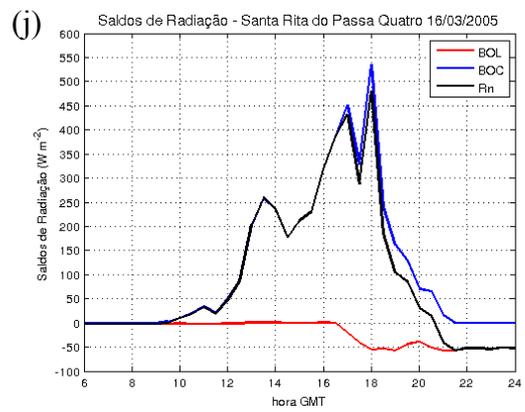
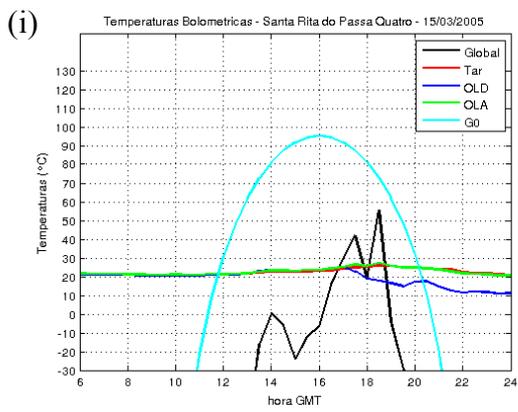
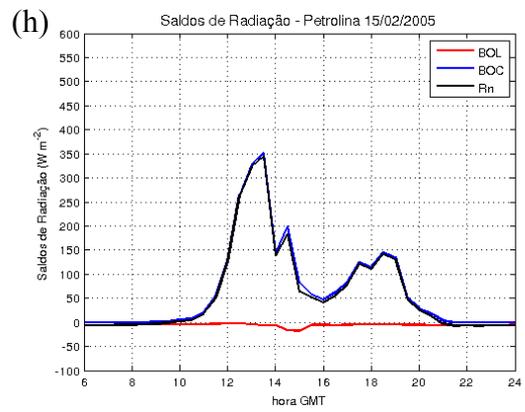
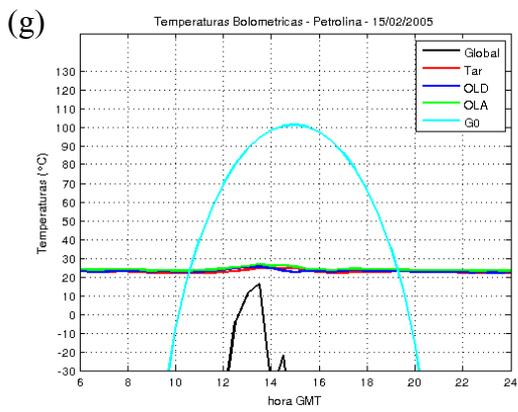
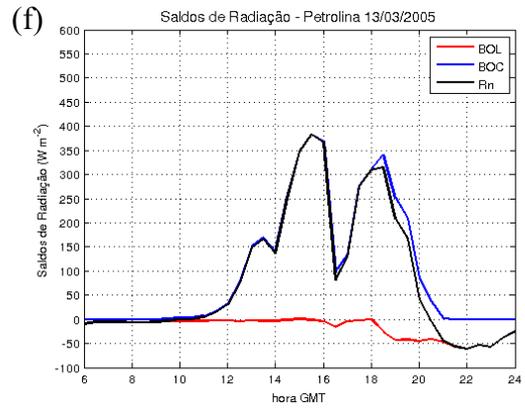
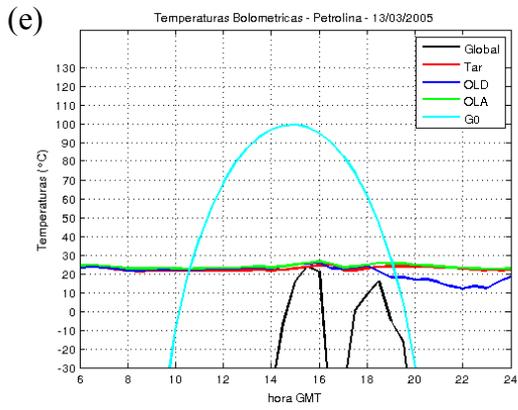
Um outro fator a ser considerado na estimativa do saldo de radiação é a presença de nuvens. Neste trabalho, foi analisado a influência das nuvens no saldo de radiação e de suas componentes. Para tanto, a influência das nuvens foi dividida em duas partes: persistência de nuvens e nuvens passageiras. O fator que diferencia os dois casos é o intervalo de tempo em que a influência da nuvem deve ser considerada em um determinado local e que será determinada a seguir. Para isso, foram analisados ciclos diários do saldo de radiação e de suas componentes.

Os comportamentos dos saldos de radiação e de suas componentes foram avaliados com base em diversos gráficos de temperatura bolométrica – o valor de temperatura estimado a partir de medições de irradiância efetuadas com um bolômetro (instrumento para

medição de irradiâncias, integradas sobre uma determinada faixa do espectro eletromagnético; neste trabalho foram usados valores medidos pelos pirgeômetros das estações), por inversão analítica da lei de Stefan-Boltzmann, assumindo-se que o sistema observado comporte-se como um corpo negro (glossário de termos técnicos em radiação atmosférica disponível em [www.satellite.cptec.inpe.br/radiacao/glossar/glossar.htm](http://www.satellite.cptec.inpe.br/radiacao/glossar/glossar.htm)). Para a análise foram utilizados dados das estações da Fazenda Nossa Senhora/RO (2002), Manaus/AM (2009), Petrolina/PE (2005) e Santa Rita do Passa Quatro/SP (2005).

A figura 4.30 mostra diversos casos de persistência de nuvens e como o saldo de radiação total se ajusta ao saldo de onda curta de forma que o saldo de onda longa é nulo.





