



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16657-TDI/1615

**ESTIMATIVA DA UMIDADE SUPERFICIAL DO SOLO
A PARTIR DE SENSORIAMENTO REMOTO POR
MICROONDAS PASSIVA SOBRE A AMÉRICA DO SUL**

Luciana Rossato

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela
Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá, aprovada em 18 de dezembro de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/11.24.18.03>>

INPE
São José dos Campos
2010

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

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) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

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

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16657-TDI/1615

**ESTIMATIVA DA UMIDADE SUPERFICIAL DO SOLO
A PARTIR DE SENSORIAMENTO REMOTO POR
MICROONDAS PASSIVA SOBRE A AMÉRICA DO SUL**

Luciana Rossato

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela
Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá, aprovada em 18 de dezembro de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/11.24.18.03>>

INPE
São José dos Campos
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Rossato, Luciana.

R734es Estimativa da umidade superficial do solo a partir de sensoriamento remoto por microondas passiva sobre a América do Sul / Luciana Rossato. – São José dos Campos : INPE, 2010.

xxx + 147 p. ; (INPE-16657-TDI/1615)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientadora : Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá.

1. Umidade do solo. 2. TMI/TRMM. 3. AMSR-E/Aqua. 4. Modelo ETA. 5. América do Sul. I.Título.

CDU 551.501.86 (8)

Copyright © 2010 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 © 2010 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 Doutor(a) em
Meteorologia**

Dr. Nelson Jesus Ferreira



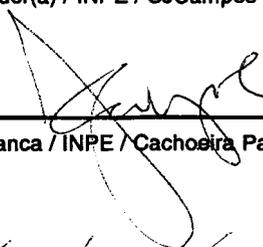
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá



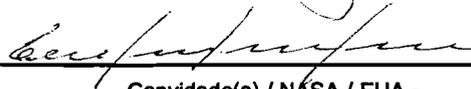
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Juan Carlos Ceballos



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

**Dr. Luis Gustavo Gonçalves de
Gonçalves**



Convidado(a) / NASA / EUA -

Dra. Julia Clarinda Paiva Cohen



Convidado(a) / UFPA / Belém - PA

Aluno (a): Luciana Rossato

São José dos Campos, 18 de dezembro de 2009

“Pérolas são produto da dor, resultado da entrada de uma substância estranha ou indesejável no interior da ostra, como um parasita ou um grão de areia. A parte interna da concha de uma ostra é uma substância lustrosa chamada nácar. Quando um grão de areia penetra, as células do nácar começam a trabalhar e cobrem o grão de areia com camadas e mais camadas para proteger o corpo indefeso da ostra. Como resultado, uma linda pérola é formada. Uma ostra que não foi ferida, de algum modo, não produz pérolas, pois a pérola é uma ferida cicatrizada”.

Autor desconhecido.

A Deus, a meus pais, Edison Antônio Rossato e Maria da Glória Rossato, e a meu irmão, Elmo Rossato.

AGRADECIMENTOS

- A Deus agradeço pelo imenso amor, força, fé coragem, esperança e tantos outros dons que Ele me concedeu nesta caminhada. Nos momentos alegres, Ele estava ao meu lado contemplando os risos; nos momentos de tristeza, o Teu grande amor me consolava e enxugava as minhas lágrimas. Quando achei que tudo estava perdido, a Tua mão Santa e Poderosa moveu o céu e a terra, para que mais um desejo da minha vida fosse cumprido. Portanto, a Deus lhe dou toda honra e glória por mais uma grande vitória. Sem Ele, nada seria.

- A minha família pelo apoio, amor, carinho e paciência em todos os momentos da minha vida. Ainda que eu utilizasse as palavras mais belas para expressar todo o meu sentimento e a minha gratidão não seriam suficientes. Eles contemplaram cada acontecimento e souberam me conduzir, não deixando me faltar nada. Enquanto houver vida, meu coração estará sempre pronto para retribuí-los com amor, dedicação, carinho, paciência e apoio em qualquer momento.

- Aos meus orientadores, Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá e Dr. Richard de Jeu (Vrije Universiteit – Amsterdam), pelas diretrizes e apoio dispensados durante a realização desse trabalho.

- À Banca Examinadora (membros internos e externos) pela disposição na leitura e pela contribuição científica, o que permitiu enriquecer ainda mais o trabalho.

- Ao Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, presidente da Banca Examinadora, membro do corpo docente do curso de Pós-Graduação em Meteorologia e coordenador geral do CPTEC, pelo apoio, incentivo, orientação e sugestões, as quais foram primordiais para o desenvolvimento e a elaboração da tese. Além disso, pelo grande apoio dispensado após o 1º exame de qualificação. Jamais esquecerei as palavras de credibilidade, as quais me deram coragem para perseverar nesta caminhada.

- Ao Dr. Nelson Jesus Ferreira, membro da Banca Examinadora e membro do corpo docente do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, pelo apoio incondicional ao decorrer do doutorado. Sua ajuda foi essencial desde o princípio até a conclusão deste trabalho.

- À Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati, pelas decisões tomadas à frente do Conselho de Curso, as quais foram essenciais para o término do curso. Além disso, agradeço-a pelo grande apoio dispensado no momento mais crucial da finalização do doutorado.

- Aos membros do Conselho de Curso de Pós-Graduação em Meteorologia (a todos que participaram do conselho no período de 2004 a 2009) pela atenção a

cada pedido solicitado, bem como a avaliação de outros assuntos decorrentes do curso.

- Ao corpo docente do INPE pelo apoio e ensino.
- A Secretária da Pós-Graduação em Meteorologia do INPE pelo árduo trabalho em atender todas as solicitações e normas dentro dos devidos prazos. Além disso, pela paciência presente em todos os momentos. Em especial, também agradeço a Lílian, que durante anos acompanhou a maior parte de todas as etapas concluídas.
- À Seção de Pós-Graduação do INPE que sempre zelou de todos os processos burocráticos de cada aluno com muita atenção.
- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) do Ministério da Educação e Cultura (MEC) pela concessão da bolsa de doutorado e auxílios para a participação em Congressos no País e no exterior.
- À Bibliotecária do SID (Serviço de Informação e Documentação) e do CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos) do INPE pelo pronto atendimento de todas as referências bibliográficas solicitadas, pois sem estas o trabalho não seria realizado.
- Ao Dr. Carlos Frederico Angelis, chefe da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do INPE e membro do corpo docente do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, pelo apoio e auxílio constantes que diretamente contribuíram para a conclusão deste trabalho.
- Aos Drs. Leonardo Peres e Simone Sievert da Costa pelas discussões e apoio dispensados.
- Ao Dr. Ralf Gielow, pela amizade, apoio e dedicação dispensados durante anos, os quais foram de grande relevância para a conclusão deste trabalho.
- À Dra. Angélica Giarola, pesquisadora do INPE, pela concessão dos dados medidos de umidade do solo coletados do sítio experimental do Experimento de Umidade do Solo (Soil Moisture Experiment 2003 – SMEX03), os quais foram primordiais para a finalização da tese.
- Ao Dr. Humberto Rocha, pesquisador da USP (Universidade de São Paulo), pelos dados de umidade do solo dos sítios experimentais Bananal e Pé de Gigante localizados nos estados do Tocantins e São Paulo, respectivamente.
- Ao grupo de pesquisa da Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá (Ana Paula, Ângela, Diego, Jorge, Rita Márcia e Viviane) que sempre apresentaram

disposição em auxiliar de alguma forma ou de outra para a conclusão deste trabalho.

- Ao Dr. Francis Wagner, pesquisador do INPA (Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia), pela ajuda na programação.

- Ao Dr. Fabiano Morelli pelo apoio com os recursos computacionais para a execução de diferentes trabalhos, bem como pela discussão científica em diversas áreas.

- À Dra. Solange Souza pelo auxílio com a programação, apoio e amizade durante a elaboração deste trabalho.

- Ao Ricardo Guarnieri pelo auxílio inicial no desenvolvimento do algoritmo em Matlab para a obtenção de alguns dados.

- À Ana Carolina Vasques pelo envio dos dados de precipitação, os quais foram de extrema importância para a análise dos resultados.

- A todos meus amigos em geral que tiveram uma contribuição direta ou indiretamente neste trabalho. A todos, muito obrigada!!!

RESUMO

Considerando o potencial dos algoritmos de recuperação da umidade do solo, em microondas passiva e a necessidade de se obter medidas contínuas sobre extensas áreas, o objetivo do presente trabalho foi estimar a umidade superficial do solo a partir de informações de diferentes sensores em microondas (TMI/TRMM e AMSR-E/Aqua) para toda a América do Sul durante o ano de 2003. Para tanto, utilizou-se o Land Parameter Retrieval Model – LPRM (versão modificada com a nova metodologia sugerida por Meesters et al. 2005). Como parâmetros de entrada, o modelo utiliza dados da temperatura da vegetação, do albedo de espalhamento simples, da temperatura efetiva da camada emissora da superfície do solo, da emissividade da superfície do solo e da transmissividade da vegetação. A temperatura da camada de emissão foi estimada a partir de observações na frequência de 37 GHz, utilizando um procedimento desacoplado do algoritmo de recuperação da umidade superficial do solo. Para a temperatura dentro do dossel assumiu-se que o solo e a vegetação têm a mesma temperatura. A emissividade da superfície foi estimada com o modelo proposto por Choudhury et al. (1979) em combinação com o modelo de mistura dielétrica de Wang e Schmugge (1980). A transmissividade da vegetação foi determinada em termos da profundidade óptica τ , a qual foi calculada utilizando o modelo de opacidade da vegetação proposto por Meesters et al. (2005). Os resultados obtidos através do LPRM foram validados com dados medidos em campo, ou seja, com dados obtidos no âmbito do Experimento de Umidade do Solo (SMEX03) realizado em Barreiras, BA; dados coletados em Bananal, TO; e no sítio Pé de Gigante, situado em Santa Rita do Passa Quatro, SP. A partir desta análise, verificou-se que a estimativa da umidade superficial do solo derivada a partir das informações do sensor AMSR-E é mais acurada para a banda C.

SURFACE SOIL MOISTURE ESTIMATION USING PASSIVE MICROWAVE REMOTE SENSING OVER SOUTH AMERICA

ABSTRACT

In the last decades, several research efforts have focused on the development of remote-sensing techniques to characterize the land surface parameters (such as surface temperature, optical depth and surface soil moisture) over large areas, once that remote sensing has advantage provide spatially integrated information and repeated observations in regular time range. However, different approaches have been developed in various algorithms for land surface retrieval. However, these models have not been studied in regions of the South American continent. Thus, considering the potential of land surface parameters retrieval using remote sensing in large areas, absence soil moisture continuous measures over large areas and availability of the information obtained by different microwave sensors, the objective of this work was estimating surface soil moisture from different passive sensor observations (TMI/TRMM and AMSR-E/Aqua) over South America during 2003 year, using the Land Parameter Retrieval Model – LPRM (modified version with new methodology proposal by Meesters et al. 2005). As input parameter, the model uses the canopy temperature, single scattering albedo, effective temperature of the emitting soil surface layer and vegetation transmissivity. The temperature of the emission layer was estimated from observations at frequency of 37 GHz (Owe et al., 2001), using a procedure uncoupled from surface soil moisture algorithm retrieval. For temperature inside the canopy was assumed that the soil and vegetation have the same temperature. The surface emissivity was estimated with model proposal by Choudhury et al. (1979) in combination with the dielectric constants mixture model of Wang and Schmugge (1980). Finally, the vegetation transmissivity was determined in terms of optical depth τ , which was calculated using the vegetation opacity model proposed by Meesters et al. (2005). The results obtained by this algorithm were validated with data measured in field of the sites: experiment soil moisture (SMEX03), Bananal (TO) and Pé de Gigante (SP). From this analysis it appears that the estimation of surface soil moisture derived from AMSR-E sensor information is more accurate for the C-band.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
1 INTRODUÇÃO	1
2 ELEMENTOS TEÓRICOS	9
2.1 Introdução	9
2.2 Teoria em Microondas	11
2.2.1 Constante Dielétrica	15
2.2.2 Propriedades Físicas do Solo	17
2.2.3 Rugosidade da Superfície	18
2.2.4 Efeitos da Vegetação.....	19
2.3 Sensores em Microondas Passiva	24
3 MATERIAIS E MÉTODOS	27
3.1 Descrição dos dados	27
3.1.1 Dados de satélite	27
3.1.1.1 TMI/TRMM	27
3.1.1.2 AMSR-E/Aqua	28
3.1.1.3 AVHRR/NOAA	29
3.1.2 Dados de reanálise do modelo Eta.....	30
3.1.3 Propriedades Físicas do Solo	31
3.1.4 Dados atmosféricos	33
3.1.4.1 Precipitação.....	33
3.2 Estimativa da umidade superficial do solo.....	33
3.2.1 Modelo de recuperação da umidade superficial do solo	34
4 LPRM – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	45
4.1 Introdução	45
4.1.1 Temperatura de superfície.....	46

4.1.2	Profundidade óptica da vegetação	55
4.1.3	Umidade superficial do solo.....	68
	5 VALIDAÇÃO DA UMIDADE SUPERFICIAL DO SOLO	85
5.1	Introdução	85
5.2	Materiais e Métodos	85
5.2.1	Áreas de Estudo	85
5.2.1.1	SSEX03	85
5.2.1.2	Bananal	88
5.2.1.3	Pé de Gigante	90
5.2.2	Dados	90
5.2.2.1	SSEX03	90
5.2.2.2	Bananal	91
5.2.2.3	Pé de Gigante	91
5.2.2.4	AMSR-E	92
5.2.3	Análise estatística	94
5.3	Resultados e Discussões	95
	6 AVALIAÇÃO DA UMIDADE SUPERFICIAL DO SOLO	103
6.1	Introdução	103
6.2	Dados	104
6.2.1	Precipitação.....	104
6.2.1.1	Observada.....	105
6.2.1.2	Satélite	110
6.2.2	Umidade do solo.....	112
6.3	Análises estatísticas	112
6.3.1	Correlação	112
6.3.2	Qui-quadrado.....	112
6.4	Resultados e discussões	115
	7 CONCLUSÕES	131
7.1	Sugestões para trabalhos futuros.....	136
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137

APÊNDICE A – IMPACTO DAS PROPRIEDADES FÍSICAS DO SOLO NO	
LPRM	145

LISTA DE FIGURAS

2.1- Espectro eletromagnético mostrando as bandas da região de microondas.	16
2.2- Comparação das constantes dielétrica para solos arenosos, siltosos e argilosos, as quais foram obtidas a partir do modelo de Wang-Schmugge. A parte real é designada por ' e a parte imaginária por ".	16
2.3- Representação esquemática dos componentes da radiação em microondas de uma superfície coberta por vegetação em termos da temperatura de brilho.....	20
2.4- Efeito do albedo de espalhamento simples na relação entre temperatura de brilho e umidade do solo	20
3.1- Localização dos dados das propriedades físicas dos solos no Brasil.....	
3.2- Representação esquemática do algoritmo de recuperação da umidade superficial do solo	30
4.1- Distribuição espaço-temporal da temperatura de superfície (K) para a América do Sul, a qual foi derivada das observações do sensor AMSR-E durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.	44
4.2- Distribuição espaço-temporal da temperatura de superfície (K) para a América do Sul, a qual foi derivada das observações do sensor TMI durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.....	46
4.3- Gráfico de dispersão entre a temperatura de superfície (média anual) derivada do sensor AMSR-E e a do MODIS durante o ano de 2003.....	48
4.4- Gráfico de dispersão entre a temperatura de superfície (média anual) derivada do sensor TRMM e a do MODIS durante o ano de 2003.....	49
4.4- Distribuição espaço-temporal da profundidade óptica da vegetação para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.	51
4.5- Distribuição espaço-temporal da profundidade óptica da vegetação para a América do Sul, derivada das observações do sensor TMI, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.	53
4.6- Distribuição média mensal do NDVI para os meses de janeiro a dezembro de 2003.	56
4.7- Mapa do coeficiente de correlação obtido entre o NDVI e a profundidade óptica da vegetação derivada do sensor AMSR-E, bandas C (a) e X (b), para o ano de 2003.	59
4.8- Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E, banda C, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.	61
4.9- Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.	63
4.10- Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo para a América do Sul, derivada das observações do sensor TMI, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.	65

4.11-	Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo (mascarada) para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E, banda C, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.	69
4.12-	Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo (mascarada) para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.	71
4.13-	Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo (mascarada) para a América do Sul, derivada das observações do sensor TMI, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.	73
5.1-	A região de Cerrado no Brasil e a localização do município de Barreiras.....	78
5.2-	Fotos dos sítios do SMEX03, obtidas em março de 2003, ilustrando a cobertura vegetal da região de Barreiras	78
5.3-	Mapa de localização da Ilha do Bananal.	
5.4-	Foto aérea ilustrando a localização da torre micrometeorológica da Ilha do Bananal no Estado do Tocantins (Janeiro de 2005)..	80
5.5-	Séries temporais da temperatura de superfície, média diária, obtida para os sítios BA-06, BA-10 e BA-11 do SMEX03 e aquela derivada do sensor AMSR-E (37 GHz)..	81
5.6-	Séries temporais da umidade superficial do solo, média diária, obtida para os sítios BA-06, BA-10 e BA-11 do SMEX03 e aquela derivada do sensor AMSR-E (6,9 GHz – Banda C).	86
5.7-	Séries temporais da umidade superficial do solo, média diária, obtida para os sítios BA-06, BA-10 e BA-11 do SMEX03 e aquela derivada do sensor AMSR-E (6,9 GHz – Banda X).	87
5.8-	Séries temporais da umidade superficial do solo, média diária, obtida para o sítio experimental Bananal (TO) e aquela derivada do sensor AMSR-E (bandas C e X).	88
5.9-	Séries temporais da umidade superficial do solo, média diária, obtida para o sítio experimental Pé de Gigante (Santa Rita do Passa Quatro - SP) e aquela derivada do sensor AMSR-E (bandas C e X)	91
6.1-	Distribuição espacial das estações meteorológicas obtidas pelo CPTEC/INPE para toda a América do Sul.	98
6.2-	Distribuição média mensal acumulada da precipitação obtida pelo CPTEC sobre a América do Sul durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro.	99
6.3-	Distribuição média mensal acumulada da precipitação derivada do sensor PR sobre a América do Sul durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro	101
6.4-	Umidade superficial do solo media mensal ($m^3.m^{-3}$) derivada das passagens ascendentes do AMSR-E/Aqua em 6,9 GHz (banda C) durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro	106