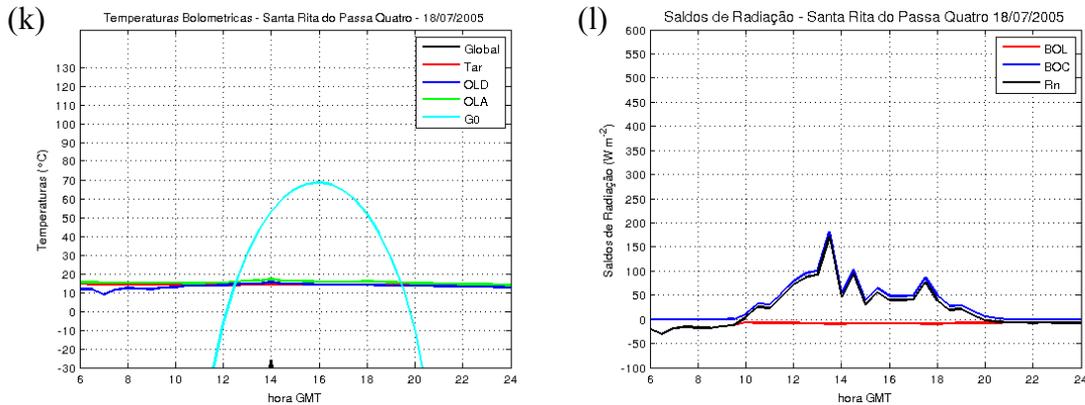


Figura 4.30. Temperaturas bolométricas das componentes dos saldos de radiação (figuras a esquerda) e os saldos de radiação correspondentes (figuras a direita).

Observou-se que o saldo de radiação de onda longa é nulo caso haja persistência de nuvens por um intervalo de tempo maior ou igual a duas horas. Com relação a OLA, a presença de nuvens tende a diminuir a temperatura da superfície. A tendência da OLD na presença de nuvens é aumentar seu valor por acréscimo de radiação proveniente da base da nuvem com temperatura  $T_N$ . A figura 4.31 mostra o acréscimo de radiação proveniente da base da nuvem para atmosfera padrão tropical (SBDART) lembrando que a presença de nuvens influencia somente a região da janela atmosférica do espectro eletromagnético (CEBALLOS E SOUZA, 2004). As curvas em vermelho, azul e preto representam OLD na janela atmosférica em condições de céu claro (curvas vermelhas), com nuvens em que as suas bases estão a 6, 4 e 2 Km de altura (curvas pretas) e considerando uma atmosfera seca entre a superfície e a base da nuvem (curvas azuis).

Como pôde ser observado nas figuras 4.23 e 4.24 a estimativa do saldo de radiação de onda curta utilizando o modelo GL e o albedo MODIS apresentou um bom ajuste com relação às medições. Lembrando que o modelo GL fornece estimativas de radiação solar global à superfície tanto em condições de céu claro como em condições de nebulosidade com bons resultados, portanto, na ocasião em que o saldo de radiação de onda longa é nulo em virtude da nebulosidade, o saldo de radiação total à superfície estimado por satélite pode ser modelado a partir do saldo de onda curta.

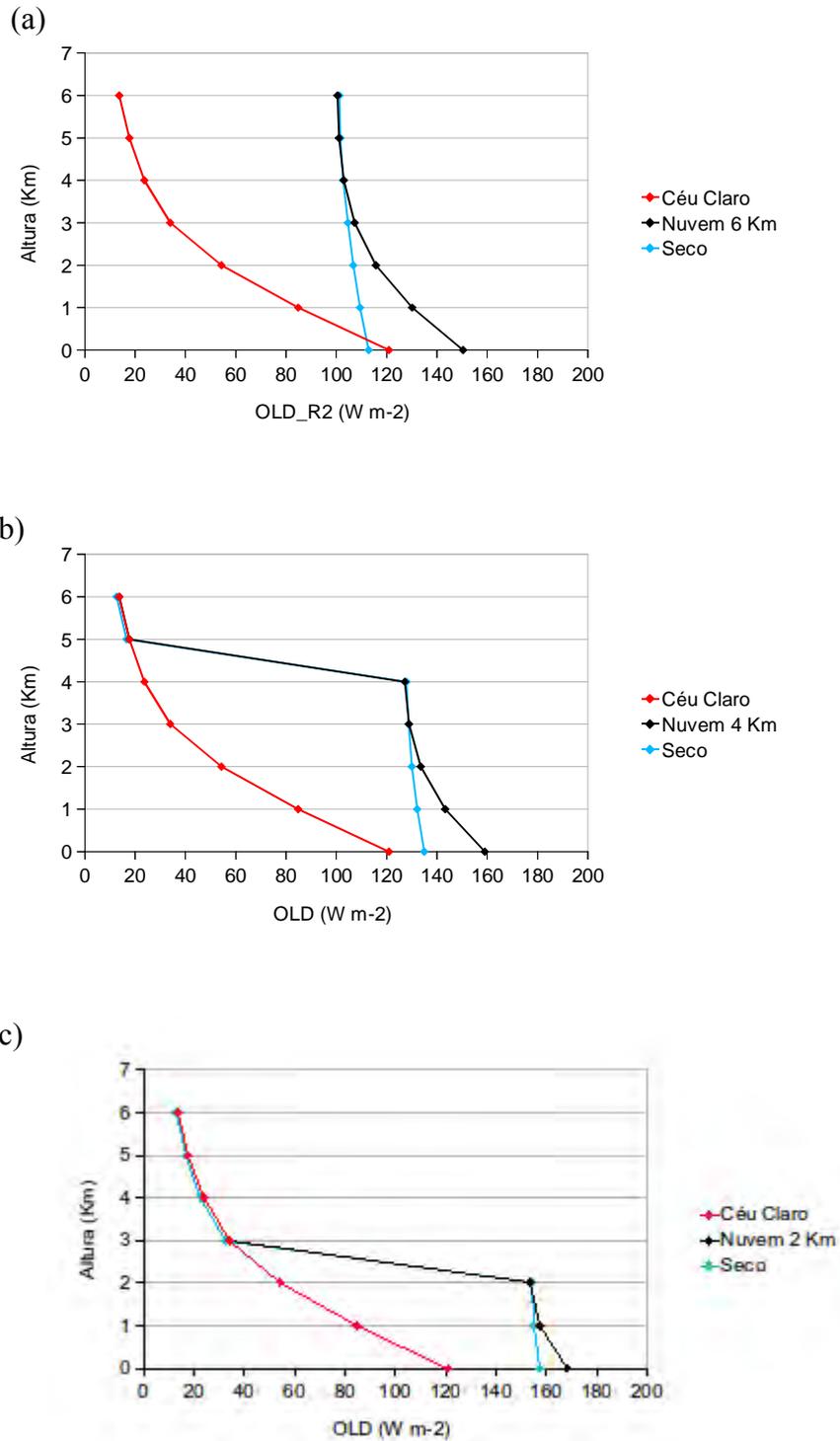
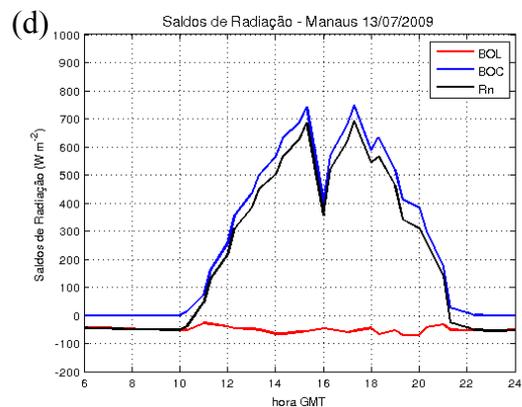
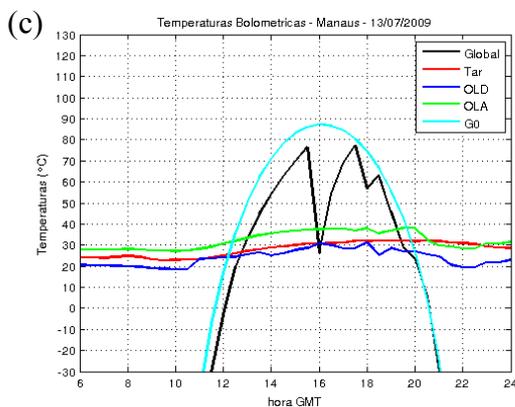
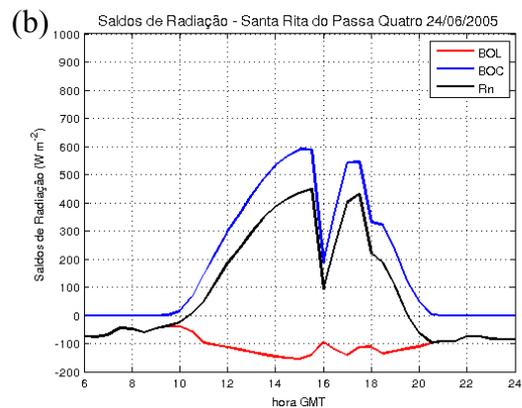
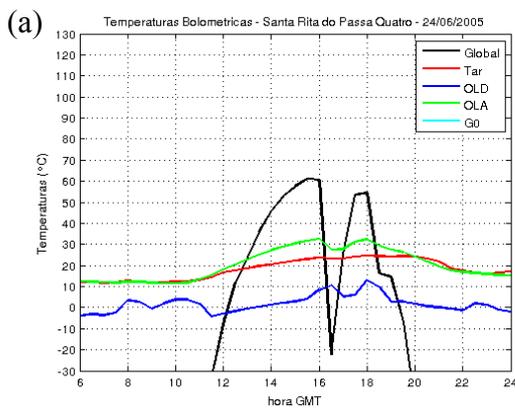


Figura 4.31. Influência de nuvens sobre a OLD na janela atmosférica de acordo com a altura de sua base e o vapor de água entre a superfície e a base considerando perfil atmosférico padrão tropical.

Se o intervalo de tempo que a nuvem permanecer sobre o local for menor que 2 horas, aproximadamente, o saldo de onda longa não é nulo. A influência das nuvens no saldo de onda longa depende da altura da sua base e da profundidade óptica da mesma.

A figura 4.32 mostra o comportamento das componentes do saldo de radiação durante a passagem de nuvens. Em geral, variações da ordem de  $300 \text{ W m}^{-2}$  na radiação de onda curta gera variações em média de  $20 \text{ W m}^{-2}$  na OLA, o que corresponde a uma diminuição de aproximadamente  $3,5 \text{ K}$  na temperatura bolométrica da superfície. A OLD diminui cerca de  $1$  a  $3 \text{ W m}^{-2}$  para mesma variação da radiação solar. Já variações da ordem de  $700 \text{ W m}^{-2}$  geram diminuições da ordem de  $50 \text{ W m}^{-2}$  na OLA e  $15 \text{ W m}^{-2}$  na OLD correspondendo a diminuição da ordem de  $5$  e  $3 \text{ K}$  na temperatura bolométrica, respectivamente.



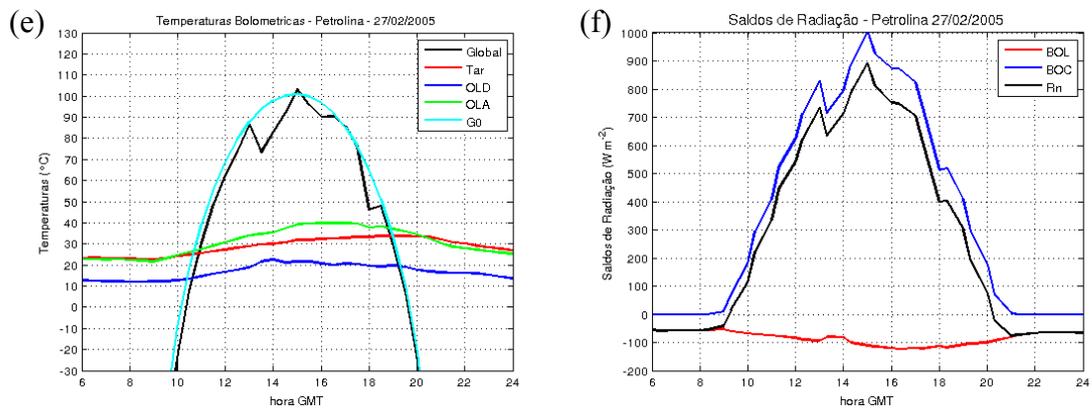


Figura 4.32. Temperaturas bolométricas das componentes do saldo de radiação (figuras a esquerda). Saldos de radiação de onda longa, curta e total (figuras a direita).

Nas duas condições (persistência de nuvens e nuvens passageiras) um estudo mais detalhado envolvendo a espessura óptica da nuvem e a altura de sua base deverá ser realizado. A priori as aproximações discutidas acima poderiam ser utilizadas na estimativa do ciclo diário do saldo de radiação. Uma vez que em condições de céu claro o ciclo diário do saldo de radiação pode ser facilmente obtido a partir de informações satelitais gerando bons resultados, cuidados adicionais devem ser tomados.

## CAPÍTULO 5

### 5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

O objetivo principal deste trabalho foi avaliar o saldo de radiação utilizando dados de satélites. As componentes do saldo de radiação são estimadas através de diferentes métodos e, portanto, apresentam limitações específicas.

A radiação solar incidente à superfície estimada pelo modelo GL (versão 1.2) apresentou erro médio para a irradiância média diária de  $2,68 \text{ W m}^{-2}$  e desvio padrão médio de  $20,47 \text{ W m}^{-2}$  para as estações de Santa Rita do Passa Quatro, Petrolina (CT-Hidro e SONDA), Manaus, São Martinho da Serra e Brasília nos meses de janeiro, fevereiro, julho e agosto de 2005 em condições de atmosfera com baixa espessura óptica dos aerossóis. As principais fontes de erros do modelo são:

1. Água precipitável: considerada constante sobre extensas regiões ( $3,5 \text{ g cm}^{-2}$  ao sul de  $20^\circ\text{S}$ ,  $4,5 \text{ g cm}^{-2}$  ao norte dessa latitude).
2. Albedo da superfície no intervalo visível: considerada constante ( $R_{\text{vis}} = 0,09$ ).
3. Calibração do canal VIS do satélite.
4. Cobertura de nuvens.