6.5- Umidade superficial do solo media mensal ($m^3.m^{-3}$) derivada das passagens descendentes do AMSR-E/Aqua em 10,7 GHz (banda X) durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro	107
6.6- Umidade superficial do solo media mensal ($m^3.m^{-3}$) derivada das passagens descendentes do TMI/TRMM em 10,7 GHz (banda X) durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro	108
6.7- Umidade superficial do solo media mensal ($m^3.m^{-3}$) derivada da Reanálise do modelo Eta, com resolução espacial de $0,5^\circ$, durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro.....	109
6.8- Mapas de correlação da América do Sul, durante o ano de 2003, obtidos a partir das observações de umidade do solo: a) reanálise do modelo Eta x sensor AMSR-E (banda C); b) reanálise do modelo Eta x sensor AMSR-E (banda X); c) reanálise do modelo Eta x sensor TMI (banda X); d) sensor AMSR-E (banda C) x sensor AMSR-E (banda X).	
6.9- Mapas de correlação entre a precipitação (observada e do satélite TRMM) e os produtos de umidade do solo derivados do sensor AMSR-E bandas C e X durante o ano de 2003 para a América do Sul.	
6.10- Mapas do coeficiente de correlação entre a precipitação (observada e a de satélite) e a umidade do solo obtida pela reanálise para a América do Sul durante o ano de 2003.	111
6.11- Valores de qui-quadrado (χ^2) obtidos entre a precipitação observada (CPTEC/INPE) e a umidade do solo (sensor AMSR-E e reanálise do modelo Eta) para a América do Sul durante o ano de 2003.	114
6.12- Valores de qui-quadrado (χ^2) obtidos entre a precipitação derivada pelo satélite TRMM e os produtos de umidade do solo (AMSR-E, bandas C e X, e reanálise) para a América do Sul durante o ano de 2003.	115
A.1- Umidade do solo derivada do sensor AMSR-E (bandas C e X), considerando 1 varredura do sensor AMSR-E durante o período de 1 e 3- de julho de 2003 para a América do Sul.	156
A.2- Umidade do solo derivada do sensor AMSR-E (bandas C e X), considerando 1 varreduras do sensor AMSR-E durante o período de 1 e 3 de julho de 2003 para a América do Sul.	157

LISTA DE TABELAS

3.1- Características do sensor TMI: freqüência, polarização horizontal (H) e/ou vertical (V) e resolução espacial	26
3.2- Características do sensor AMSR-E: freqüência, polarização horizontal (H) e/ou vertical (V) e resolução espacial.....	26
3.3- Descrição dos atributos dos solos considerados na base de dados....	29
3.4- Parâmetros do algoritmo de recuperação da umidade do solo	36
5.1- Sítios de coleta de dados do SMEX03	79
5.2- Dados de precipitação, de umidade do solo e de temperatura de superfície para os sítios selecionados do SMEX03 no período de 2 a 8 de dezembro de 2003.....	83
5.3- Dados de temperatura de superfície (na freqüência de 37 GHz) e de umidade do solo (6,9 e 10,7 GHz) derivados do sensor AMSR-E para a região de Barreiras durante o período de 2 a 8 de dezembro de 2003.....	84
5.4- Coeficientes de correlação (R) obtidos entre os dados de umidade superficial do solo derivada pelo sensor AMSR-E (bandas C e X) e a medida “in situ” em cada sítio experimental do SMEX03	88
6.1- Lista dos Centros Estaduais de Meteorologia que disponibilizam os dados de precipitação para o CPTEC/INPE	97
6.2- Exemplo de números de freqüências observadas entre a precipitação e a umidade do solo para cálculo de r^2	103
6.3- Exemplo de números de freqüências observadas entre a precipitação e a umidade do solo para cálculo de r^2	103
6.4- Valores de Phi de Cramer obtidos entre a precipitação (observada, CPTEC/INPE, e de satellite, TRMM) e a umidade do solo derivada pelo sensor AMSR-E, bandas C e X, e a reanálise do modelo Eta para a América do Sul durante o ano de 2003.	118
7.1- BIAS e REMQ obtidos entre a temperatura do ar a 2m derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Barretos, no Estado de São Paulo, para o período de 1 mês.....	127
7.2- BIAS e REMQ obtidos entre a temperatura do ar a 2m derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Barretos, no Estado de São Paulo, para o período de 72 horas	130
7.3- BIAS e REMQ obtidos entre a umidade relativa do ar derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Barretos, no Estado de São Paulo, para o período de 1 mês.....	131

7.4- BIAS e REMQ obtidos entre a umidade relativa do ar derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Barretos, no Estado de São Paulo, para o período de 72 horas	132
7.5- BIAS e REMQ obtidos entre a temperatura do ar a 2m derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Piata, no Estado da Bahia, para o período de 1 mês	134
7.6- BIAS e REMQ obtidos entre a temperatura do ar a 2m derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Piata, no Estado da Bahia, para o período de 72 horas	134
7.7- BIAS e REMQ obtidos entre a umidade relativa derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Piata, no Estado da Bahia, para o período de 1 mês	135
7.8- BIAS e REMQ obtidos entre a umidade relativa derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Piata, no Estado da Bahia, para o período de 72 horas	136
7.9- BIAS e REMQ obtidos entre a temperatura do ar a 2 m derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Altamira, no Estado do Pará, para o período de 1 mês	137
7.10 BIAS e REMQ obtidos entre a umidade relativa derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Altamira, no Estado do Pará, para o período de 1 mês	138
7.11 BIAS e REMQ obtidos entre a temperatura do ar a 2 m derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Altamira, no Estado do Pará, para o período de 72 horas	139
7.12 BIAS e REMQ obtidos entre a umidade relativa derivada das simulações do BRAMS e os dados observados para a cidade de Altamira, no Estado do Pará, para o período de 72 horas	139

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMSR	- Advanced Microwave Scanning Radiometer
DMSP	- Defense Meteorological Satellites Program
LPRM	- Land Parameter Retrieval Model
MPDI	- Microwave Polarization Difference Index
SMMR	- Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SMOS	- Soil Moisture and Ocean Salinity Mission
SSM/I	- Special Sensor Microwave Imager
TMI	- TRMM Microwave Instrument
TRMM	- Tropical Rainfall Measuring Mission
W-S	- Modelo de Mistura Dielétrica de Wang-Schmugge

LISTA DE SÍMBOLOS

Γ	- Transmissividade da vegetação em microonda	[-]
γ	- Parâmetro empírico do modelo de Wang-Schmugge	[-]
ε	- Constante dielétrica da mistura solo-água	[-]
ε'	- Parte real da constante dielétrica da mistura solo-água	[-]
ε''	- Parte imaginária da constante dielétrica da mistura solo- água	[-]
ε_a	- Constante dielétrica do ar	[-]
ε_i	- Constante dielétrica do gelo	[-]
ε_r	- Constante dielétrica da rocha	[-]
ε_w	- Constante dielétrica da água	[-]
ε_{w^∞}	- Limite da alta freqüência da constante dielétrica da água pura	[-]
ε	- constante dielétrica estática da água pura	[-]
I_{pp}	- coeficiente de espalhamento da radiação para mesma polarização	[-]
I_{pq}	- coeficiente de espalhamento da radiação para polarização ortogonal	[-]
θ	- Conteúdo volumétrico de água no solo	[m ³ m ⁻³]
θ_t	- Umidade de Transição	[m ³ m ⁻³]
λ	- Comprimento de onda	[m]
τ	- Profundidade óptica da vegetação	[-]
ω	- Albedo de espalhamento simples	[-]
CLAY	- Conteúdo de argila em porcentagem de peso seco	[%]
e_r	- Emissividade da superfície rugosa	[-]
e_s	- Emissividade da superfície	[-]
f	- Freqüência eletromagnética	[Hz]
H	- Ângulo de polarização horizontal	[-]
h	- Rugosidade superficial do solo	[-]

<i>I</i>	- Ângulo de polarização, H ou V	[-]
<i>P</i>	- Porosidade do solo	[m ³ m ⁻³]
<i>R</i>	- Refletividade da superfície	[-]
<i>SAND</i>	- Conteúdo de areia em porcentagem de peso seco	[%]
<i>T</i>	- Temperatura efetiva da camada emissora	[K]
<i>T_b</i>	- Temperatura de brilho	[K]
<i>T_c</i>	- Temperatura do dossel	[K]
<i>T_s</i>	- Temperatura da superfície	[K]
<i>t_w</i>	- Tempo de relaxação da água pura	[S]
<i>V</i>	- Ângulo de polarização vertical	[-]
<i>WP</i>	- Ponto de murcha do solo	[m ³ m ⁻³]

1 INTRODUÇÃO

A umidade superficial do solo (ou seja, a quantidade de água disponível na camada superficial do solo) é de importância fundamental nos processos responsáveis pelas trocas de água e de energia na interface solo-atmosfera, tais como os processos hidrológicos, biológicos e biogeoquímicos. Além disso, a sua determinação acurada é essencial em diversas aplicações, tais como nas atividades agrícolas (como por exemplo, para a estimativa dos efeitos das secas/enchentes sobre a queda do rendimento agrícola, o gerenciamento de reservatórios e a programação de irrigação); bem como na previsão numérica de tempo. Simulações com modelos numéricos de previsão do tempo têm mostrado que melhores caracterizações da umidade, da vegetação e da temperatura da superfície do solo podem levar a melhorias significativas na previsão (CÂNDIDO, 2002; ZHANG e FREDERIKSEN, 2003; DOUVILLE, 2004).

Considerando a importância da umidade no solo, diversos métodos foram propostos para a sua determinação como, por exemplo, o gravimétrico, considerado o método direto padrão, além de outros métodos indiretos que estimam a partir de outras propriedades do solo, como o espalhamento de nêutrons, a resistência elétrica e a reflectometria no domínio temporal (TDR) (SCHMUGGE et al., 1980). No entanto, a determinação da umidade do solo utilizando tais métodos demanda tempo e trabalho, o que pode ser inviável sobre extensas áreas, como é o caso do Brasil. Assim sendo, a não disponibilidade de dados de umidade do solo para o território brasileiro, com o nível de precisão e a extensão geográfica necessários para estudos em escala regional, limita o entendimento da interação entre a umidade do solo e a atmosfera.

Por outro lado, existem modelos que relacionam as propriedades físico-hídricas do solo com os componentes de entrada e saída de água no solo, os quais são conhecidos como modelos de Balanços Hídricos. Estes consistem em contabilizar a disponibilidade hídrica do solo, até a profundidade explorada pelas raízes, calculando, sistematicamente, todos os fluxos de entrada e saída de

água no solo. Baseados em um modelo de balanço hídrico, Rossato et al. (2004) estimaram a variação espaço-temporal da umidade do solo climatológica para todo o Brasil, utilizando para tanto uma expressão simplificada, a qual é função da capacidade de água disponível no solo para as plantas, da precipitação e da evapotranspiração real da cobertura vegetal. A partir dos resultados, verificaram que a variação do conteúdo de água no solo depende dos diferentes sistemas sinóticos que atuam no Brasil em determinados períodos e regiões, os quais controlam o regime de precipitação; dos tipos de cobertura vegetal predominantes na área de estudo, uma vez que estes afetam a taxa de evapotranspiração; e, conseqüentemente, da inter-relação de todas as variáveis que constituem o sistema solo-planta-atmosfera.

Embora o método de balanço hídrico seja prático e simples, estimativas contínuas e em grande escala da umidade do solo ainda não são obtidas rotineiramente, devido a não continuidade temporal e à cobertura espacial das informações meteorológicas requeridas nos cálculos com modelos de balanço hídrico. Desse modo, estimativas de umidade do solo em escala global, com alta resolução espacial e temporal, são escassas.

Por essa razão, nas últimas décadas, muitas pesquisas têm sido realizadas no intuito de desenvolver técnicas de sensoriamento remoto para caracterizar a variabilidade espacial e temporal da umidade do solo sobre extensas áreas, uma vez que o sensoriamento remoto tem a vantagem de fornecer informações integradas espacialmente e repetidas observações sobre intervalos de tempo regular (SCHMUGGE et al., 1974; JACKSON et al., 1984; ENTEKHABI et al., 1994; REICHLE et al., 2004). Logo, as observações de umidade do solo obtidas a partir de satélites são informações relevantes para modelos de interação solo-vegetação-atmosfera em escalas regional/global, os quais também podem ser acoplados a modelos de circulação geral (General Circulation Models – GCMs) (DIRMEYER et al., 2000).

Para avaliar o potencial de monitoramento da umidade na camada superficial do solo a partir de informações obtidas por satélite, De Jeu (2003) analisou como esta variável responde à precipitação. Para isto, comparou a variação da umidade do solo da camada superficial do solo estimada a partir de dados de satélite com a circulação de monção na Índia para o ano de 1983 e verificou que a umidade do solo mensal está relacionada com as características monçônicas típicas da região e com a precipitação mensal. Portanto, De Jeu (2003) concluiu que a umidade da camada superficial do solo derivada por satélite é uma poderosa ferramenta para a detecção do conteúdo de água no solo em regiões semi-áridas, bem como para diversas aplicações envolvendo os processos entre a superfície e a atmosfera.

No entanto, deve-se ressaltar que o potencial das técnicas de sensoriamento remoto para a estimativa da umidade do solo é válido apenas para a camada superficial (~2 cm de solo). Considerando que para algumas aplicações hidrológicas (como por exemplo, drenagem) a recuperação do conteúdo de água para camadas mais profundas do solo é preferencial, muitos estudos têm sido realizados visando o desenvolvimento de modelos para a sua determinação, os quais exigem a informação da camada superficial (JACKSON, 1980; ENTEKHABI et al., 1994; WALKER et al., 2001; HOFFMANN, 2005).

Dentre as várias técnicas via sensoriamento remoto, deve-se destacar que medidas quantitativas da umidade na camada superficial do solo têm sido bem sucedidas quando utilizados sensores remotos passivos na região espectral de microondas, uma vez que os sinais nesta região do espectro atravessam as nuvens e fornecem informações físicas da superfície terrestre (SCHMUGGE et al. 1974; NJOKU e KONG, 1977; SCHMUGGE, 1980; NJOKU e O'NEILL, 1982; WANG et al. 1982; CAMILLO e SCHMUGGE, 1983; JACKSON et al., 1984; NJOKU e ENTEKHABI, 1996; OWE et al., 1999; OWE et al., 2001; WIGNERON et al., 2003).

Os radiômetros passivos em microondas mais utilizados cobrem uma ampla faixa de frequências e, além da umidade do solo, possibilitam inferir informações sobre a textura do solo, a rugosidade da superfície, a profundidade óptica da vegetação e a profundidade da camada de amostra do solo na faixa de microondas (NJOKU e ENTEKHABI, 1996).

Considerando que os efeitos da vegetação, da rugosidade da superfície e do solo têm um papel significativo na emissão da superfície em microondas, diferentes aproximações têm sido desenvolvidas em diversos algoritmos de recuperação da umidade do solo. Tais algoritmos são conhecidos como modelo de emissão em microondas da superfície terrestre (Land Surface Microwave Emission Model - LSMEM), os quais são utilizados para recuperar a umidade do solo a partir da temperatura de brilho. A base destes modelos é o modelo de transferência de ordem zero Omega-Tau (Ω -) desenvolvido por Mo et al. (1982).

O modelo Ω - é uma aproximação simples que está baseado em dois parâmetros de entrada: Ω , o qual representa os efeitos do espalhamento dentro do dossel (albedo de espalhamento simples); e τ , que representa a profundidade óptica da camada de vegetação. Baseado neste modelo, Owe et al. (2001) apresentaram uma metodologia para estimar a umidade do solo e a profundidade óptica a partir de dados de satélite obtidos por radiômetros em microondas, para algumas localidades de Illinois, a qual foi testada com dados históricos de temperatura de brilho do sensor SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) na frequência de 6,6 GHz. Considerando esta mesma metodologia, De Jeu (2003) estimou os parâmetros de superfície, tais como umidade do solo, temperatura do solo e profundidade óptica da vegetação, utilizando dados do satélite Nimbus/SMMR, os quais foram aplicados em diferentes frequências (6,6, 10,7, 18, 21 e 37 GHz). O modelo utilizado foi testado e os resultados foram comparados com medidas observacionais em 5 localidades: 3 nos Estados Unidos e 1 na Mongólia para o ano de 1983 e 1 na Turcomênia para o ano de 1982. Além disso, uma série de estudos para a

validação foi efetuada, considerando análise de propagação de erros. A partir desta análise, De Jeu encontrou as seguintes diferenças quando comparou os dados obtidos por satélite com os observacionais: na resolução espacial - a umidade superficial derivada pelo modelo é uma média espacial integrada sobre a área de varredura, enquanto que os dados observacionais são pontuais; na resolução vertical - dados observacionais são para profundidades mais profundas, enquanto que o SMMR reflete somente o conteúdo de umidade da profundidade de amostragem em microondas, a qual é em torno de 2 cm; e nas diferenças na aquisição de tempo – dados observacionais e de satélite raramente foram obtidos para o mesmo dia.

Os trabalhos de Owe et al. (2001) e de De Jeu (2003) são os resultados de uma cooperação entre a Agência Espacial Americana (NASA) e a Universidade Livre de Amsterdã (Vrije Universiteit – VU) para desenvolver o algoritmo de recuperação da umidade do solo, conhecido como Land Parameter Retrieval Model – LPRM, o qual recupera as informações de temperatura de superfície, de profundidade óptica da vegetação e da umidade superficial do solo.

Meesters et al (2005) desenvolveram uma solução analítica para derivar a profundidade óptica da vegetação utilizando valores do Índice da Diferença de Polarização em Microondas (Microwave Polarization Difference Index - MPDI), a fim de otimizar o LPRM. Como resultado, eles encontraram que a solução é mais acurada e computacionalmente mais eficiente que a aproximação utilizada por De Jeu (2003) e Owe et al. (2001). Além disso, verificaram que tal solução também poderia ser utilizada com dados em escala global e para longo período.

O LPRM foi desenvolvido para ser aplicado em escala global. No entanto, o mesmo tem sido aplicado somente para algumas regiões dos Estados Unidos, da Europa e da Ásia. Além disso, este algoritmo também pode ser utilizado para recuperar parâmetros de superfície através das observações de diferentes sensores.

A primeira geração de métodos para a recuperação de umidade do solo foi desenvolvida para observações com um sensor de mono-configuração em aeronaves (isto é, uma polarização/canal de frequência e ângulo de visada do Nadir) (WANG et al., 1990; SCHMUGGE e JACKSON, 1994; JACKSON et al., 1995). Outrossim, novos métodos foram propostos para sistemas de sensores com multi-configuração, ou seja, com observações em multi-freqüência, dupla-polarização e multi-angular. Por exemplo, o instrumento AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - Radiômetro de Varredura Avançada de Microondas), a bordo do satélite Aqua, fornece dados de dupla-polarização e multi-freqüências.

O AMSR é um sucessor em tecnologia dos sensores SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) e SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), a bordo dos satélites Nimbus-7 e DMSP, respectivamente. A vantagem do AMSR-E sobre o SMMR e o SSM/I é que o sistema radiômetro de microondas mede temperaturas de brilho em 6,925 e 10,65 GHz com uma melhor resolução para a determinação da umidade do solo em relação aos satélites anteriores.

Observações da umidade do solo derivadas a partir de radiômetros em microondas têm possibilitado diversas aplicações, incluindo os balanços superficiais de energia e de água, a modelagem hidrológica de grande escala, a previsão numérica de tempo, a modelagem climática, o monitoramento de enchentes e as mudanças da cobertura da terra. O estudo da variabilidade das características físicas da superfície terrestre (tais como temperatura do solo, profundidade óptica da vegetação e umidade do solo) fornece informações sobre as mudanças climáticas e/ou atividades humanas.

Assim sendo, a disponibilidade de dados globais das características físicas da superfície terrestre, tais como da umidade do solo, da temperatura do solo e da profundidade óptica da vegetação, também contribui para a análise dos impactos das mudanças climáticas. Com o intuito de avaliar os impactos das mudanças

globais, De Jeu (2004) elaborou um projeto para detectar as mudanças das características globais da superfície terrestre (umidade do solo, temperatura do solo e profundidade óptica) com dados de satélite, o qual tem por objetivo desenvolver uma base de dados, de longo período, de umidade do solo, de temperatura do solo e de vegetação utilizando observações de diferentes satélites com sensores em microondas passiva (Nimbus/SMMR, DMSP/SMM/I, TRMM/TMI e Aqua/AMSR-E); detectar áreas onde as características da superfície terrestre variaram nas últimas décadas; e determinar a inter-relação entre a dinâmica das características da superfície terrestre e o clima através da análise dos dados.

Contudo, apesar do potencial de se determinar as características da superfície terrestre a partir de sensores remotos sobre extensas áreas; da necessidade de se obter medidas contínuas de umidade do solo; dos algoritmos para recuperação da umidade do solo existentes na literatura e da disponibilidade de informações obtidas por diferentes sensores em microondas, a obtenção da umidade da camada superficial do solo a partir de algoritmos de inferência por sensoriamento remoto ainda não é realizada rotineiramente para o continente sul-americano.

Assim sendo, o objetivo deste trabalho foi avaliar a distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo para a América do Sul, para um ano específico, utilizando técnicas de sensoriamento remoto em microondas passiva, cujo estudo pode ser detalhado na forma das seguintes etapas ou objetivos específicos:

- a) estimar a umidade da camada superficial do solo para todo o continente sul-americano a partir de informações em microondas dos sensores TMI e AMSR-E, a bordo dos satélites TRMM e Aqua, respectivamente, utilizando o algoritmo LPRM com a metodologia proposta por Meesters et al. (2005);

- b) validar os resultados da umidade superficial do solo com dados obtidos “in situ” em diferentes localidades do território brasileiro;
- c) avaliar a qualidade dos produtos de umidade do solo derivada a partir do LPRM, comparando-os com os produtos de umidade superficial do solo obtidos da Reanálise do modelo regional Eta e dados de precipitação observada e de satélite sobre toda a América do Sul.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este Capítulo tem por objetivo apresentar uma breve revisão da teoria em microondas utilizada nos algoritmos de recuperação da umidade do solo, bem como apresentar os principais radiômetros passivos. Revisões mais detalhadas, sobre a teoria de microondas passiva, podem ser encontradas em Njoku e Kong (1977), Ulaby et al., 1982, 1986; Schmugge (1985), Jackson et al. (1989), Njoku e Entekhabi (1996) e Jackson (2002).

2.1 Introdução

Um dos primeiros modelos de transferência radiativa para descrever a física da radiação em microondas no solo foi desenvolvido por Wilheit (1975). O modelo foi desenvolvido para demonstrar que a teoria de transferência radiativa poderia ser aplicada num meio de camada plana com constantes dielétricas variando continuamente. A partir desta importante observação, iniciou-se uma série de trabalhos na tentativa de recuperar a umidade do solo através de radiômetros em microondas.

Na década de 70, Njoku e Kong (1977) desenvolveram um dos primeiros modelos para recuperar a umidade superficial do solo utilizando sensoriamento remoto por microondas passiva. Neste modelo, eles desenvolveram a teoria em microondas, em um meio sem espalhamento, para aplicar às regiões com variações de umidade do solo e de temperatura na superfície. Com o desenvolvimento da pesquisa, os modelos tornaram-se mais complexos incluindo um modelo de rugosidade da superfície (Choudhury et al., 1979), camadas de dossel (Kirdiashev et al., 1979; Mo et al., 1982) e modelos de mistura dielétrica (Wang e Schmugge, 1980; Dobson et al., 1985). No entanto, as limitações em computação e na obtenção de dados “*in situ*” para validação limitaram os avanços das pesquisas. Um resumo mais detalhado das pesquisas utilizando as técnicas em microondas pode ser encontrado em Jackson et al. (2001).

Medições de laboratório de permissividade dielétrica das misturas de água no solo também foram feitas em muitas frequências (WANG, 1980; WANG e SCHMUGGE, 1980; Dobson et al., 1985), em geral usadas em conjunção com modelos teóricos para explicar modelos experimentais. Alguns modelos teóricos, com graus de sofisticação variados, foram desenvolvidos para o tratamento da transferência radiativa para o solo, para a rugosidade da superfície, e para vegetação, os quais estão detalhados em Choudhury et al. (1995).

No solo, a constante dielétrica depende do conteúdo de umidade, da temperatura, da salinidade, da composição textural e da frequência de medida do sensor (Owe et al., 2001). Os modelos mais utilizados para calcular a constante dielétrica são o de Wang-Schmugge (WANG E SCHMUGGE, 1980) e o de Dobson (DOBSON et al., 1985).

A rugosidade da superfície (ou seja, variações de pequena escala na elevação da superfície do solo em torno de poucos centímetros) também tem um efeito significativo na emissividade do solo em microondas. Um aumento da emissividade pode ser atribuído à rugosidade devido ao aumento da área superficial do solo (SCHMUGGE, 1985). Dada a dificuldade em medir a rugosidade da superfície devido à complexidade dos parâmetros biofísicos, alguns modelos foram desenvolvidos para estimar seus efeitos na emissividade. Um modelo para calcular a rugosidade foi elaborado por Choudhury et al. (1979) e, posteriormente, aprimorado por Wang e Choudhury (1981). Schneeberger et al. (2004) desenvolveram um modelo de transição ar-solo com base física para quantificar a rugosidade da superfície.

A vegetação também influencia a emissão do solo em comprimentos de ondas em microondas, emitindo sua própria radiação e também absorvendo ou espalhando a radiação emitida do solo. A magnitude da absorção pelo dossel depende do comprimento de onda e do conteúdo de água da vegetação (DE JEU, 2003). Vários modelos têm sido desenvolvidos para calcular os efeitos da vegetação no sinal observado em microondas, baseados na equação de

transferência radiativa (MO et al., 1982; JACKSON et al., 1982; JACKSON e O'NEILL, 1990; NJOKU e LI, 1999; OWE et al., 2001, MEESTERS et al., 2005). No entanto, a base desses vários modelos para calcular a emissão da radiação em microondas pelo solo e o seu efeito na vegetação têm sido descritos pelo modelo Ω - (MO et al., 1982). Este modelo estima a radiação, em microondas, observada no solo com dada composição e conteúdo de água, coberto por uma camada de vegetação, a partir da profundidade óptica e do albedo de espalhamento simples. Assim sendo, pesquisas têm sido realizadas para estimar a umidade do solo, a profundidade óptica e a temperatura de superfície através do modelo Ω - (OWE et al., 2001; DE JEU, 2003; MEESTERS et al., 2005; Davenport et al., 2005). A física envolvida neste modelo é descrita mais detalhadamente no item 2.2.4.

2.2 Teoria em microondas

A região em microondas é uma faixa restrita do espectro eletromagnético (Figura 2.1), cujo comprimento de onda varia de 1 m (0,3 GHz de frequência) até 1,0 mm (300 GHz de frequência). Neste intervalo, o sensor permite inferir informações da superfície sob intensas condições de nebulosidade, uma vez que as ondas eletromagnéticas sofrem pequena atenuação atmosférica e atravessam as nuvens (ULABY et al., 1986).

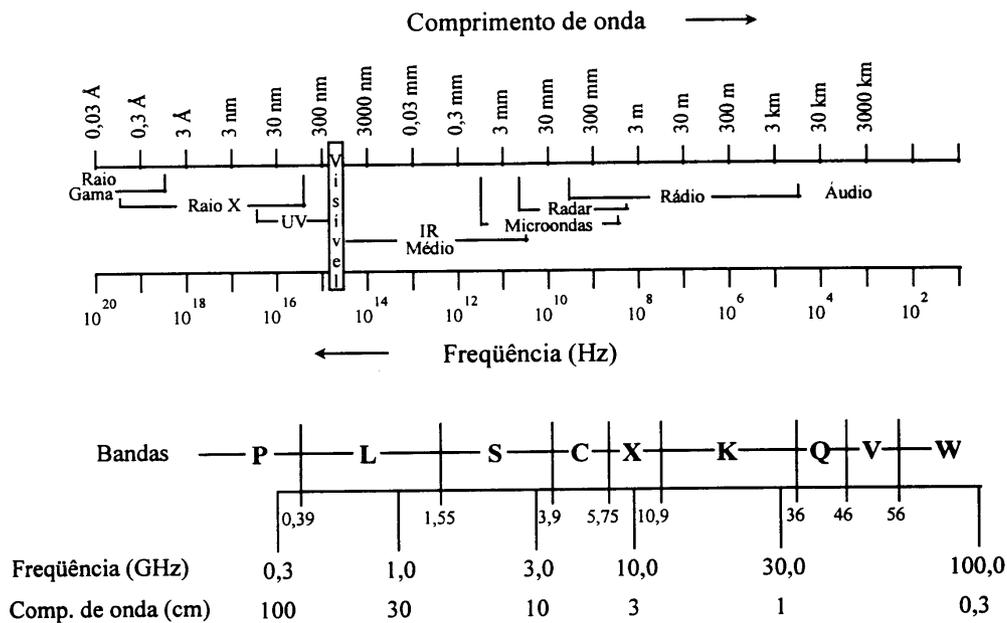


Figura 2.1: Espectro eletromagnético.

FONTE: Ulaby et al., 1986.

Para expressar matematicamente o comportamento da radiação emitida (ou seja, qual a emissão da radiação em cada comprimento de onda), considera-se a emissão para um corpo negro. Isso porque o Sol e a Terra irradiam aproximadamente como corpos negros. Portanto, as leis de radiação dos corpos negros podem ser aplicadas à radiação solar e terrestre com algumas restrições (MOREIRA, 2005).

De acordo com a Lei de Planck, a radiação emitida (M) do corpo negro, à determinada temperatura (T), em certo comprimento de onda, por unidade de área, por segundo e por unidade de ângulo sólido é dada por:

$$M(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 [\exp(hc/(\lambda kT)) - 1]} \quad (2.1)$$

em que k é a constante de Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23}$ J/k), h a constante de Planck ($6,626 \times 10^{-34}$ Js), c a velocidade da luz no vácuo (3×10^{10} cm.s-1) e λ o comprimento de onda em metros.

No limite de temperaturas muito altas ou grandes comprimentos de onda, o termo exponencial torna-se pequeno, pois $hc/\lambda kT \ll 1$ tende a uma série de potências de Taylor. Logo, a Equação 2.1 resulta em:

$$M(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{hc/\lambda kT} - 1} \quad (2.2)$$

a qual é conhecida como Lei de Rayleigh-Jeans.

O sensoriamento remoto por microondas passiva, o qual monitora a emissão natural em microondas de uma fonte radiativa, está baseado na medida da radiação térmica da superfície. Para baixa frequência, esta radiação pode ser aproximada pelo produto da temperatura do solo e da emissividade da superfície (aproximação de Rayleigh-Jeans para a lei da radiação de Planck). Este produto é comumente chamado de temperatura de brilho (T_b):

$$T_{b(l)} \approx e_{s(l)} T \quad (2.3)$$

em que l refere-se à polarização vertical (V) ou horizontal (H), T_b é a temperatura de brilho observada em microondas (expressa em Kelvins), T é a temperatura de emissão da camada e e_s é a emissividade da superfície lisa. Informações mais detalhadas da teoria eletromagnética podem ser obtidas em Ulaby et al. (1986).

A emissividade é definida em função da refletividade R da superfície pela seguinte equação:

$$e_s = 1 - R \quad (2.4)$$

A refletividade da superfície pode ser calculada através do conhecimento da constante dielétrica do meio e das condições de contorno da superfície. Para uma superfície uniforme, e um meio de constante dielétrica uniforme, as expressões para a refletividade nas polarizações horizontal e vertical, respectivamente, podem ser derivadas através da teoria eletromagnética como (Njoku e Entekhabi, 1996):

$$R_V = \left| \frac{\cos u - \sqrt{-\sin^2 u}}{\cos u + \sqrt{-\sin^2 u}} \right|^2 \quad (2.5)$$

$$R_H = \left| \frac{\cos u - \sqrt{-\sin^2 u}}{\cos u + \sqrt{-\sin^2 u}} \right|^2 \quad (2.6)$$

sendo u o ângulo de incidência (medido a partir da normal à superfície) e a constante dielétrica do meio. As refletividades e, portanto, as emissividades e as temperaturas de brilho dependem da constante dielétrica, do ângulo de incidência e da polarização (vertical e horizontal).

A emissividade da superfície continental também pode ser estimada a partir de dados de satélite. Considerando dados de temperatura de brilho obtidos do sensor SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), dados de temperatura de superfície e um modelo de transferência radiativa, Souza et al. (2000) estimaram a emissividade da superfície para todo o território brasileiro, para os canais 19 e 85 GHz, nos meses de julho e dezembro de 1997. Os resultados permitiram verificar que os padrões regionais e as mudanças sazonais nas estimativas da emissividade da superfície são consistentes com a topografia de grande escala e com a distribuição espacial da vegetação do território brasileiro.

2.2.1 Constante dielétrica

A estimativa da umidade superficial do solo está baseada nas propriedades dielétricas da mistura água-solo e seus efeitos na emissão da radiação térmica natural na região em microondas do espectro eletromagnético.

A base da estimativa da umidade da camada superficial do solo utilizando o sensoriamento remoto na faixa de frequência em microondas considera a variabilidade da constante dielétrica sob as diversas condições de umidade do solo. Assim, considera-se a constante dielétrica do solo seco (≈ 4), da água (≈ 80) e as propriedades dielétricas resultantes da mistura solo-água ($\approx 4-40$) e seus efeitos na emissão de microondas natural do solo. A constante dielétrica é uma propriedade elétrica da matéria e é uma medida da resposta do meio para um campo elétrico aplicado. É também um número complexo, contendo uma parte real e uma parte imaginária. A primeira determina a característica de propagação da energia, enquanto que a segunda determina a energia perdida (OWE et al., 1999).

A constante dielétrica da água aumenta significativamente com as partes real e imaginária da constante dielétrica do solo quando aumenta a fração de volume de água nos solos (WANG e SCHMUGGE, 1980; DOBSON et al., 1985). A dependência do tipo de solo (ou textura) deve-se a diferentes percentagens de água retida nas superfícies das partículas nos diferentes tipos de solos. Nas frequências de microondas, a água retida apresenta rotação molecular menos livremente e, por isso, tem um efeito dielétrico menor do que a água livre nos espaços dos poros. Isto é mais evidente nos solos argilosos, os quais possuem maior porosidade e, conseqüentemente, maior capacidade de retenção de água. A dependência da constante dielétrica da textura do solo introduz algumas incertezas na estimativa da umidade do solo se a sua composição do solo não é conhecida.