Outro fator que deve ser levado em consideração no modelo GL é a introdução de uma parametrização referente a atenuação devido ao aerossol. O efeito do aerossol sobre a radiação solar é levado mais em conta em regiões com grande carga de aerossol como na região Amazônica e São Paulo, por exemplo, principalmente no inverno na região Sudeste e durante queimadas na Amazônia.

De forma geral, o modelo GL apresentou resultados bastante acurados para diversas regiões tão distantes geograficamente, tanto em condições de predominância de céu

claro quanto em condições de nebulosidade variável.

O produto MODIS de albedo da superfície apresentou resultados coerentes com relações as medidas nas estações de Petrolina, Santa Rita do Passa Quatro e Manaus. Porém, considerar um valor constante quinzenal do albedo pode introduzir erros causados principalmente pela precipitação, exceto para regiões de floresta tropical em que o albedo da superfície pouco muda no decorrer do ano. Observou-se que o aumento na umidade do solo diminui a refletância no intervalo infravermelho solar.

O balanço de onda curta (BOC) apresentou resultados satisfatórios com erros médios da ordem de  $4 \text{ W m}^{-2}$  e desvio padrão médio de  $3 \text{ W m}^{-2}$  para as estações de Petrolina e Santa Rita do Passa Quatro.

A radiação de onda longa ascendente da superfície foi avaliada a partir da emissividade e temperatura da superfície.

Com relação a emissividade da superfície, foram comparados dois métodos de estimativa. A emissividade calculada usando o NDVI a partir do método de Van de Griend e Owe (1993) apresentou valores incoerentes ( $> 1$ ) para regiões com floresta densa, como a região Amazônica. Observou-se que essa incoerência ocorre para valores de NDVI maiores que 0,956. Alguns autores sugerem que este método seja utilizado apenas em regiões com características semelhantes a região em que ele foi desenvolvido. A diferença entre os métodos variou aproximadamente entre -0,04 e 0,03. Como não é uma variável medida em abrigos meteorológicos à validação torna-se inviável. Erros na emissividade da superfície da ordem de 0,04 podem ocasionar erros de aproximadamente  $20 \text{ W m}^{-2}$  na radiação de onda longa ascendente.

Com relação à estimativa da temperatura da superfície foi utilizado um método monocanal desenvolvido por Souza e Silva (2005). Este modelo tem como principais variáveis de entrada água precipitável necessária ao cálculo da transmitância da atmosfera, temperatura média do ar e um canal centrado em 11 mm, sendo que neste

trabalho foi utilizado o canal 4 do satélite GOES 12. Por não haver medidas de temperatura da superfície ela foi calculada através da inversão da equação de Stefan-Boltzmann com OLA medida em abrigos meteorológicos e o produto MODIS de emissividade da superfície como forma de estabelecer uma validação. O modelo apresentou erros médios mensais abaixo de 10% estando, portanto, dentro de erros aceitáveis para instrumentos que medem radiação de onda longa (pirgeômetros). O modelo mostrou ser muito sensível à variação de água precipitável e um estudo complementar da transmitância da atmosfera deve ser realizado a fim de se diminuir os erros. Outro fator a ser analisado é o mascaramento de nuvens, que por sua vez, introduz erros consideráveis na estimativa da TSC e conseqüentemente na OLA. A radiação de onda longa é sensível a erros na estimativa da temperatura da superfície. Erros de 10 K na TSC podem ocasionar erros da ordem de  $60 \text{ Wm}^{-2}$  na OLA.

Neste trabalho, os parâmetros necessários a estimativa da OLD, temperatura do ar e emissividade da janela atmosférica, foram reavaliados no modelo desenvolvido por Ceballos e Souza (2004). A emissividade da janela atmosférica (função da água precipitável) foi reparametrizada usando apenas informações satelitais. Da mesma forma, a fração de radiação de corpo negro da janela foi reparametrizado e o resultado encontrado está em acordo com os da literatura. Verificou-se que a temperatura necessária à estimativa da OLD corresponde a temperatura do primeiro nível de uma sondagem atmosférica. Este comportamento foi observado em diversas regiões de estudo (Brasília, Petrolina, Santa Rita do Passa Quatro, São Martinho da Serra e Manaus) que possuem características atmosféricas distintas. Os resultados foram satisfatórios e ainda indicaram erros de calibração dos pirgeômetros nas estações de Petrolina e São Martinho da Serra.

Uma desvantagem de se utilizar sondagens atmosféricas satelitais é a baixa resolução temporal com o qual os arquivos são gerados. Neste trabalho foram utilizados sondagens MODIS que dispõe de apenas duas passagens durante o período diurno. Dessa forma, estimar o ciclo diário de OLD e conseqüentemente o balanço de ondas longas utilizando informações de satélite fica comprometido. Uma opção foi considerar

um valor constante de OLD para todo o período diurno, porém em alguns casos (figura 32b) não apresenta resultados satisfatórios.

A solução sugerida neste trabalho é o de considerar o BOC como componente principal do saldo de radiação e o BOL como uma correção desse saldo. Observou-se que o saldo de radiação total é linear ao saldo de radiação de onda curta. O mesmo acontece com o saldo de onda longa. Ainda é necessário que faça um estudo utilizando mais medidas à superfície para que se possa parametrizar uma equação ou um método de estimativa do saldo de radiação. Porém, observou-se existir a possibilidade de estimar saldo de radiação com boa precisão sobre o Brasil utilizando apenas informações satelitais.

Em condições de nebulosidade, avaliou-se que o comportamento do BOL em condições de nebulosidade tende a se anular quando há persistência de nuvens sobre um local em um intervalo de tempo maior que 2 h, aproximadamente. Nessas situações, o saldo de radiação pode ser estimado diretamente através do saldo de onda curta, uma vez que, o modelo GL também fornece dados em situações de nebulosidade. Apesar disso, ainda há a necessidade de se avaliar o comportamento de OLD considerando a altura da base de nuvens e a espessura óptica da mesma.

### **Sugestão para Trabalhos Futuros**

Gerar campos de refletância do solo no visível e infravermelho, renovados periodicamente. Estes campos podem ser gerados a partir do produto MODIS de albedo da superfície. Este produto possui a vantagem de fornecer o albedo da superfície nas bandas do visível e infravermelho separadamente. Atualmente, o Grupo de Radiação Solar e Terrestre – DSA está desenvolvendo a versão 1.4 do modelo GL introduzindo campos de água precipitável gerados a partir do modelo global de previsão do tempo do CPTEC-INPE.

Avaliar e comparar outras formas de se estimar emissividade da superfície a fim de se

minimizar os erros na estimativa da radiação de onda longa ascendente. Se possível, buscar uma forma de se validar estes métodos com dados medidos.

Desenvolver e validar uma nova parametrização para transmitância do vapor de água no caso de valores elevados de água precipitável para estimar mais precisamente a TSC.

Desenvolver e validar uma parametrização de temperatura média da atmosfera que minimize os erros na estimativa da temperatura da superfície.

Os dois últimos itens acima são para a estimativa da temperatura da superfície utilizado neste trabalho. Este método ainda precisa ser validado comparando com outras medições à superfície e comparado com outros métodos como, por exemplo, métodos *split-window* que são amplamente utilizados. Neste trabalho, a temperatura da superfície foi estimada utilizando-se informações satelitais em conjunto com dados do modelo global de previsão do tempo do CPTEC-INPE, porém, utilizar apenas informações satelitais diminuiria o tempo de processamento.

Desenvolver máscaras de nuvem mais precisas, a fim de se obter estimativas mais acuradas de OLA de céu claro.

Estudar mais precisamente efeito de nuvens sobre a OLD e a OLA considerando altura da base e a espessura óptica de nuvens. Desenvolver estimativas de temperatura da base de nuvens apropriadas para avaliar OLD em condições de nebulosidade sobre o continente.

Estudar as diferenças entre as parametrizações com e sem nuvens para estimativa de  $R_n$ .



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALADOS, I.; FOYO-MORENO, I.; OLMO, F. J.; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Relationship between net radiation and solar radiation for semi-arid shrub-land. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 116. n. 3. p. 221 – 227. 2003.
- ANDREAS, O.; TOMASSINI, M.; HOLMLUND, K.; SCHMETZ, J.; Low-level cloud motion winds from METEOSAT high-resolution visible imagery. **Weather and Forecasting**. v. 12. p. 175 – 184. 1997.
- ARAÚJO, A. C.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; CULF, A. D.; GASH, J. H. C.; VALENTINI, R.; KABAT, P. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central amazonian rainforest: the Manaus LBA Site. **Journal of Geophysical Research**. v. 107. n. D20. p. 1 – 20. 2002.
- ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 2ª edição. Local: [S. l.]. Academic Press. 2001. p. 447. ISBN 0-12-0593548.
- ATAÍDE, K. R. P. **Determinação do saldo de radiação e radiação solar global com produtos do sensor MODIS TERRA e AQUA**. f. 97. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande – PB. 2006.
- 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**. v. 212-213. p. 198 – 212. 1998.
- BASTOS, E. J. B.; SOUZA, R. A. F.; ALVALÁ, R. C. S. Emissividade da superfície sobre o Brasil a partir de observações do SSM/I em 19 Ghz e 85 Ghz. **Brazilian Journal of Geophysics**. v. 18. n. 2. p. 147 – 158. 2000.
- BECKER, F.; LI, Z-L. Towards a local split-window method over land surfaces. **International Journal of Remote Sensing**. v. 11. n. 3. p. 369 – 393. 1990.
- BERDAHL, P.; MARTIN, M. Characteristics of infrared sky radiation in the United States. **Solar Energy**. v. 33. n. 3-4. p. 321 – 336. 1984.
- BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) Data for Clear Sky Days. **Remote Sensing of Environmental**. v. 97. n. 1. p. 52 – 67. 2005.
- BRAGA, R. C.; COSTA, S. S.; RODRIGUES, J. V. Estimativa da água precipitável através dos sensores MODIS/TERRA e AIRS/AQUA: avaliação preliminar através de radiossondagens no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010, Belém,PA. **Anais...**Rio de janeiro: SBMET, 2010

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 58. p. 389 – 420. 1932.

BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources**. v. 11. p. 742 – 744. 1975.

CEBALLOS, J. C. Estimativa de radiação solar à superfície com céu claro: um modelo simplificado. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 15. n. 1. p. 113 – 122. 2000.

CEBALLOS, J. C.; BOTTINO, M. J.; SOUZA, J. M. A simplified physical model for assessing solar radiation over Brazil using GOES 8 visible imagery. **Journal of Geophysical Research**. v. 109. n. D02211. p. 1 – 14. 2004.

CEBALLOS, J. C.; BOTTINO, M. J. Estimativa de radiação solar por satélite: desempenho do modelo operacional GL 1.2. 2004. Florianópolis.

CEBALLOS, J. C.; SOUZA, J. M. Fluxos de onda longa descendente à superfície: Conceitos e parametrizações para estimativas por satélite. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza, CE. **Anais...** Rio de Janeiro:SBMET, 2004.

CIHLAR, J.; LY, H.; LI, Z.; CHEN, J.; POKRANT, H.; HUANG, F. Multitemporal, multichannel AVHRR data sets for land biosphere studies – artifacts and corrections. **Remote Sensing Environment**. v. 60. n. 1. p. 35 – 57. 1997.

COLL, C.; CASELLES, V. VALOR, E.; RUBIO, E. Validation of temperature-emissivity separation and split-window methods from TIMS data and ground measurements. **Remote Sensing of Environment**. v. 85. n. 11. p. 232 – 242. 2003.

CRAWFORD, T. M.; DUCHON, C. E. An improvement parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. **Journal of Applied Meteorology**. v. 28. n. 4. p. 474 – 480. 1999.

CUCUMO, M.; ROSA, A.; MARINELLI, V. Experimental testing of correlations to calculate the atmospheric “transparency window” emissivity coefficient. **Solar Energy**. v. 80. p. 1031 – 1038. 2006.

CUEN, R. H. M.; ASMUSSEN, L. E. The variability of the net radiation ratio. **Nordic Hydrologic**. v. 07. n. 2. p. 135 – 144. 1976.

CUNHA, A. P. M. A. **Calibração do “Simplified Simple Biosphere Model - SSiB” para o bioma da caatinga do nordeste brasileiro**. 135 f. Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos – SP. 2007.

DARNELL, W. L.; GUPTA, S. K.; STAYLOR, W. F. Downward longwave radiation at the surface from satellite measurements. **Journal of Applied Meteorology**. v. 22. n. 11. p. 1956 – 1960. 1983.

DASH, P.; GÖTTSCHE, F. M.; OLESEN, F. S.; FISCHER, H. Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice current – trends. **International Journal Remote Sensing**. v. 23. n. 13. p. 2563 – 2594. 2002.

DEDIEU, G.; DESCHAMPS, P. Y.; KERR, Y. H. Surface estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to meteosat data. **Journal of Climate and Applied Meteorology**. v. 26. p. 79 – 87. 1987.