Com relação à dependência da frequência da constante dielétrica do solo com o tipo de solo, verifica-se que para um solo arenoso as formas das curvas para as partes real e imaginária são determinadas primariamente através da dependência da frequência da constante dielétrica da água. Nas frequências abaixo de aproximadamente 5 GHz existe pouca variabilidade na parte imaginária da constante dielétrica; por isso, existe pouca dependência da frequência da emissividade do solo nesta faixa (NJOKU e ENTEKHABI, 1996).

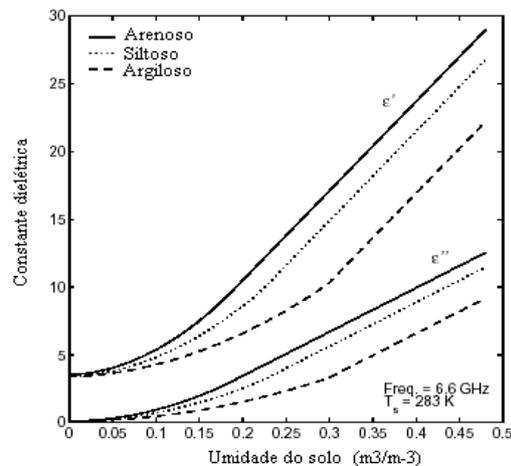
Os modelos dielétricos mais utilizados nos cálculos teóricos têm sido os modelos de Dobson et al. (1985) e o de Wang-Schmugge (1980). Wang-Schmugge desenvolveram um modelo empírico para descrever o comportamento dielétrico da mistura solo-água. Este modelo considera as misturas das constantes dielétricas ou dos índices de refração da água, do gelo, da rocha e do ar, e da umidade de transição (ou seja, parâmetro ajustável para valores de umidade do solo acima e abaixo desse ponto). Dobson et al. (1985) apresentaram um modelo semi-empírico, o qual inclui um modelo empírico para avaliar o comportamento da constante dielétrica em microondas e um modelo teórico que depende dos parâmetros de solo. O modelo apresentou um excelente ajuste para dados medidos em frequência acima de 4 GHz. Peplenski et al. (1995) desenvolveram uma versão modificada do modelo de Dobson para os intervalos de frequência entre 0,3 e 1,3 GHz, cujos resultados mostraram variações significativas entre a parte real e a imaginária para a constante dielétrica entre solos com a mesma fração de argila. Com o objetivo de avaliar o desempenho dos modelos dielétricos, Owe e Van de Griend (1998) compararam o modelo de Wang-Schmugge com o de Dobson e verificaram que o primeiro concorda melhor com as medidas de laboratório da constante dielétrica.

2.2.2 Propriedades físicas do solo

As propriedades físicas do solo também apresentam um efeito significativo na emissividade da superfície continental. Num meio não homogêneo como o solo, a constante dielétrica complexa é uma combinação das constantes dielétricas

individuais das componentes (isto é, ar, água, rocha, etc.). No solo, a constante dielétrica é determinada pelo conteúdo de umidade, temperatura, salinidade, composição textural e frequência (OWE et al., 2001).

A relação entre a constante dielétrica do solo e o conteúdo de umidade é quase linear, exceto para baixos conteúdos de umidade (Figura 2.1). Esta não-linearidade para baixo conteúdo de umidade se deve à forte retenção, a qual é desenvolvida entre a superfície e as partículas de solo e o fino filme de água e que impede a rotação livre das moléculas de água.



Solos com diferentes composições texturais apresentam diferentes relações entre conteúdo de umidade e suas respectivas constantes dielétricas. Solos com alto conteúdo de argila têm uma constante dielétrica menor do que o solo arenoso para o mesmo conteúdo de umidade (DE JEU, 2003).

2.2.3 Rugosidade da superfície

A rugosidade da superfície também é determinada em função da emissividade da superfície, como dada pela Equação 2.4. Conseqüentemente, as expressões para a refletividade nas Equações 2.5 e 2.6 devem ser modificadas, considerando os efeitos do espalhamento para superfícies rugosas (NJOKU e ENTEKHABI, 1996).

Peake (1959) desenvolveu uma teoria aproximada para modificar a refletividade para superfícies rugosas, a qual foi descrita como:

$$R(\theta, \phi) = \frac{1}{4} \iint_{\Omega'} [\Gamma_{pp}(\theta, \phi, \theta', \phi') + \Gamma_{pq}(\theta, \phi, \theta', \phi')] d\Omega' \quad (2.7)$$

em que p e q refere-se às polarizações H e V; respectivamente, Γ_{pp} e Γ_{pq} são os coeficientes de espalhamento da radiação de uma direção incidente (θ, ϕ) na direção espalhada (θ', ϕ') para mesma polarização e para polarização ortogonal, respectivamente; e $d\Omega'$ o ângulo sólido. Assim, para a obtenção da emissividade, torna-se necessário derivar expressões para os coeficientes de espalhamento, bem como desenvolver integral bi-dimensional. No entanto, na prática, é difícil calcular a emissividade utilizando a equação acima.

Desse modo, um modelo mais simples de rugosidade empírica foi desenvolvido por Choudhury et al. (1979), o qual é descrito por De Jeu (2003) como:

$$e_{r(i)} = 1 - R_{(i)} \exp(-h \cos^2 u) \quad (2.8)$$

em que e_r é a emissividade da superfície rugosa, u é o ângulo de incidência do sensor, R a refletividade da superfície (calculada pelas equações 2.5 e 2.6) e h o parâmetro empírico de rugosidade dado por:

$$h = 4 \sigma_s^2 \left(\frac{2}{\lambda} \right)^2 \quad (2.9)$$

sendo σ_s o desvio padrão da elevação da superfície do solo e λ o comprimento de onda.

Segundo De Jeu (2003), valores típicos de h têm sido sugeridos na literatura. Uma formulação mais elaborada para h foi proposta por Wang e Choudhury (1981). No entanto, poucos trabalhos foram desenvolvidos para quantificar o parâmetro de rugosidade.

Recentemente, Schneeberger et al. (2004) desenvolveram um modelo de transição ar-solo para descrever a rugosidade da superfície, uma vez que, para muitas aplicações em sensoriamento remoto, exige-se o conhecimento da influencia da estrutura do topo do solo no conteúdo de água quando medido a partir da radiometria na banda L.

2.2.4 Efeitos da Vegetação

Em área de dossel denso, a radiação solar emitida pela superfície torna-se mascarada e a emissividade observada será da vegetação. A magnitude da absorção do dossel depende do comprimento de onda e do conteúdo de água da vegetação.

Os comprimentos de ondas mais utilizados para umidade do solo estão nas bandas L e C ($\lambda \approx 21$ cm e 5 cm, respectivamente), embora somente sensores de banda L estejam capacitados para penetrar a vegetação de alguma densidade significativa. Enquanto observações em todas as frequências estão sujeitas ao espalhamento e absorção e exigem algumas correções dos dados para a determinação da umidade do solo, as bandas de ondas curtas são especialmente suscetíveis a influências da vegetação.

Diversos modelos de dossel, conforme citado em De Jeu (2003), têm sido desenvolvidos para quantificar os efeitos da vegetação (KIRDIASHEV et al., 1979; MO et al., 1982; ULABY et al., 1986; THEIS e BLANCHARD, 1988). Um modelo simples que estima a radiação do solo abaixo da vegetação é o modelo de Mo et al. (1982). Neste, a temperatura de brilho é dada como uma simples equação de transferência radiativa:

$$T_{b(l)} = T_s e_{r(l)} \Gamma_{(l)} + (1 - \Omega_{(l)}) T_c (1 - \Gamma_{(l)}) + (1 - e_{r(l)}) (1 - \Omega_{(l)}) T_c (1 - \Gamma_{(l)}) \Gamma_{(l)} \quad (2.10)$$

em que T_s e T_c são as temperaturas do solo e do dossel, respectivamente, Ω é o albedo de espalhamento simples e Γ a transmitância do dossel.

O primeiro termo do lado direito da equação 2.10 define a radiação do solo; o segundo, a radiação direta ascendente da vegetação; e o terceiro, a radiação descendente da vegetação, refletida para cima pelo solo e atenuada pelo dossel. Os três termos estão ilustrados na Figura 2.2.

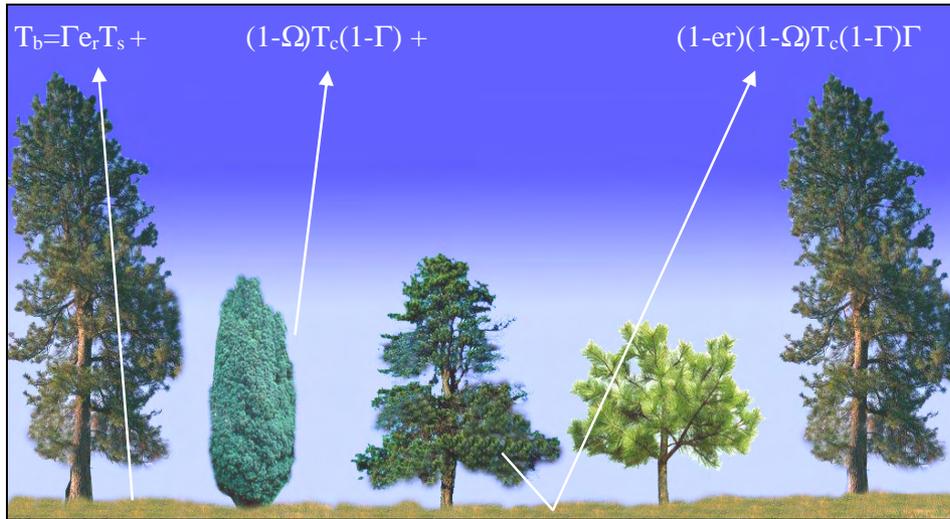


Figura 2.3: Representação esquemática dos componentes da radiação em microondas de uma superfície coberta por vegetação em termos da temperatura de brilho.

FONTE: De Jeu (2003).

A transmitância (Γ) é definida em termos da profundidade óptica τ , tal que:

$$\Gamma_{(l)} = \exp\left(-\frac{\tau(l)}{\cos u}\right) \quad (2.11)$$

A profundidade óptica está relacionada à densidade de vegetação e a frequência. Para frequências menores que 10 GHz, tem-se uma função linear do conteúdo de água na vegetação.

Ulaby et al. (1986) mostraram que a sensibilidade da temperatura de brilho acima do dossel para variações da emissividade decresce com o aumento da profundidade óptica ou da espessura do dossel. Isto ocorre porque a emissão do solo é atenuada pelo dossel e a vegetação tende a saturar o sinal com o aumento da profundidade óptica. Isto resulta no decréscimo da sensibilidade do sensor para inferir a umidade do solo.

A transmitância igual a 1 corresponde a uma profundidade óptica de 0, indicando solo nu, ou sem atenuação da radiação emitida do solo devido a um excesso de dossel. Contrariamente, uma transmitância de 0 indica um dossel de espessura infinita, sem penetração da emissão do solo atravessando o dossel.

A relação entre a profundidade óptica e outros indicadores de densidade do dossel, tais como o índice de área foliar (IAF), o conteúdo de água da vegetação (Vegetation Water Content - VWC), o Índice da Diferença de Polarização em Microondas (Microwave Polarization Difference Index - MPDI) e o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), tem sido avaliada em vários estudos (BECKER e CHOUDHURY, 1988; HOLBEN et al., 1980; TUCKER et al., 1980).

Outro parâmetro constante na Equação 2.10 é o albedo de espalhamento simples (Ω), associado com o espalhamento da radiação emitida pela vegetação. O albedo de espalhamento é uma função da geometria da planta e, conseqüentemente, varia de acordo com as espécies de plantas. Estas diferenças são observadas principalmente sobre a vegetação que apresenta alguma orientação sistemática, como hastes verticais em gramas altas, grãos e milho (ULABY et al., 1986; VAN DE GRIEND e OWE, 1994). Dados experimentais deste parâmetro são limitados e valores para cultivos selecionados têm sido encontrados entre 0,04 e 0,12. Becker e Choudhury (1988) estimaram um valor de 0,05 para uma região semi-árida na África. Van de Grend e Owe (1994) encontraram um valor médio de Ω de 0,076 em 6,6 GHz e 37 GHz para savana em Bostwana. De Jeu (2003) agrupou todos os intervalos de valores de Ω registrados na literatura e avaliou o efeito do albedo de espalhamento simples na relação entre temperatura de brilho e umidade do solo, conforme ilustra a Figura 2.4.

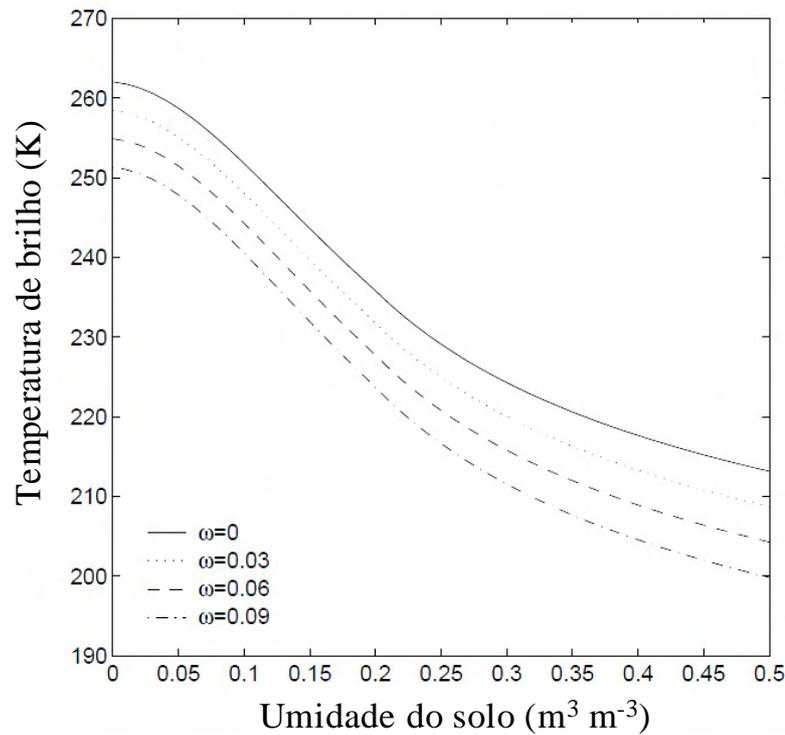


Figura 2.4: Efeito do albedo de espalhamento simples na relação entre temperatura de brilho e umidade do solo.

FONTE: De Jeu (2003).

A influência da polarização da temperatura de brilho sobre a profundidade óptica e o albedo de espalhamento tem recebido relativamente pouca atenção. No entanto, alguns estudos experimentais mostram que as diferenças na transmissividade, em polarizações horizontal e vertical, são dependentes do ângulo de incidência (ULABY et al., 1986; VAN DE GRIEND e OWE, 1994; VAN DE GRIEND et al., 1996).

Dese modo, a partir da relação entre temperatura de brilho e umidade do solo, De Jeu (2003) verificou que um valor médio de albedo (0,06) era o mais apropriado, razão pela qual este valor foi incorporado no LPRM.

2.3 Sensores em Microondas Passiva

A região em microondas do espectro eletromagnético consiste de frequências que variam entre 0,3-30 GHz. Esta região está subdividida em bandas, as quais são freqüentemente listadas em um sistema de letras. Algumas bandas mais utilizadas no sensoriamento remoto são: K (18-27 GHz), X (8-12 GHz), C (4-8 GHz) e L (1-2 GHz). Dentro destas bandas, somente pequenos intervalos são utilizados para aplicações científicas (Jackson, 2002).

Uma vantagem de sensores em microondas (em contraste ao visível e infravermelho) é que observações podem ser feitas através da cobertura de nuvens, devido à atmosfera ser quase transparente (particularmente para frequências < 10 GHz). Além disso, estas medidas não são dependentes da iluminação solar e podem ser feitas em qualquer hora do dia ou da noite. Tais instrumentos podem ser montados em aviões ou espaçonaves para observações repetitivas em grande área.

Os principais sensores em microondas a bordo de satélites são o Scanning Multifrequency Microwave Radiometer (SMMR); Special Satellite Microwave/Imager (SSM/I); Tropical Rainfall Measuring Mission-TRMM Microwave Imager (TMI) e Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR), os quais estão associados, respectivamente aos satélites Nimbus, lançado em 1978 e operante até meados de 1987; DMSP, ativado em 1987; TRMM, lançado em novembro de 1997 e Aqua, ativo desde maio de 2002 (Fu et al. 1988; Gloersen et al. (1977, 1984); Kummerow et al., 1998; Njoku et al., 2003).

O AMSR-E incluiu melhorias na resolução espacial em comparação com os instrumentos de satélites anteriores e, além disso, os canais 6,9 e 10,7 GHz permitem a determinação da umidade do solo, da temperatura do gelo no mar e da temperatura da superfície do mar, as quais não são obtidas com o sensor SSM/I (Kummerow et al., 1998).

Atualmente, com o objetivo de desenvolver sensores com frequências mais baixas (canal 1,4 GHz) a fim de obter uma melhoria na informação global da umidade do solo, a Agência Espacial Européia (ESA) desenvolveu um sistema de sensor denominado missão Umidade do Solo e Salinidade Oceânica – Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS). O objetivo desta missão é observar duas variáveis, a umidade do solo sobre o continente e salinidade da superfície oceânica, por meios da radiometria em microondas na banda L. Esta banda é a menos afetada pela vegetação e, por essa razão, a mais apropriada para o monitoramento da umidade em regiões cobertas por vegetação esparsa a densa (Kerr et al., 2001). Outrossim, pesquisas têm sido conduzidas na elaboração do algoritmo de recuperação SMOS, cuja metodologia é similar ao modelo de emissão em microondas da superfície terrestre e está baseado nas metodologias propostas para a estimativa da umidade do solo, conforme sugeridas por Owe et al. (2001), De Jeu (2003) e Meesters et al. (2005).

Atualmente, um novo sensor na banda L está sendo desenvolvido para estimar a umidade do solo, cujo lançamento está previsto para 2013. O sensor Soil Moisture Active Passive (SMAP) fornecerá observações da umidade do solo em escala global, as quais serão utilizadas para melhorar a compreensão dos processos que relacionam os ciclos da água, de energia de carbono, e para melhorias em modelos de previsão de tempo e clima. O instrumento será composto de um radiômetro passivo e de um radar em banda L (1.20-1.41 GHz). A antena terá uma largura de faixa de 1000 km para fornecer uma cobertura global dentro de 3 dias no equador e 2 dias em latitudes boreais (> 45°N).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Descrição dos dados

3.1.1 *Dados de Satélite*

Neste estudo, os dados de temperatura de brilho obtidos por sensores passivos em microondas para a América do Sul foram utilizados para a determinação da umidade superficial do solo através do LPRM. Tais informações de satélite foram extraídas das passagens descendentes dos sensores TMI/TRMM e AMSR-E/Aqua para o ano de 2003 nos canais 6,9 (AMSR-E) e 10,7 GHz (TMI e AMSR-E). Estes dados são disponibilizados pela NASA (National Aeronautics and Space Administration) e foram coletados na Universidade Livre de Amsterdã e fornecidos pelo Dr. Richard de Jeu (comunicação pessoal).

3.1.1.1 *TMI/TRMM*

O TMI (TRMM Microwave Imager) é um sensor passivo a bordo do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), lançado em novembro de 1997. Este mede a intensidade da radiação em cinco frequências separadas (Tabela 3.1). Estas frequências são similares àquelas do SSM/I, exceto que o TMI tem um canal adicional de 10,7 GHz. O TMI tem uma largura de cobertura na superfície de 780 km e um ângulo de incidência de 52,75°. A frequência mais baixa do TMI é quase a metade da menor frequência do SSM/I. Outro aspecto interessante do TMI é a resolução espacial mais alta (em 19 GHz a resolução espacial do TMI é quatro vezes mais alta que a do SSM/I). A cobertura do TMI está limitada a latitudes entre -38° a 38°. Maiores detalhes sobre o sensor TMI podem ser encontrados em Kummerow et al. (1998).

TABELA 3.1: Características do sensor TMI: frequência, polarização horizontal (H) e/ou vertical (V) e resolução espacial.

Sensor	Frequência (GHz)	Polarização	Resolução Espacial (km)
TMI	10,7	H, V	59x36
	19,4	H, V	31x18
	21,3	H	27x17
	37,0	H, V	16x10
	85,5	H, V	7x4

3.1.1.2 AMSR-E/Aqua

O sensor AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer), a bordo do satélite Aqua desde 2002, é um radiômetro passivo em microondas, de varredura cônica em 12 canais, que mede a radiação polarizadas verticalmente e horizontalmente nas frequências de 6,9, 10,7, 18,7, 23,8, 36,5 e 89,0 GHz (Tabela 3.2). Ele é uma versão melhorada dos sensores dos satélites anteriores em microondas passiva (Parkinson, 2003). O satélite Aqua opera em órbita polar heliosíncrona, com passagem pelo Equador às 13:30 h e ângulo de incidência de 54,8° (Kummerow et al., 1998).

TABELA 3.2: Características do sensor AMSR-E: frequência, polarização horizontal (H) e/ou vertical (V) e resolução espacial.

Sensor	Frequência (GHz)	Polarização	Resolução Espacial (km)
AMSR	6,9	H, V	74x43
	10,7	H, V	51x30
	18,7	H, V	27x16
	23,8	H, V	23x14
	36,5	H, V	14x8
	89,0	H, V	6x4

3.1.1.3 AVHRR/NOAA

Neste trabalho, dados do índice normalizado da vegetação da diferença (NDVI) foram utilizados para comparar com a profundidade óptica da vegetação obtida pelo LPRM a partir de observações em microondas.

A estimativa das propriedades da vegetação da superfície terrestre a partir de observações por satélite é na maior parte baseada nas propriedades espectral da vegetação. Medidas espectrais na região do visível ($\lambda = 0.4-0.70 \mu\text{m}$) são sensíveis ao índice da clorofila da vegetação, enquanto que as medidas no infravermelho próximo ($\lambda = 0.73-1.1 \mu\text{m}$) são sensíveis à estrutura da mesófila das folhas (Townshend et al., 1993). A vegetação absorve fortemente a parte visível e reflete fortemente perto da radiação infravermelha. Conseqüentemente, uma relação normalizada tem uma resposta boa à atividade da vegetação e o NDVI tornou-se o índice mais utilizado. Este índice é definido como:

$$NDVI = \frac{\rho_{nir} - \rho_{red}}{\rho_{nir} + \rho_{red}} \quad (3.1)$$

em que ρ_{red} é a refletância da superfície terrestre na região do vermelho ($\lambda = 0.58-0.68 \mu\text{m}$), no visível, e ρ_{nir} é a refletância no infravermelho próximo. Os dados do NDVI são derivados do sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo dos satélites NOAA-7, -9, -11, e -14.

A série de dados do NDVI disponibilizada pelo Grupo de Estudos de Monitoramento e Modelamento do Inventário Global (GIMMS - Global Inventory Modeling and Monitoring Study) do Centro Goddard para o Vôo Espacial (Goddard Space Flight Center) da Agência Espacial Norte Americana (National Aeronautics & Space Administration NASA) iniciou-se em 1981 e se estende até o presente (http://gimms.gsfc.nasa.gov/timeseries/GIMMS_Timeseries.htm). As composições mensais das imagens estão disponibilizadas para a América do Sul com uma resolução espacial de 8 km x 8 km e temporal de 30 dias.

3.1.2 Dados de Reanálise

As Reanálises Regionais da América do Sul foram geradas a partir do modelo regional Eta do CPTEC/INPE, com resolução espacial de 40 km e 38 níveis na coordenada vertical eta. A reanálise foi realizada com o sistema de assimilação RPSAS (Regional Physical Space Statistical Analysis System), desenvolvido no CPTEC a partir do PSAS. Mais informações sobre o sistema de análises pode ser vistas em Cohn et al. 1998.

Os níveis na vertical do modelo Eta estão distribuídos de forma assimétrica, com um maior número de camadas próximas da superfície e diminui com o aumento da altura, apresentado um máximo secundário próximo da tropopausa. O nível mais baixo está localizado em, aproximadamente, 20 m de altura, enquanto que o nível mais alto é o de 25 hPa. Para a classificação da cobertura da terra, o modelo Eta utilizou dados do modelo Simplified Simple Biosphere (SSiB) para a América do Sul (Xue et al. 2006). O mapa de textura para o modelo SSiB está baseado em 2 conjuntos de dados disponíveis em: mapas globais de propriedades de solos de Reynolds (1999) e mapa de solos do Brasil da EMBRAPA e do projeto RADAM (CANDIDO, 2002). Mais informações sobre o modelo Eta pode ser vistas em Black, 1994; Mesinger et al., 1988.

Os produtos derivados das reanálises, para o período de 2000-2004, podem ser acessados livremente no site ftp://lba.cptec.inpe.br/lba_archives/PC/PC-404/regional_reanalysis/.

Dados de umidade do solo, para a profundidade de 10 cm, obtidos através da Reanálise do modelo Eta foram utilizados neste trabalho, os quais serão discutidos mais detalhadamente nos Capítulos seguintes.

3.1.3 Propriedades Físicas do Solo

Neste trabalho, as informações das propriedades físicas (tais como porcentagem de areia, silte e argila) do solo foram coletadas da base de dados da

Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (Food and Agriculture – FAO) através do Sistema de Assimilação de Dados Terrestre (Land Data Assimilation System - LDAS), cujas informações podem ser extraídas do seguinte site: <http://ldas.gsfc.nasa.gov> (De Jeu, 2003).

Por outro lado, Rossato (2001) desenvolveu uma base de dados das propriedades físicas do solo, cujas informações foram extraídas a partir de dados de Levantamento Exploratório e de Reconhecimento dos solos do Brasil realizados pelo Projeto RADAMBRASIL e pela EMBRAPA. Esta base inclui informações dos dados básicos dos solos tais como as classes de textura (percentual de areia, de silte e de argila), a profundidade dos horizontes, a quantidade de carbono orgânico, entre outras, para cada perfil dos solos do Brasil, conforme exemplo ilustrado na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Descrição dos atributos dos solos considerados na base de dados.

Nº Perfil	Latitude	Longitude	Tipo Solo	Horizonte	Profundidade Inferior (cm)	Profundidade Superior (cm)	Classes de Textura (percentual)			
							Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila
1	-16°24'	40°49'	LAa	A1	0	13	49	7	8	36
1	-16°24'	40°49'	LAa	A3	13	30	47	8	8	37
1	-16°24'	40°49'	LAa	B1	30	45	37	8	6	49
1	-16°24'	40°49'	LAa	B21	45	75	24	7	4	65
1	-16°24'	40°49'	LAa	B22	75	105	24	7	2	67

Os levantamentos pedológicos realizados pelo RADAMBRASIL e pela Embrapa, em conformidade com as normas seguidas pelo Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, visaram a identificação e o levantamento dos solos existentes no Brasil. Os solos foram amostrados determinando-se a profundidade dos horizontes, o tipo de solo, o tipo de vegetação, o tipo de relevo, etc. Para cada horizonte foram efetuadas análises físicas (textura, estrutura, etc) e químicas (matéria orgânica, macro e micro nutrientes, carbono, etc).

A Figura 3.1 apresenta as regiões do Brasil e as localizações que dispõem de dados das propriedades básicas dos solos. Cada ponto na Figura 3.1 indica a localização de um perfil de solo, o qual inclui a descrição dos atributos de solos citados na Tabela 3.1.

A fim de verificar a sensibilidade do LPRM quanto às propriedades físicas do solo, as informações sobre os conteúdos de areia, de argila e da porosidade dos solos obtidas por Rossato (2001) foram inseridas no algoritmo de recuperação da umidade superficial do solo para calcular a constante dielétrica do solo através do modelo de Wang-Schmugge (1980), cujos resultados são apresentados no Apêndice A.

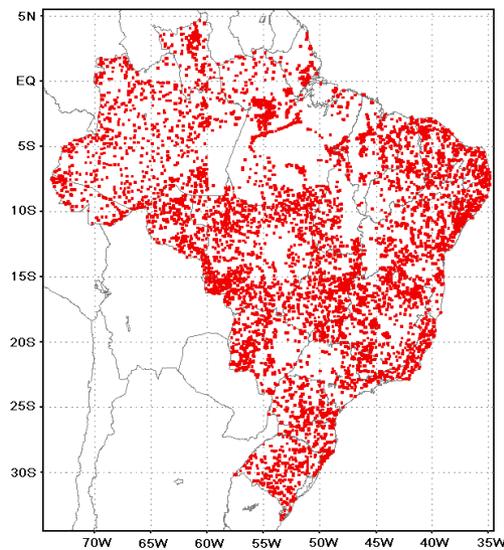


Figura 3.1: Localização dos dados das propriedades físicas dos solos no Brasil.

FONTE: Rossato (2001).

3.1.4 *Dados atmosféricos*

3.1.4.1 *Precipitação*

Neste trabalho, dois conjuntos de dados foram utilizados para a comparação com os produtos de umidade do solo derivados da reanálise do modelo Eta e dos sensores AMSR-E (bandas C e X) e TMI sobre a América do Sul.

O primeiro consiste de uma série de dados de precipitação mensal, acumulada, para a América do Sul durante o ano de 2003, a qual é disponibilizada pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE).

Outra série de dados de precipitação foi obtida a partir das observações do sensor PR (Precipitation Radar) à bordo do satélite TRMM, o qual opera na frequência de 13,8 GHz.

Informações mais detalhadas sobre esses dois conjuntos de dados são apresentadas no Capítulo 6.

3.2 Estimativa da umidade superficial do solo

A umidade superficial do solo (conteúdo de água volumétrico, ou seja, conteúdo de água em % de volume) foi estimada a partir de um modelo de recuperação dos parâmetros de superfície (Land Parameter Retrieval Model - LPRM). Este modelo foi desenvolvido por pesquisadores da NASA e da Universidade Livre de Amsterdã para recuperar parâmetros de superfície terrestre tais como umidade superficial do solo, temperatura de superfície e profundidade óptica utilizando radiometria de microondas passiva. Matematicamente, o LPRM é descrito conforme detalhado na próxima seção.

3.2.1 Modelo de inferência da umidade do solo

Neste trabalho, o LPRM está baseado nas metodologias (Owe et al., 2001, De Jeu, 2003, Meesters et al., 2005) propostas para estimar a umidade do solo e a profundidade óptica da vegetação a partir de microondas passiva, de modo similar ao proposto pelo algoritmo de inferência SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity).

A base do LPRM é o modelo de transferência de ordem zero Omega-tau (Mo et al., 1982) como o modelo de transferência radiativa. Este modelo utiliza vários parâmetros de entrada para estimar a temperatura de brilho incluindo a temperatura da vegetação, temperatura efetiva da camada emissora da superfície do solo, albedo de espalhamento simples, emissividade da superfície do solo e transmissividade da vegetação. Matematicamente, neste modelo, a temperatura de brilho é calculada pela Equação 2.6.

Temperatura da vegetação: A vegetação absorve, emite e espalha a radiação de microondas e pode ser modelada como uma única camada homogênea acima do solo. Em baixas frequências, os efeitos do espalhamento na interface ar-vegetação e no volume da vegetação são pequenos e muitas vezes são negligenciados. A temperatura de brilho de um meio solo-vegetação de duas camadas pode ser escrita como:

$$T_b = eT_e \exp(-\tau) + T_c [1 - \exp(-\tau)] [1 + r \exp(-\tau)] \quad (3.2)$$

em que T_c é a temperatura da vegetação, T_e é a temperatura efetiva do solo, τ é a profundidade óptica da vegetação, e e r são as emissividade e refletividade, respectivamente, da superfície do solo. Esta expressão é obtida considerando os diferentes caminhos de transferência radiativa com o meio.

Para quantificar o espalhamento da vegetação, o termo que inclui T_c na Equação 2.10 deve ser modificado por um fator igual a $(1 - \Omega)$, em que Ω é o albedo de espalhamento simples. No entanto, Ω consiste de um valor pequeno.

Outro importante parâmetro é a profundidade óptica da vegetação (τ). Para pequenos valores de τ (baixa densidade de vegetação), a Eq. 3.2 se reduz a $T_b = \epsilon T_e$, ou seja, a temperatura de brilho observada é aproximadamente igual à temperatura de brilho do solo, enquanto que para as grandes τ (vegetação densa), a temperatura de brilho observada se aproxima de $T_b = T_c$, ou seja, a temperatura de brilho se aproxima da temperatura do dossel, que aparece como um corpo negro de emissividade unitária. Neste último caso, o solo é completamente mascarado pela vegetação (Njoku e Entekhabi, 1996).

Dadas as considerações teóricas acima, a distribuição espacial da temperatura dentro do dossel no LPRM não foi quantificada. Assim, assume-se que o solo e a vegetação possuem a mesma temperatura ($T_s = T_c$).

Temperatura efetiva da camada emissora da superfície do solo: A temperatura de superfície consiste de uma importante variável nos modelos de transferência radiativa para recuperar informações de umidade do solo e profundidade óptica da vegetação. Por essa razão, há uma grande necessidade de estimativas acuradas da temperatura de superfície.

Técnicas tradicionais utilizam medidas pontuais de temperaturas do ar e do solo para obter a temperatura média da superfície do solo espacialmente, mas estas técnicas introduzem grandes erros devido à variabilidade no espaço.

Outra técnica é a do sensoriamento remoto a partir das informações do infravermelho termal. Porém, esta técnica sempre necessita de correção atmosférica e a precisão dos sensores diminui significativamente quando existe cobertura de nuvens.

Por outro lado, a técnica de sensoriamento remoto por microondas tem potencial para fornecer estimativas confiáveis da temperatura de superfície (Calvet et al., 1996; Njoku and Li, 1999; Van de Griend et al., 1998; Owe and Van de Griend, 2001; Van de Griend, 2001). A grande vantagem desta técnica é a não influência das condições atmosféricas e, assim, não requer nenhuma correção.

No entanto, uma desvantagem é a necessidade de estimativas da emissividade da superfície que depende da umidade do solo através da constante dielétrica. Neste estudo, a temperatura da camada de emissão foi estimada a partir de observações na frequência de 37 GHz (Owe et al., 2001), utilizando um procedimento desacoplado do algoritmo de recuperação da umidade superficial do solo. Nesta frequência, eles verificaram que o valor máximo que a emissividade se aproxima é em torno de 0,96 para os ângulos de incidência do TRMM e do SMMR, os quais são 52,8° e 50,3° respectivamente. Embora a emissividade diminua com a umidade do solo, ela ainda está acima de 0,9, até mesmo para saturação. Conseqüentemente, o efeito da umidade do solo para esta frequência e polarização é pequeno e a emissividade é predominantemente uma função da temperatura de superfície. Baseado nesta consideração, a temperatura de brilho em 37 GHz foi comparada com medidas de temperatura do solo obtidas a partir de observações em campo e de satélite.

Para comparar a temperatura de brilho 37 GHz com medidas de temperatura do solo, torna-se necessário dispor de observações de campo e da passagem do satélite ao mesmo tempo.