DUARTE, H. F.; DIAS, N. L.; MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in the southern brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 139. p. 171 – 181. 2006.

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

FIETZ, C. R.; FISCH, G. F. Avaliação de modelos de estimativa do saldo de radiação e do método de priestley-taylor para a região de Dourados, MS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 13. n. 4. p. 449 – 453. 2009.

FLERCHINGER, G. N.; XAIO, W.; MARKS, D.; SAUER, T. J.; YU, Q. Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation. **Water Resources Research**. v. 45. p. 1 – 13. 2009.

FORSYTHE, J. M.; HAAR, T. H. V.; REINKE, D. L. Cloud-base height estimates using a combination of meteorological satellite imagery and surface reports. **Journal of Applied Meteorology**. v. 39. p. 2336 – 2357. 2000.

FRANCIS, J. A. A method to derive downwelling longwave fluxes at the Arctic surface from TIROS operational vertical sounder data. **Journal of Geophysical Research**. v. 102. n. D2. p. 1795 – 1806. 1997.

GAUTIER, C.; DIAK, G.; MASSE, S. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. **Journal of Applied Meteorology**. v. 19. n. 8. p. 1005 – 1012. 1980.

GIONGO, P. R.; MOURA, G. B. A.; SILVA, B.; ROCHA, H. R.; MEDEIROS, S. R. R.; NAZARENO, A. C. Albedo à superfície a partir de imagens landsat 5 em áreas de cana-de-açúcar e cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 14. n. 3. p. 279 – 287. 2010.

GUPTA, S. K.; WHITLOCK, C. H.; RITCHEY, N. A.; WILBER, A. C. **Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) algorithm theoretical basis document: an algorithm for longwave surface radiation budget for total skies (subsystem 4.6.3)**. [http://asd-www.larc.nasa.gov/ATDB/pdf\\_docs/r2\\_2/ceres-atdb2.2-s4.6.3.pdf](http://asd-www.larc.nasa.gov/ATDB/pdf_docs/r2_2/ceres-atdb2.2-s4.6.3.pdf).

IDSO, S. B.; JACKSON, R. D. Thermal radiation from the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**. v. 74. n. 23. p. 5397 – 5403. 1969.

INAMDAR, A. K.; RAMANATHAN, V. **Clouds and the Earth's Radiante Energy System (CERES) algorithm theoretical basis document: Estimation of longwave surface radiation budget from CERES (subsystem 4.6.2)**. [http://asd-www.larc.nasa.gov/ATDB/pdf\\_docs/r2\\_2/ceres-atdb2.2-s4.6.2.pdf](http://asd-www.larc.nasa.gov/ATDB/pdf_docs/r2_2/ceres-atdb2.2-s4.6.2.pdf).

JACOBS, J. M.; MYERS, D. A.; ANDERSON, M. C.; DIAK, G. R. GOES surface insolation to estimative wetlands evapotranspiration. **Journal of Hydrology**. v. 266. n. 1-2, p. 53 – 65. 2000.

JI, Z.; WENFENG, Z.; DEYONG, HU.; XIANG, Z. Improvement of mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from HJ-1B satellite data. **Chinese Geographical Science**. v. 20. n. 2. p. 123 – 131. 2010.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; SOBRINO, J. A. A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. **Journal of Geophysical Research**. v. 108. n. D22. p. 1 – 8. 2003.

KAMINSKY, K. Z.; DUBAYAH, R. Estimation of surface net radiation in the boreal forest and northern prairie from shortwave flux measurements. **Journal of Geophysical Research**. v. 102. n. D24. p. 29707 – 29716. 1997.

KJAERGAARD, J. H.; PLAUBORG, F. L.; HANSEN, S. Comparison of models for calculating daytime long-wave irradiance using long term data set. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 143. n. 1-2. p. 49 – 63. 2007.

KRUK, N. S.; VENDRAME, I. F.; HUMBERTO, R. R.; CHOU, S. C.; CABRAL, O. Downward longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 99. n. 1-2. p. 115 – 123. 2009.

LEE, H. T. **Development of a statistical technique for estimating the downward longwave radiation at the surface from satellite observations**. 150 f. Dissertação de Pós-Doutorado. University of Maryland, College Park, 1993.

LEE, H. T.; ELLINGSON, R. G. A regression technique for estimating downward longwave flux at the surface from HIRS radiance observations. In: Conference on Atmospheric Radiation, 7., 1990, Boston, MA. **Proceedings...** Boston: American Meteorological Society, 1990.

LIANG, S. **Quantitative remote sensing of land surfaces**. 1ª Edição. Local: [S.l.]. Wiley. 2004. p. 562. ISBN 0-471-28166-2.

LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. 2ª Edição. California: Academic Press, 2002. 599p.

LUCHT, W.; SCHAAF, C. B.; STRAHLER, A. H. An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. v. 38. n. 2. p. 977 – 988. 2000.

MALEK, E. Cloud contribution to the daily and annual radiation budget in a mountainous valley. **Atmospheric Research**. v. 88. n. 3-4. p. 367 – 380. 2008.

MEERKÖTTER, R.; BUGLIARO, L. Diurnal evolution of cloud base heights in convective cloud fields from MSG/SEVIRI data. **Atmospheric Chemistry and Physics**. v. 9. p. 1767 – 1778. 2009.

MEKLER, Y.; JOSEPH, J. H. Direct determination of surface albedos from satellite imagery. **Journal of Climate and Applied Meteorology**. v. 22. p. 530 – 536. 1983.

MORCRETTE, J. J.; DESCHAMPS, P. Y. Downward longwave radiation at the surface in clear sky atmospheres: comparison of measured, satellite-derived and calculated fluxes. In: Proc. ISLSCP Conf. Rom, ESA SP-248, Darmstadt, Germany, 1986.

MURTAGH, G. J. Relations between net radiation, global solar radiation, and sunshine on the north coast of new south wales. **Australian Meteorological Magazine**. v. 24. n. 03. p. 111 – 114. 1976.

NEGRI, R. G. **Um modelo de estimativa dos ventos para os baixos níveis utilizando imagens dos canais visível e infravermelho próximo (3,9 mm)**. 148 f. Tese de Doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos – SP. 2006.

MONTELLI NETO, S. L.; PEREIRA, E. B.; JUNIOR, J. C. T.; COLLE, S. **Sonda – Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais para o Setor de Energia**. Seminário Nacional de Produção e Transmissão de Energia Elétrica. Out/2007. Rio de Janeiro.

NIEMELÄ, S.; RÄISÄNEM, P.; SAVIJÄRVI, H. Comparison of surface radiative flux parameterizations. Part I: longwave radiation. **Atmospheric Research**. v. 58. n. 1. p. 1 – 18. 2001.