Assim, Owe et al. (2001) coletaram dados de temperatura do solo para a profundidade de 5 cm em 8 sítios de Oklahoma (EUA). Estes dados foram comparados com a temperatura de brilho do satélite TRMM em 37 GHz, cujas passagens são próximas aos sítios selecionados.

Uma relação linear entre a temperatura do solo a 5 cm e a temperatura de brilho em 37 GHz foi obtida para todas as estações de Oklahoma, a qual é descrita abaixo:

$$T_{S[5cm]} = 0.754T_{b(37GHz)} + 82.043 \quad (3.3)$$

Essa relação tem um coeficiente de correlação de 0,84 e um erro padrão de 3,64 K, para 1881 pontos. Segundo Owe et al. (2001), as diferenças na umidade do

solo e o tipo de solo não parecem ter uma influência considerável nesta relação, mas as discrepâncias observadas foram devido à resolução espacial dos dados (pontuais para os observados e média do pixel para os derivados de satélite).

No entanto, as temperaturas do solo a 5 cm de profundidade não são representativas da umidade do solo em 6,6 GHz. Assim, uma relação entre a temperatura do solo em 5 e 1,25 cm foi calculada utilizando outro conjunto de observações (em solos nu e com vegetação) para obter a relação final entre as temperaturas do solo em 1,25 cm e as observações por satélite em 37 GHz.

$$T_{s[1.25cm]} = 1.142T_{s[5cm]} - 41.143 \quad (3.4)$$

Combinando as Equações 3.3 e 3.4, Owe et al. (2001) encontraram uma relação entre as observações na frequência em 37 GHz polarizada verticalmente e a temperatura do solo (em 1,25 cm), cuja equação é dada por:

$$T_s = 0,861T_{b(37GHz[v])} + 52.55 \quad (3.5)$$

A equação acima foi utilizada para calcular a temperatura de emissão da camada da superfície para a profundidade de 1,25 cm.

Esta equação pode ser utilizada em escala global para calcular a temperatura da camada emissora em 6,6 GHz. No entanto, deve-se ressaltar que essa relação baseou-se apenas em medidas em alguns sítios dos Estados Unidos. Ressalta-se também que se faz necessário obter medidas de temperatura do solo para validar o algoritmo em diferentes regiões da América do Sul.

Albedo de espalhamento simples: Um valor médio para Ω de 0,06 foi utilizado, baseado em resultados do estudo de De Jeu (2003) e valores citados na literatura, conforme discutido no Capítulo 2.

Emissividade da superfície do solo: A emissividade da superfície foi estimada com o modelo de Choudhury et al. (1979) em combinação com o modelo de mistura dielétrica de Wang e Schmugge (1980).

Para o cálculo da constante dielétrica foi utilizado o modelo de Wang-Schmugge (1980). Neste modelo foram propostas 2 aproximações empíricas para descrever a dependência da constante dielétrica medida com o conteúdo de umidade. Na primeira aproximação, a constante dielétrica resultante de uma mistura solo-água é expressa em termos da mistura direta das constantes dielétricas dos constituintes (ar, solo, rocha e gelo). Na segunda, a mistura é feita utilizando os índices de refração da água, do gelo, do ar e da rocha. Assim, a constante dielétrica (ϵ_x) da mistura solo-água é descrita como:

$$\epsilon_x = \epsilon_a + (P - \epsilon_t) \cdot \epsilon_r + (1 - P) \cdot \epsilon_t \quad (3.6)$$

sendo,

$$\epsilon_x = \epsilon_t \cdot \epsilon_i + (\epsilon_w - \epsilon_i) \cdot \Gamma \quad (3.7)$$

e,

$$\epsilon_x = \epsilon_t \cdot \epsilon_x + (\epsilon_t - \epsilon_w) \cdot \epsilon_w + (P - \epsilon_t) \cdot \epsilon_a + (1 - P) \cdot \epsilon_r > \epsilon_t \quad (3.8)$$

com,

$$\epsilon_x = \epsilon_i + (\epsilon_w - \epsilon_i) \cdot \Gamma \quad (3.9)$$

em que ϵ_x é o conteúdo de água volumétrica do solo ($m^3 m^{-3}$), P é a porosidade do solo seco (volume total ocupado por poros por unidade de volume de solo), Γ é um parâmetro empírico e ϵ_t é a umidade de transição ($m^3 m^{-3}$). ϵ_a , ϵ_w , ϵ_r e ϵ_i , em ordem seqüencial, são as constantes dielétricas do ar, água, rocha e gelo. ϵ_x fornece a constante dielétrica da água absorvida inicialmente.

Wang e Schmugge (1980) apresentaram uma formulação empírica para descrever o comportamento dielétrico de uma camada de mistura água-solo com diferentes níveis de umidade (abaixo ou acima do limite de teor de água no solo), a qual foi definida como umidade de transição.

A umidade de transição é definida como o conteúdo de umidade para o qual a água livre começa a dominar o sistema solo e pode ser escrita como:

$$t = 0,49 WP + 0,165 \quad (3.10)$$

em que WP é o ponto de murcha do solo ($m^3 m^{-3}$). Considerando informações sobre a distribuição do tamanho das partículas de solo, a equação de WP é reescrita:

$$WP = 0,06774 - 0,00064 SAND + 0,00478 CLAY \quad (3.11)$$

sendo SAND e CLAY os conteúdos de areia e argila, respectivamente, em porcentagem de peso seco de um solo, cujas informações foram obtidas das propriedades físicas do solo mencionadas no ítem 3.1.2 (Tabela 3.1).

O parâmetro empírico Γ é estimado pela seguinte equação:

$$\Gamma = 0,57 WP + 0,481 \quad (3.12)$$

As constantes dielétricas complexas para o gelo, para a rocha e para o ar no modelo são $3,2 + 0,1i$, $5,5+0,2i$ e $1+0i$, respectivamente. A constante dielétrica da água é dada pela equação de Debye:

$$\epsilon_w = \epsilon_{w\infty} + \frac{\epsilon_w^0 - \epsilon_{w\infty}}{1 + (2 \cdot t_w \cdot f)i} \quad (3.13)$$

Em que $\epsilon_{w\infty}$ é o limite da alta frequência da constante dielétrica da água pura ($\approx 4,9$), ϵ_{w0} é a constante dielétrica estática da água pura, t_w o tempo de relaxação

da água pura em segundos e f é a frequência eletromagnética para cada sensor, em Hz. A Equação (3.9) pode ser dividida em uma parte real e uma parte imaginária. A parte real é definida por Ulaby et al. (1986) como:

$$\epsilon'_w = \epsilon_{w\infty} + \frac{\epsilon_{w0} - \epsilon_{w\infty}}{1 + (2 \cdot t_w \cdot f)^2} \quad (3.14)$$

E a parte imaginária (ϵ''):

$$\epsilon''_w = \frac{2 \cdot t_w \cdot f \cdot (\epsilon_{w0} - \epsilon_{w\infty})}{1 + (2 \cdot t_w \cdot f)^2} \quad (3.15)$$

A constante dielétrica da água pura é dada por:

$$\epsilon_{w0} = 88,045 - 0,4147 \cdot (T) + 6,295 \cdot 10^{-4} \cdot (T)^2 + 1,075 \cdot 10^{-5} \cdot (T)^3 \quad (3.16)$$

Sendo T a temperatura efetiva de emissão da camada em °C.

O tempo de relaxação da água pura é:

$$t_w = [1,1109 \cdot 10^{-10} - 3,824 \cdot 10^{-12} \cdot (T) + 6,983 \cdot 10^{-14} \cdot (T)^2 - 5,096 \cdot 10^{-6} \cdot (T)^3] / 2 \quad (3.17)$$

Transmissividade da vegetação: A transmissividade da vegetação é definida em termos da profundidade óptica τ , conforme a Equação 2.7. A profundidade óptica foi calculada utilizando o modelo de opacidade da vegetação. Para isto, utilizou-se o modelo de Meesters et al. (2005) para a obtenção de τ , a qual é expressa em termos de k e do MPDI (Microwave Polarization Difference Index) como:

$$\tau = \cos u \ln(ad + \sqrt{(ad)^2 + a + 1}) \quad (3.18)$$

sendo,

$$a = \frac{1}{2} \left[\frac{e_{r(V)} - e_{r(H)}}{MPDI} - e_V - e_H \right]; \quad MPDI = \frac{T_{b(V)} - T_{b(H)}}{T_{b(V)} + T_{b(H)}} \quad (3.19)$$

$$d = \frac{1}{2} \frac{\Omega}{(1 - \Omega)} \quad (3.20)$$

em que Ω é o albedo de espalhamento simples.

O MPDI é freqüentemente utilizado para remover a dependência da temperatura de emissão da camada na T_b , resultando em um parâmetro que está altamente relacionado às propriedades dielétricas de toda a superfície emissora. Na freqüência de 37 GHz, o MPDI é principalmente uma função da vegetação e é um bom indicador da densidade do dossel (Becker e Choudhury, 1988).

Assim, a metodologia discutida acima resolve simultaneamente a umidade do solo e a profundidade óptica da vegetação, considerando a equação de transferência radiativa simples (Equação 2.6). As variáveis de entrada e saída utilizadas no algoritmo estão descritas na Tabela 3.2.

TABELA 3.2: Parâmetros do algoritmo de recuperação da umidade do solo.

Parâmetros	Descrição
- <i>Vegetação</i>	
Ω	Albedo de espalhamento simples
Γ	Transmissividade da vegetação
<i>MPDI</i>	Índice de Diferença Polarizada em Microondas
- <i>Solo</i>	
h	Parâmetro de rugosidade
	Constante dielétrica
<i>SAND, CLAY</i>	Fração de areia e de argila
P	Porosidade
- <i>Sensor</i>	
u	Ângulo de incidência
f	Frequência
l	Polarização
T_b	Temperatura de brilho
- <i>Variáveis</i>	
	Umidade do solo
	Profundidade óptica
T_s	Temperatura de superfície

A Figura 3.2 apresenta um diagrama simplificado do algoritmo de recuperação da umidade superficial do solo.

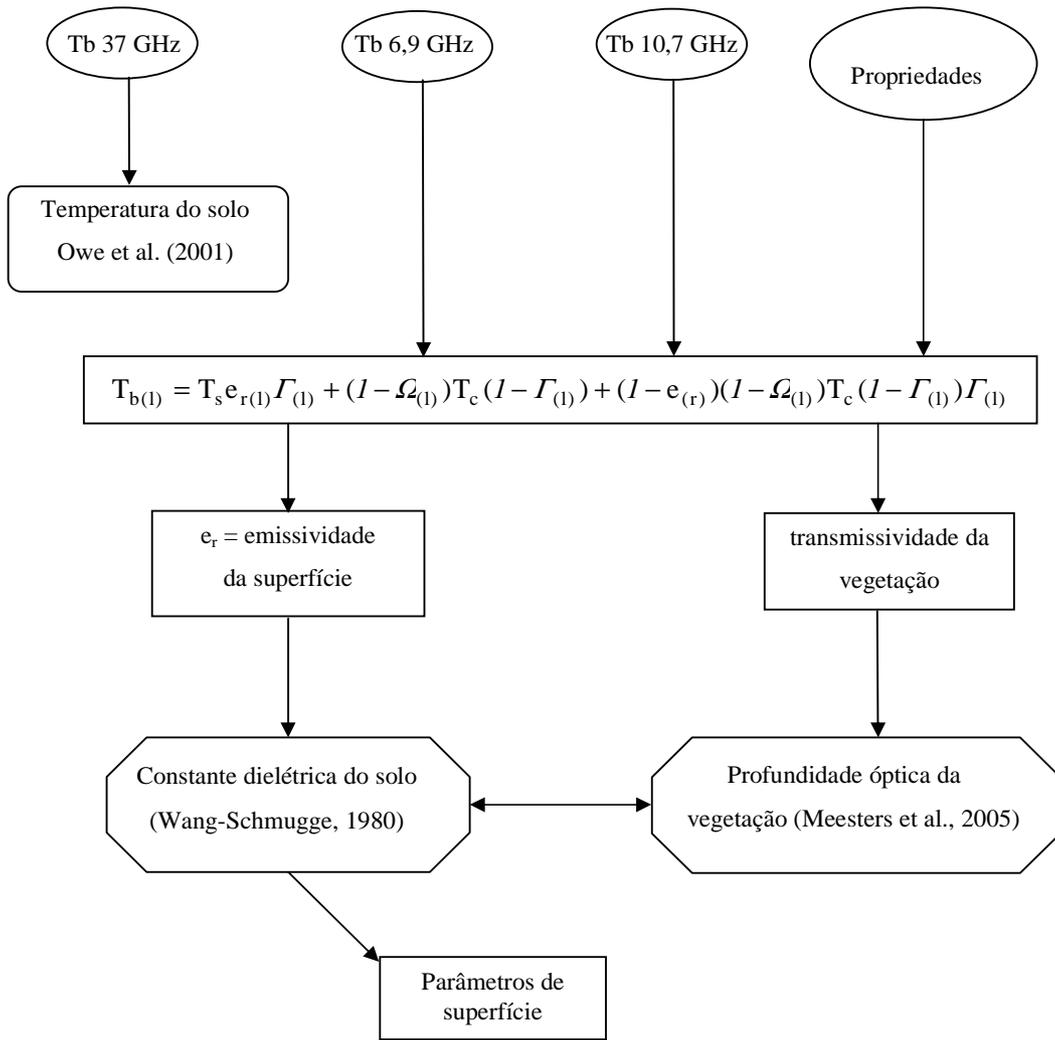


Figura 3.2: Representação esquemática do algoritmo de recuperação da umidade superficial do solo.

4 LPRM - RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este Capítulo apresenta uma análise dos resultados obtidos pelo LPRM para os parâmetros da superfície terrestre (temperatura da superfície, profundidade óptica da vegetação e umidade superficial do solo), os quais foram obtidos a partir das observações dos sensores passivos em microondas.

4.1 Introdução

A metodologia apresentada no Capítulo anterior, a qual recupera a temperatura de superfície, a profundidade óptica da vegetação e a umidade superficial do solo a partir da temperatura de brilho em microondas, foi aplicada para toda a América do Sul utilizando dados dos sensores TMI e AMSR-E para o ano de 2003. Este ano foi selecionado com o intuito de validar os resultados com os dados observacionais obtidos no âmbito do Experimento SMEX03, realizado em Barreiras (BA) para região de Cerrado. Outrossim, ressalta-se que o ano de 2003 não foi afetado por episódios intensos de El Niño e La Niña.

A aproximação do LPRM, a qual está baseada na transferência radiativa, assumiu que a temperatura do solo é igual à temperatura do dossel. Além disso, o modelo considera um valor constante para o albedo de espalhamento simples (baseado na literatura) e deriva a temperatura de superfície a partir de dados de temperatura de brilho polarizada verticalmente em alta frequência (37 GHz) (Owe et al., 2001).

Para a recuperação da umidade do solo e da profundidade óptica da vegetação utilizou-se a solução numérica apresentada por Meesters et al. 2005, conforme foi detalhada no Capítulo 3.

A seguir, apresenta-se e discutem-se os resultados da distribuição espacial e temporal dos parâmetros de superfície terrestre, os quais foram obtidos a partir das informações dos sensores AMSR-E e TMI para toda a América do Sul.

4. 1.1 Temperatura de superfície

A temperatura da superfície é um importante parâmetro numa variedade de estudos ambientais, especialmente em modelagem climática. No entanto, este parâmetro raramente é medido em estações climáticas e as estimativas de modelos numéricos apresentam um baixo nível de precisão e são, freqüentemente, predispostas a grandes erros. Além disso, mesmo que existam medições em campo, elas ainda são pontuais e não fornece a informação distribuída espacialmente, o que normalmente são exigidas em diferentes aplicações.

Desse modo, o sensoriamento remoto é uma ferramenta promissora para obtenção da representatividade espacial da temperatura de superfície.

A técnica tradicional para medir temperatura da superfície por satélite é a infravermelha térmica. No entanto, uma grande desvantagem desta técnica é que nuvens e outros fenômenos atmosféricos podem perturbar e, muitas vezes, mascarar completamente o sinal. Por essa razão, o sensoriamento remoto por microondas passiva é uma ferramenta mais promissora, uma vez que a atmosfera afeta muito menos o sinal em microondas.

De acordo com estudos anteriores (Owe et al., 2001 e De Jeu, 2003), a temperatura de brilho vertical em 37 GHz possui um potencial para estimar a temperatura de superfície, uma vez que a água precipitável na atmosfera não influencia significativamente nessa banda e não necessita de nenhuma correção adicional.

Baseado nessas considerações e na metodologia apresentada no item 3.3.1, o LPRM recuperou a temperatura de superfície média mensal a partir das observações do TMI e do AMSR-E (freqüência de 37 GHz) para o ano de 2003, conforme ilustra as Figuras 4.1 e 4.2.