OFFERLE, B.; GRIMMOND, C. S. B.; OKE, T. R. Parameterization of net all-wave radiation for urban areas. **American Meteorological Society**. v. 72. n. 08. p. 1157 – 1173. 2003.

- OUAIDRARI, H.; GOWARD, S. N.; CZAJKOWSKI, K. P.; SOBRINO, J. A.; VERMOTE, E. Land surface temperature estimation from avhrr thermal infrared measurements. an assessment for the AVHRR land pathfinder II data set. **Remote Sensing of Environment**. v. 81. n. 1. 114 – 128. 2002.
- PALTRIDGE, G. W.; PLATT, C. M. R. **Radiative processes in meteorology and climatology**. Elsevier. 1976. p. 318. ISBN 0-444-41444-4.
- PINKER, R. T.; CORIO, L. A. Surface radiation budget from satellites. **American Meteorological Society**. v. 112. n. 1. p. 209 – 215. 1984.
- PINKER, R. T.; EWING, J. A. Modeling Surface Solar Radiation: Model Formulation and Validation. **Journal of Climate and Applied Meteorology**. v. 24. n. 5. p. 389 – 401. 1985.
- PRATA, A. J. A New Long-Wave Formula for Estimating downward Clear-Sky Radiation at the Surface. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 12. p. 1127 – 1151. 1996.
- 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 Remote Sensing**. v. 22. n. 18. p. 3719 – 3746. 2001.
- RICCHIAZZI, P.; 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**. v. 79. n. 10. p. 2101 – 2114. 1998.
- SAUNDERS, R. W. The determination of broad band surface albedo from AVHRR visible and near-infrared radiances. **International Journal Remote Sensing**. v. 11. n. 1. p. 49 – 67. 1990.
- SENTELHAS, P. C.; ANGELOCCI, L. R. Radiação solar; balanço de energia. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, USP, 2005. 40 transparências.
- SILVA, B. B. **Balanço de Radiação com Dados AVHRR/NOAA-14. In: Aplicações Ambientais Brasileiras dos Satélites NOAA e Tiros-N / Coordenador Nelson Jesus Ferreira**. São Paulo: Oficina de Textos, 2004. ISBN: 85-86238-35-X.
- SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 20. n. 2. p. 243 – 252. 2005.
- SMITH, W. L.; WOLFE, H. M. Geostationary satellite sounder (VAS) observations of longwave radiation flux. In: Satellite System to Measure Radiation Budget Parameters and Climate Change Signal, International Radiation Commission, Igls, Austria. 1983.

- SONG, J.; GAO, W. An improved method to derive surface albedo from narrowband AVHRR satellite data: narrowband to broadband conversion. **Journal of Applied Meteorology**. v. 38. p. 239 – 249. 1999.
- SOUZA, J. D.; SILVA, B. B. Correção atmosférica para temperatura da superfície obtida com imagem TM – Landsat 5. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 23. n. 4. p. 349 – 358. 2005.
- STANLEY, D. O.; JURICA, G. M. Flux emissivity tables for water vapor, carbon dioxide and ozone. **Journal of Applied Meteorology**. v. 9. p. 365 – 372. 1970.
- STUHLMANN, R.; RIELAND, M.; RASCHKE, E. An improvement of the igmk model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data. **Journal of Applied Meteorology**. v. 29. p. 586 – 603. 1990.
- SUN, D.; PINKER, R. T. Estimation of land surface temperature from a geostationary operational environmental satellite (GOES-8). **Journal of Geophysical Research**. v. 108. n. D11. p. 1 – 15. 2003.
- SWINBANK, W. C. Long-wave radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 89. p. 339 – 348.
- TATSCH, J. D. **Uma análise dos fluxos de superfície e do microclima sobre o cerrado, cana-de-açúcar e eucalipto, com implicações para mudanças climáticas regionais**. f. 132. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. São Paulo – SP. 2006.
- TURKER, C. J.; PINZON, J. E.; BROWN, M. E. **Global inventory modeling and mapping studies**. Global Land Cover Facility. University of Maryland. 2004.
- VALOR, E.; CASELLES, V. Mapping land surface emissivity from ndvi: application european, african, and south american areas. **Remote Sensing Environment**. v. 57. n. 3. p. 167 – 184. 1996.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. (Ed. 2). **Meteorologia e climatologia**. Recife, 2006. 463p. Disponível em: <<http://www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/livros/>>.
- 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**. v. 14. n. 6. p. 1119 – 1131. 1993.
- VON RANDOW, R. C. S.; ALVALÁ, R. C. S. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Pantanal sul mato-grossense durante os períodos secos de 1999 e 2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 21. n. 3b. p. 398 – 412. 2006

WANG, K.; LIANG, S. Estimation of daytime net radiation from shortwave radiation measurements and meteorological observations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 3, p. 634 – 643, 2009.

WAN, Z.; ZHANG, Y.; ZHANG, Q.; LI, Z. Validation of the landscape temperature products from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 163 – 180, 2002.

## APÊNDICE A – CARACTERÍSTICAS DE ALGUNS SATÉLITES AMBIENTAIS

### A.1. NOAA – AVHRR

O AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) é um dos instrumentos que está a bordo dos satélites da série NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Estes estão colocados em uma órbita heliosíncrona circular e quase-polar. Com altitudes médias de 850 km e período orbital médio de 102 minutos.

O instrumento AVHRR é um imageador de varredura, que detecta radiação na faixa do visível, infravermelho solar e termal do espectro eletromagnético. Este radiômetro possui seis canais espectrais dos quais cinco observam simultaneamente uma mesma área da superfície terrestre (o 3A durante a passagem diurna e o 3B durante a passagem noturna). A tabela A1 resume as características dos canais e o uso dos mesmos.

Tabela A1: Canais do instrumento AVHRR a bordo do satélite NOAA.

CANAL	Banda Espectral ( $\mu\text{m}$ )	Resolução Espacial (km)	Uso
1 (Visível)	0,58 – 0,68	1,1	Monitoramento da vegetação, cobertura de nuvens, lagos, litorais, neve, aerossóis e gelo.
2 (Infravermelho Próximo)	0,725 – 1,00	1,1	
3A (Infravermelho Próximo) – Uso diurno	1,58 – 1,64	1,1	
3B (Infravermelho) – Uso noturno	3,55 – 3,93	1,1	Detectar sinal térmico emitida pela superfície (continentes e oceanos) e pela atmosfera. Durante o dia o canal 3B também reflete radiação solar.
4 (Infravermelho)	10,3 – 11,3	1,1	
5 (Infravermelho)	11,5 – 12,5	1,1	

Fonte: Kampel, 2004

Os canais no infravermelho solar são calibrados em órbita. A cada varredura, o instrumento visa o espaço (radiância zero) e um alvo interno (aproximadamente 290 K)

a bordo do satélite. Esse alvo interno foi projetado para se comportar como um corpo negro. Os canais solares (1, 2 e 3A) não são calibrados em órbita (ainda que a visada no espaço esteja disponível como ponto de referência) (Kampel, 2004).

## A.2. EOS – MODIS

O MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) é o instrumento chave que está a bordo dos satélites da série EOS (Earth Observation System – TERRA e AQUA). Eles possuem uma órbita heliosíncrona circular, quase-polar, com altitude média de 705 km. As passagens pelo continente sul-americano ocorrem aproximadamente as 3 e 12 horas para o TERRA e 6 e 18 horas para o AQUA. A bordo dos satélites, o MODIS faz uma varredura completa da superfície e atmosfera a cada um ou dois dias adquirindo dados em 36 bandas espectrais (tabela A2). Estas 36 bandas estão subdivididas em 3 grupos, quanto a resolução espacial, sendo 250 m para as bandas 1 e 2, 500 m para as bandas de 3 a 7 e 1000 m para as bandas de 8 a 36.

O instrumento MODIS tem um completo sistema de calibração a bordo. Este sistema fornece calibração radiométrica, espectral e espacial utilizando Corpo Negro, Difusor Solar, Monitor de Estabilidade do Difusor Solar e uma Câmara de Calibração Espectroradiômetro (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>).

Tabela A2. Características radiométricas do instrumento MODIS e suas aplicações.

Canal	Banda	Uso Primário
1	620 – 670 nm	Limites da terra, nuvem e aerossol
2	841 – 870 nm	
3	459 – 479 nm	Propriedades da terra, nuvem e aerossol
4	545 – 565 nm	
5	1230 – 1250 nm	
6	1628 – 1652 nm	
7	2105 – 2155 nm	
8	405 – 420 nm	Cor do oceano, fitoplâncton, biogeoquímica
9	438 – 448 nm	
10	483 – 493 nm	
11	526 – 536 nm	
12	546 – 556 nm	
13	662 – 672 nm	
14	673 – 683 nm	
15	743 – 753 nm	
16	862 – 877 nm	
17	890 – 920 nm	Vapor de água atmosférico
18	931 – 941 nm	
19	915 – 965 nm	
20	3660 – 3840 nm	Temperatura da superfície e nuvens
21	3929 – 3989 nm	
22	3929 – 3989 nm	
23	4020 – 4080 nm	
24	4433 – 4498 nm	Temperatura atmosférica
25	4482 – 4549 nm	
26	1360 – 1390 nm	Nuvens cirrus e vapor de água
27	6535 – 6895 nm	
28	7175 – 7475 nm	
29	8400 – 8700 nm	Propriedades de nuvens
30	9580 – 9880 nm	Ozônio
31	10780 – 11280 nm	Temperatura da superfície e nuvens
32	11770 – 12270 nm	
33	13185 – 13485 nm	Altitude do topo das nuvens

34	13485 – 13785 nm	
35	13785 – 14085 nm	
36	14085 – 14385 nm	

Fonte: modis.gsfc.nasa.gov

### A.3. GOES – IMAGER

O satélite da série GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) é operado pela NOAA e controlada pela NASA (National Aeronautics and Space Administration). Está na altitude de aproximadamente 36.000 km da Terra e possui órbita equatorial geossíncrona com velocidade angular coincidente com a velocidade de rotação da Terra (<http://www.sat.cnpm.embrapa.br/conteudo/goes.htm>).

O INPE recebe imagens GOES desde 1996 a partir de três versões deste satélite. Segue a cronologia dos satélites junto ao INPE:

- GOES-8 (G8): de 01/01/1996 à 02/04/2003;
- GOES-12 (G12): de 02/04/2003 à 05/03/2007;
- GOES-10 (G10): de 05/03/2007 à 30/11/2009;
- GOES-12 (G12): de 30/11/2009 até o presente.

Os satélites G8 e G12 estavam localizados a 75°O e permitiam gerar imagens da América do Sul a cada trinta minutos. O satélite GOES 10 estava localizado em 60°O durante o período indicado. Para o G8 e na primeira etapa do satélite G12 (entre 2003 e 2007) a América do Sul era “escaneada” em partes e por isso era gerado um arquivo a cada trinta minutos. Para o G10 e na segunda etapa do G12 as imagens passaram a ser geradas a cada 15 minutos.

O Imager é um dos principais instrumentos a bordo dos satélites GOES (tabela A3). Ele dispõe de cinco canais, sendo dois canais solares e três canais termais. Os canais solares permitem observar nuvens, nevoeiros, presença de corpos de gelo sobre a superfície e

oceanos, mapeamento de poluentes na atmosfera, entre outros. O canal de vapor de água (6,5  $\mu\text{m}$ ) permite detectar o vapor de água presente na atmosfera. Os canais 4 e 5 permitem observar variações de temperatura dos continentes e oceanos e a possibilidade de diferenciar alguns tipos de cinzas vulcânicas (Schmit *et al.*, 2001). O canal de 13,3  $\mu\text{m}$  ajuda a avaliar propriedades de nuvens e campos de ventos (Schmit *et al.*, 2001).

Tabela A3. Canais do instrumento IMAGER a bordo dos satélites GOES.

Bandas Espectrais	Canais ( $\mu\text{m}$ )	Resolução Espacial (km)	Presentes no
1 (Visível)	0,65	1	G8, G10, G12
2 (Infravermelho Médio)	3,9	4	G8, G10, G12
3 (Infravermelho Termal)	6,5	8	G8, G10, G12*
4 (Infravermelho Termal)	10,7	4	G8, G10, G12
5 (Infravermelho Termal)	12	4	G8, G10
6 (Infravermelho Termal)	13,3	8	G12

\* No G12 o canal de 6,5  $\mu\text{m}$  foi modificado para 6,7  $\mu\text{m}$ .

O IMAGER GOES 12 sofreu modificação (com relação ao IMAGER a bordo dos satélites GOES 8 e 10) no canal de vapor de água (canal 3) passando da banda de 6,7 para banda de 6,5  $\mu\text{m}$ . Outra modificação sofrida no instrumento foi a substituição da banda de 12  $\mu\text{m}$  (antigo canal 5) para a banda de 13,3  $\mu\text{m}$  (atual banda 6) (<http://www.oso.noaa.gov/goes/goes-calibration/change-channels.htm>). Essas mudanças permitiram a melhoria de diversos produtos do satélite tais como propriedades de nuvens e campos de vento, porém, produtos que utilizam informações do canal de 12  $\mu\text{m}$  tais como umidade em baixo nível e a possibilidade de diferenciar alguns tipos de nuvens de cinzas vulcânicas fossem degradadas (Schmidt *et al.*, 2001).