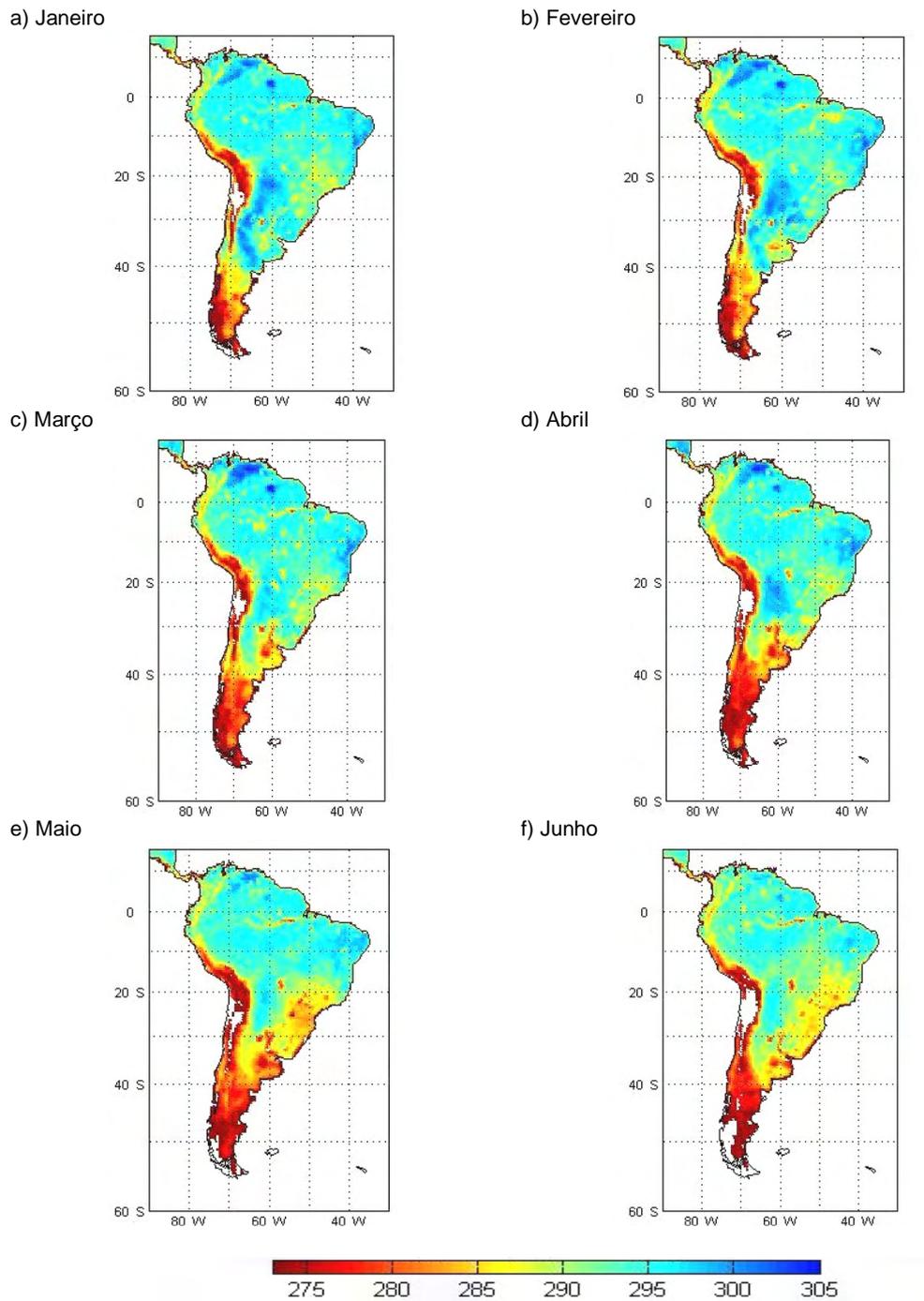
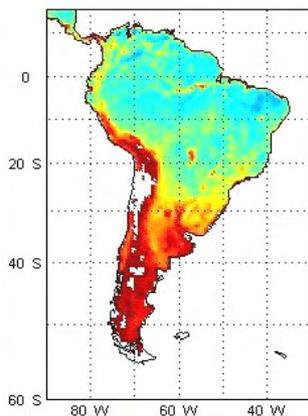
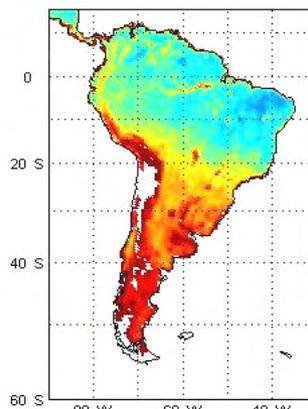


Figura 4.1: Distribuição espaço-temporal da temperatura de superfície (K) para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.(Continua)

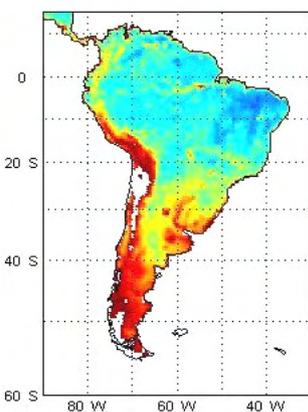
g) Julho



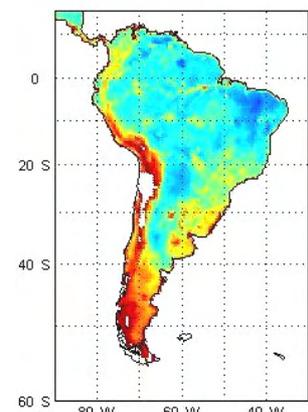
h) Agosto



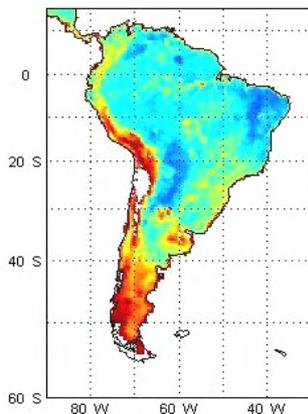
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

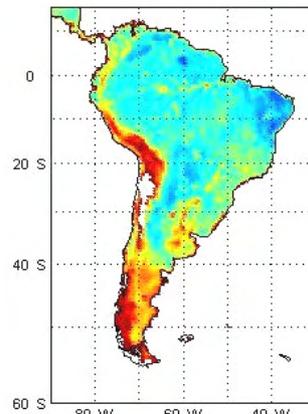


Figura 4.1: Conclusão.

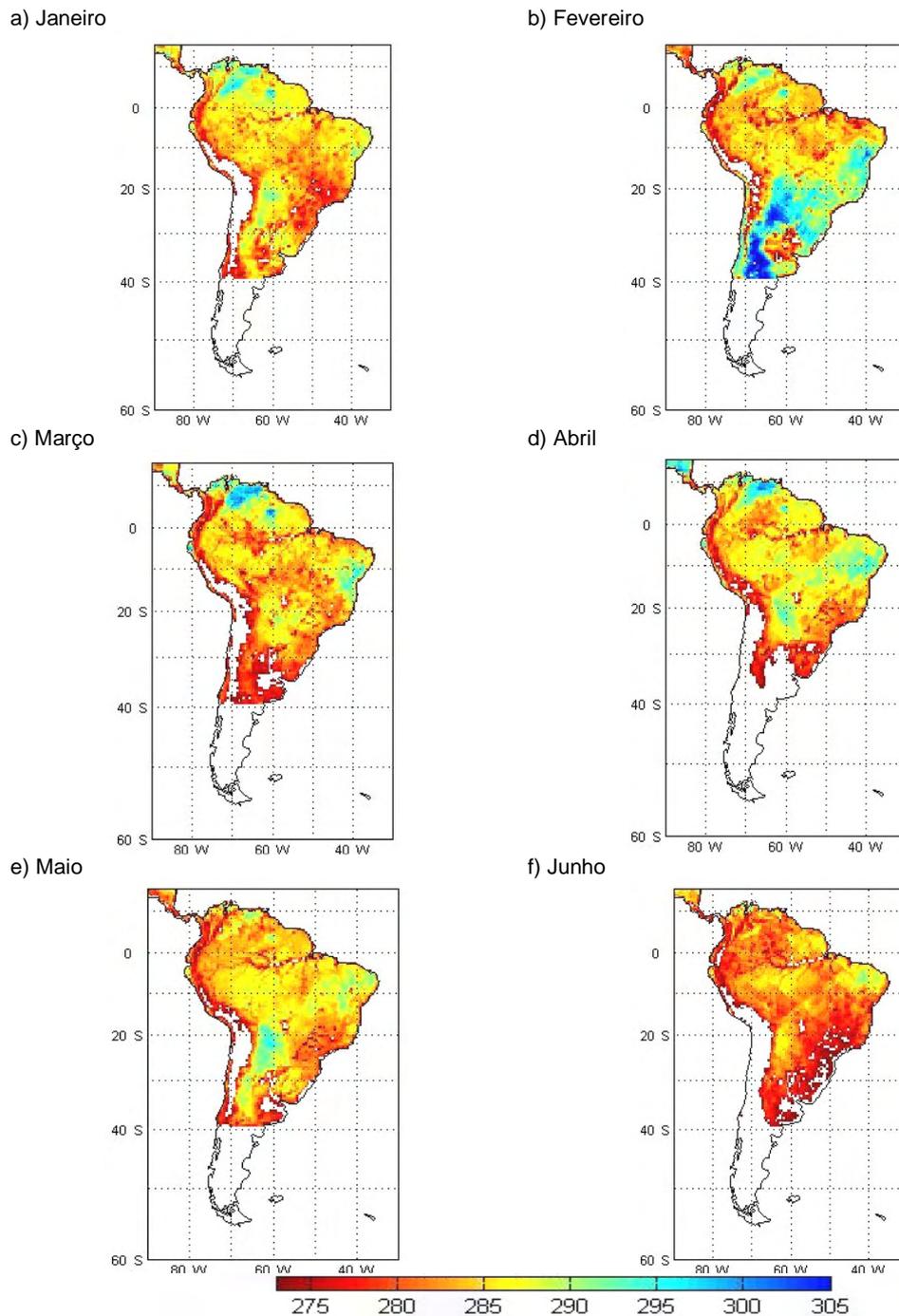
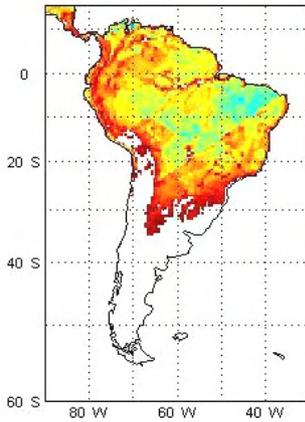
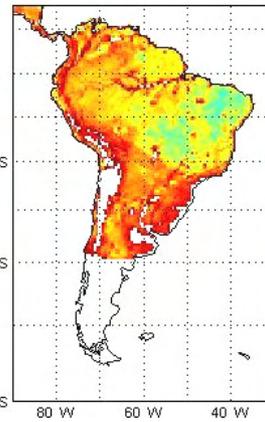


Figura 4.2: Distribuição espaço-temporal da temperatura de superfície (K) para a América do Sul, derivada das observações do sensor TMI durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.(Continua)

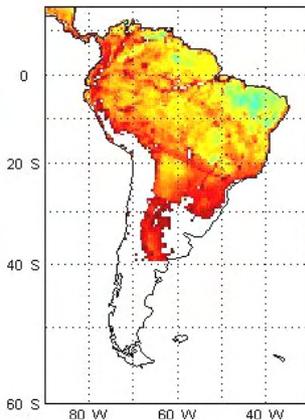
g) Julho



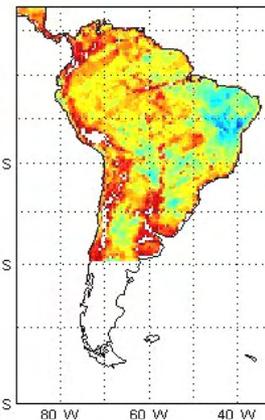
h) Agosto



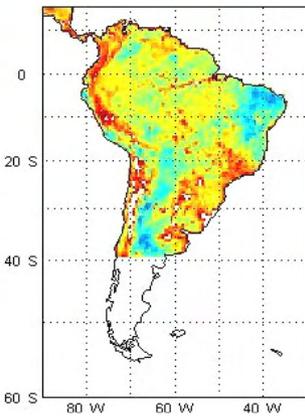
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

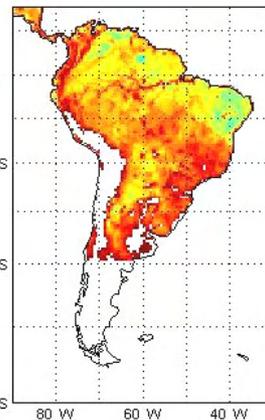


Figura 4.2: Conclusão.

Na ausência de dados medidos de temperatura do solo, os produtos de temperatura de superfície derivada dos sensores AMSR-E e TMI foram comparados com o produto de temperatura do sensor MODIS a bordo do satélite Aqua. O produto utilizado foi o MOD11, o qual contém dados de temperatura de superfície com resolução espacial de 5 km para a superfície global sob condições de céu claro. Tal produto foi desenvolvido para diversos estudos climáticos, hidrológicos, ecológicos e biológicos e encontra-se disponível em: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/dataproducts.php?MOD_NUMBER=11.

Para comparação com os resultados dos sensores AMSR-E e TMI, calculou-se o valor médio dos 10 pixels vizinhos dos dados do produto MOD11 para obter resultados na mesma resolução espacial. Assim sendo, os gráficos de dispersão obtidos entre os dados de temperatura de superfície do AMSR-E e do TMI (média anual do ano de 2003) com os dados do MODIS estão ilustrados nas Figuras 4.3 e 4.4, respectivamente.

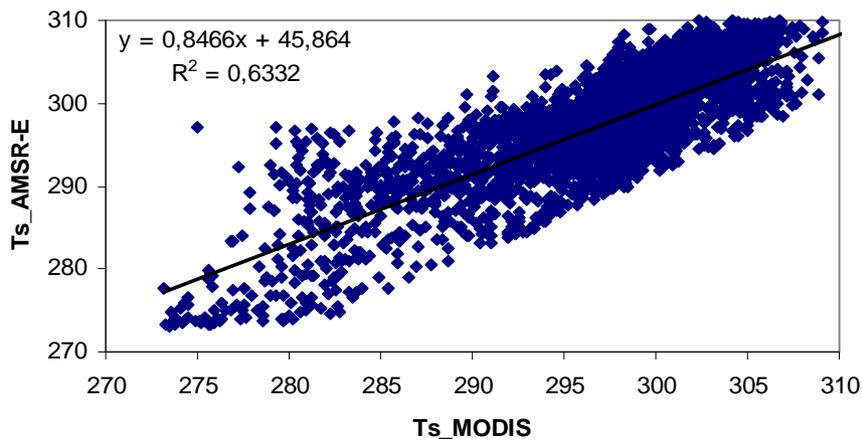


Figura 4.3: Gráfico de dispersão entre a temperatura de superfície (média anual) derivada dos sensores AMSR-E e MODIS durante o ano de 2003.

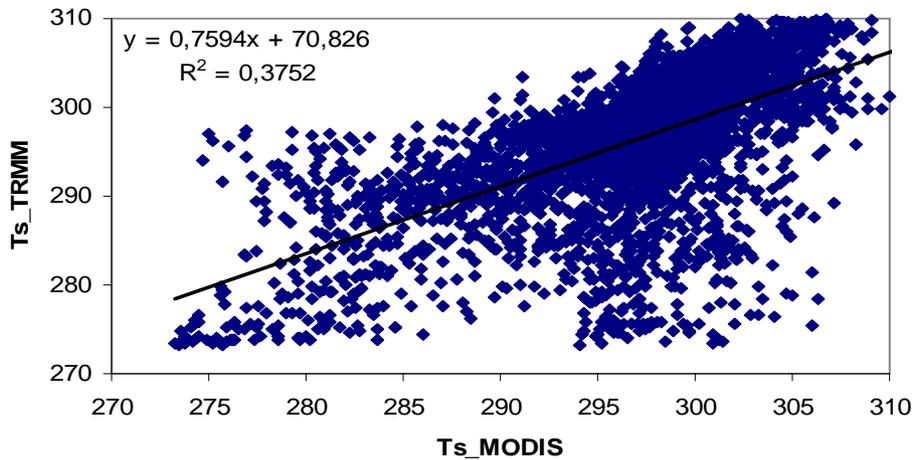


Figura 4.4: Gráfico de dispersão entre a temperatura de superfície (média anual) derivada dos sensores TMI, do Satélite TRMM, e MODIS durante o ano de 2003.

A partir dos gráficos de dispersão, observa-se na Figura 4.3 que os dados estão mais próximos da linha ajustada à curva se comparada com a Figura 4.4, ou seja, observa-se maior dispersão (subestimativa) das temperaturas derivadas dos sensores TMI e MODIS.

Desse modo, da análise da distribuição espacial e temporal da temperatura de superfície derivada a partir do sensor AMSR-E (Fig. 4.1), observa-se que temperaturas mais altas são encontradas nos meses de janeiro a abril para algumas regiões do Nordeste do Brasil, da Bolívia, da Argentina, do extremo Norte da América do Sul. A partir de maio, as temperaturas diminuem nestas regiões, bem como nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. Para os meses de junho a agosto, as temperaturas permanecem baixas em grande parte da América do Sul (principalmente nas regiões Sudeste e Centro-Oeste), período este que coincide com a estação outono-inverno do Hemisfério Sul. Nos meses de setembro em diante, as regiões afetadas com baixas temperaturas são reduzidas, observando novamente um aumento das temperaturas,

principalmente para as regiões Leste, Oeste e Norte do continente sul-americano.

Para a temperatura de superfície inferida através do sensor TMI (Fig. 4.2), verifica-se que as temperaturas para o mês de janeiro são baixas, provavelmente devido à alta umidade na região. Em fevereiro, temperaturas acima de 300 K (27 °C) são encontradas apenas na parte mais ao Sul do continente, incluindo a Bolívia e a Argentina. Nos meses de março e abril, temperaturas mais altas foram encontradas no extremo Norte da Venezuela. Temperaturas abaixo de 290 K (17 °C) também foram observadas, durante os meses de maio a setembro, em quase toda a América do Sul. Nos meses de outubro e novembro, a temperatura aumentou em grande parte do continente, principalmente na região Nordeste do Brasil. No entanto, observa-se que, em dezembro, valores abaixo da média foram encontrados no continente sul-americano, que indica que o sensor TMI subestimou a temperatura de superfície este mês de verão, quando deveriam ocorrer temperaturas mais altas.

Comparando os resultados obtidos da temperatura de superfície média mensal derivada das observações do TMI e do AMSR-E, nota-se que a estimativa da temperatura é mais representativa para as informações do sensor AMSR-E. Enquanto que para o sensor TMI a temperatura é subestimada e a variabilidade da distribuição espacial e temporal é diferente do padrão climatológico do continente, principalmente para o mês de dezembro.

Em outro estudo, utilizando o LPRM não modificado com a metodologia proposta por Meesters et al. (2005), De Jeu (2003) recuperou a temperatura de superfície para a América do Norte utilizando dados de temperatura de brilho do sensor SMMR/Nimbus na frequência de 37 GHz. Os resultados mostraram boa comparação e indicou que o algoritmo pode ser utilizado em modelos baseados na transferência radiativa para a recuperação da umidade do solo e da profundidade óptica da vegetação.

No entanto, para garantir a confiabilidade dos resultados e, principalmente, da aplicação do algoritmo de recuperação da temperatura de superfície, deve-se acrescentar observações “*in situ*”, em diferentes regiões, para avaliar com mais detalhes a capacidade de recuperação do algoritmo e, conseqüentemente, verificar quais as possíveis melhorias.

Por outro lado, na ausência de dados observacionais, diferentes algoritmos de recuperação da temperatura de superfície utilizando observações em microondas têm sido propostos. Wen et al. (2003) elaboraram um algoritmo analítico para a determinação da temperatura de superfície terrestre e da umidade do solo a partir das informações do TRMM/TMI para a área central do planalto Tibetano, cujos resultados mostraram boa correlação ($r = 0,8$) com as medidas em campo; portanto, concluíram que o algoritmo proposto recupera satisfatoriamente a temperatura de superfície e a umidade do solo sobre a área de estudo.

Recentemente, considerando outra abordagem física, Gao et al. (2008) também desenvolveram um algoritmo para recuperar a temperatura de superfície sobre a floresta Amazônica utilizando dados de baixas freqüências do sensor AMSR-E. Este algoritmo utiliza multifreqüências em microondas da temperatura de brilho e estabelece uma relação entre a razão da polarização e a emissividade para áreas florestadas e não-florestadas. Os resultados foram comparados com dados disponíveis de temperatura do ar com registros diários e em intervalos mensais e indicaram que a temperatura de superfície derivada pelo AMSR-E está de acordo com as medições “*in situ*”. Além disso, os resultados observados durante a estação chuvosa para a floresta tropical sugerem que o algoritmo é eficaz sob todas as condições meteorológicas e demonstra alta correlação com dados meteorológicos ($r = 0,70$). Este trabalho subsidia os resultados encontrados pelo LPRM na recuperação da temperatura de superfície, em que se observou que a distribuição espacial e temporal da temperatura é melhor representada pelas informações obtidas do sensor AMSR-E.

Desse modo, pode-se afirmar que o LPRM possui um grande potencial para a recuperação da temperatura de superfície, uma vez que sua abordagem física pode ser aplicada em qualquer frequência em microondas e não exige nenhuma informação de campo da umidade do solo ou das propriedades biofísicas do dossel para fins de calibração. No entanto, considerando a superestimativa do AMSR-E e subestimativa do TMI para a temperatura, em relação ao produto do MODIS, uma avaliação mais detalhada deve ser considerada devido a temperatura ser uma das variáveis determinantes no LPRM para a inferência da umidade do solo.

4.1.2 Profundidade óptica da vegetação

A profundidade óptica da vegetação também é uma variável recuperada pelo LPRM a partir das observações em microondas, a qual foi estimada a partir do MPDI e da constante dielétrica do solo (conforme metodologia sugerida por Meesters et al. (2005) e apresentada no Capítulo 3).

As Figuras 4.5 a 4.7 apresentam a distribuição média mensal da profundidade óptica da vegetação para toda a América do Sul durante o ano de 2003 derivada a partir dos sensores AMSR-E (6,9 e 10,7 GHz) e TMI (10,7 GHz).

Analisando a profundidade óptica da vegetação derivada pelo LPRM através das observações do sensor AMSR-E na banda C (6,9 GHz), conforme ilustra a Figura 4.5, verifica-se que os valores mais altos de profundidade óptica da vegetação são encontrados nas regiões Norte e Noroeste da América do Sul. Estas regiões incluem principalmente algumas áreas da Venezuela, Colômbia e região Norte do Brasil, durante todos os meses do ano. O alto índice é explicado pelo fato dessas regiões possuírem alta densidade de vegetação. Da mesma forma, valores de profundidade óptica inferiores a 0,4 são encontrados nas regiões Oeste e Sul do continente durante todo o ano, cujas áreas são cobertas por montanhas e neve. Nas demais regiões do continente sul-americano, como em algumas áreas das regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, observa-se

uma variabilidade na distribuição espacial da profundidade óptica nos meses de junho a setembro. Estes meses correspondem ao período de estiagem da estação de inverno no Hemisfério Sul, o que diminui a densidade da vegetação nestas áreas e, conseqüentemente, a profundidade óptica da vegetação.

O mesmo comportamento da variabilidade espacial e temporal da profundidade óptica também é observado quando se utiliza as informações da banda X (10,7 GHz) do sensor AMSR-E (Fig. 4.6). No entanto, deve-se ressaltar que os valores da profundidade óptica da vegetação são maiores que os recuperados pela banda C, uma vez que a umidade do solo é melhor inferida para frequências menores. Além disso, observa-se também que em algumas áreas onde a densidade da vegetação é alta, a profundidade óptica é superior a 1. Isto significa que, para estas regiões, o LPRM superestimou a profundidade óptica da vegetação, resultando em valores não confiáveis (maiores que 1).

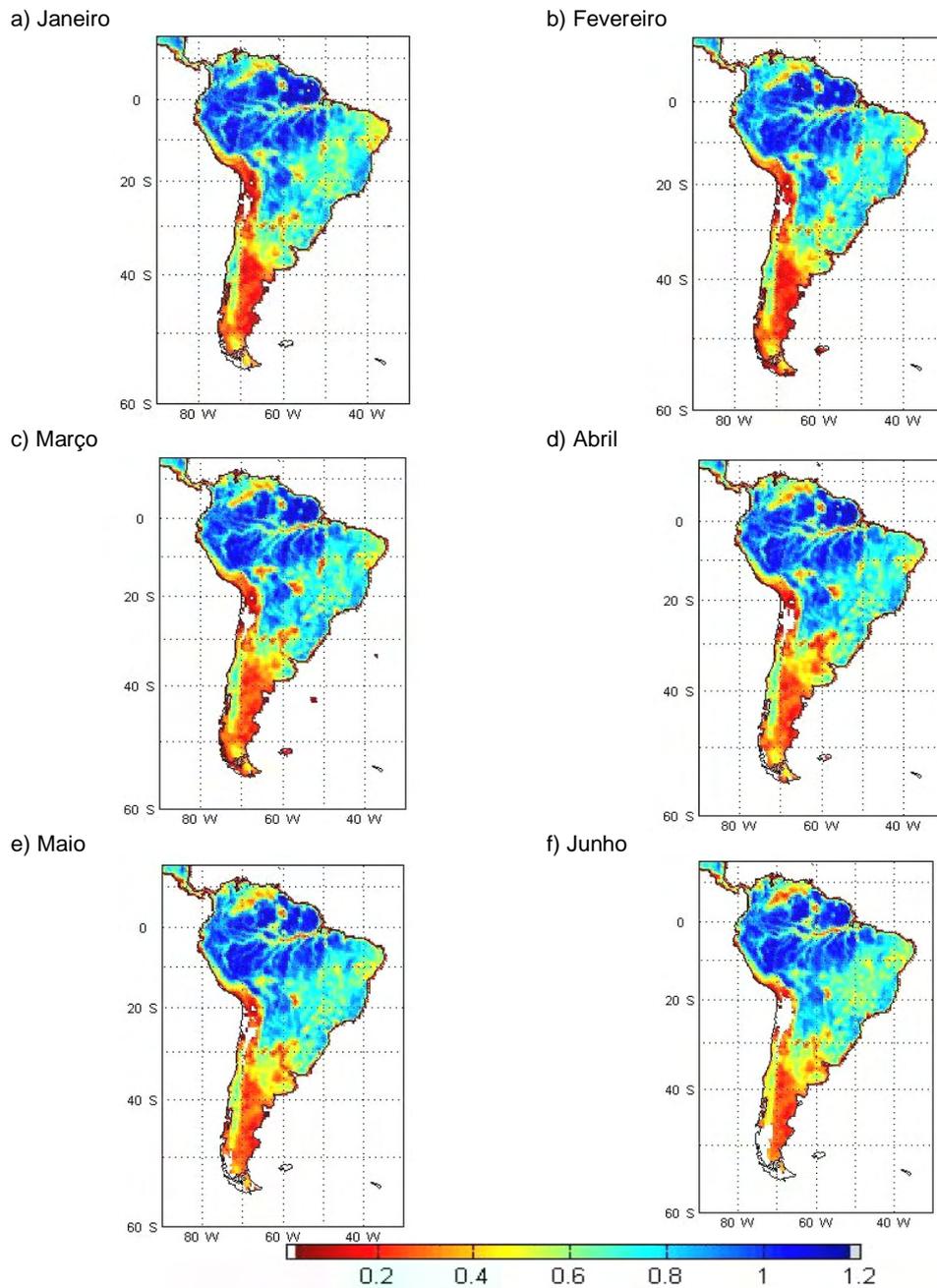
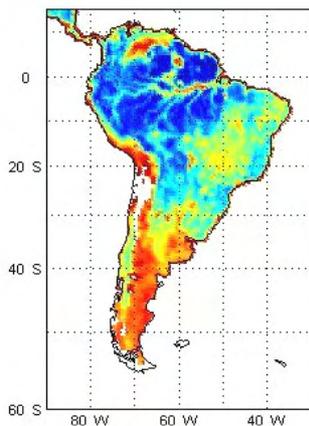
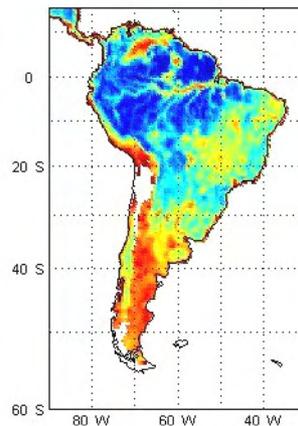


Figura 4.5: Distribuição espaço-temporal da profundidade óptica da vegetação (adimensional) para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E, banda C, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003. (Continua)

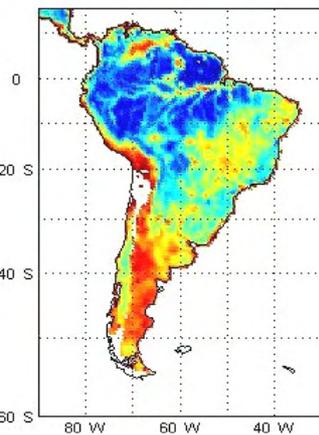
g) Julho



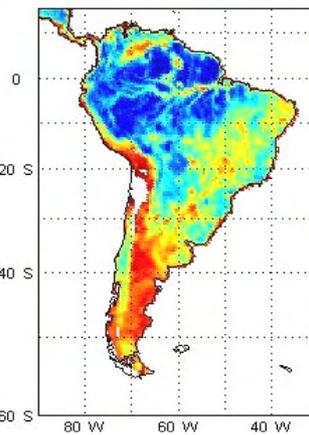
h) Agosto



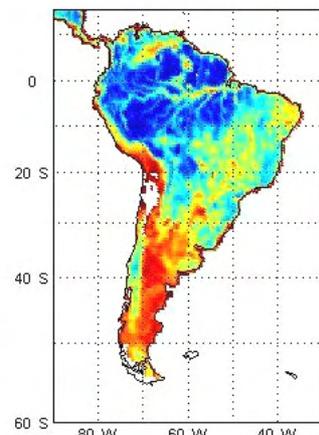
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

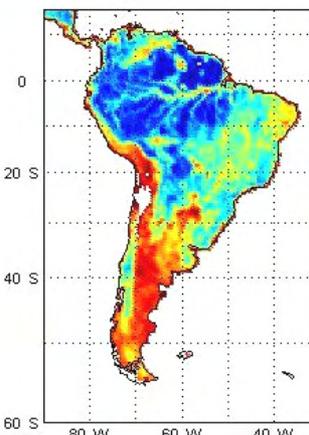


Figura 4.5: Conclusão.

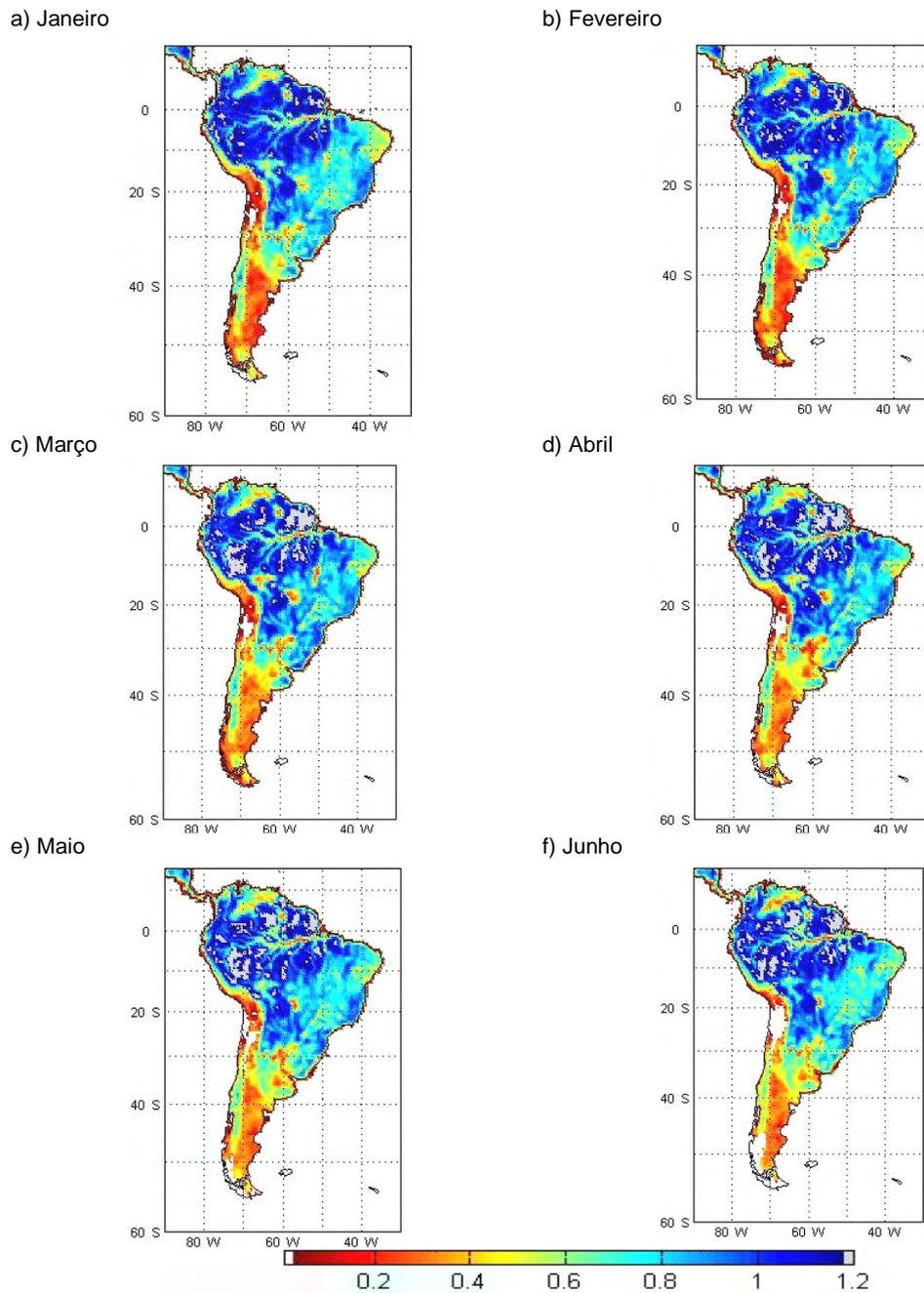
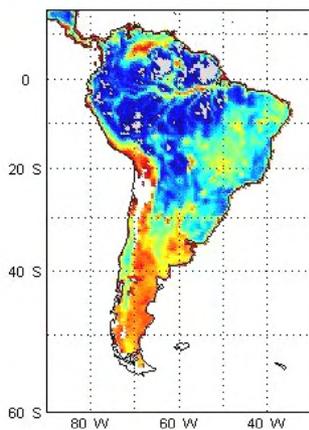
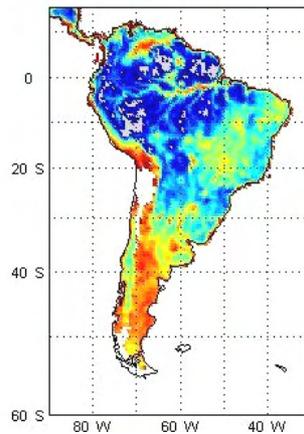


Figura 4.6: Distribuição espaço-temporal da profundidade óptica da vegetação (adimensional) para a América do Sul, a qual foi derivada das observações do sensor AMSR-E, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003. (Continua)

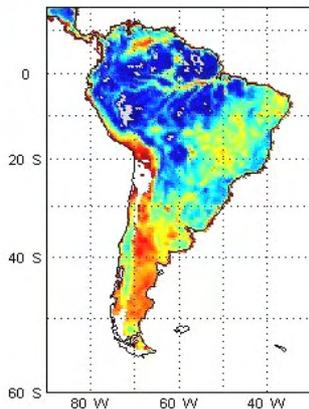
g) Julho



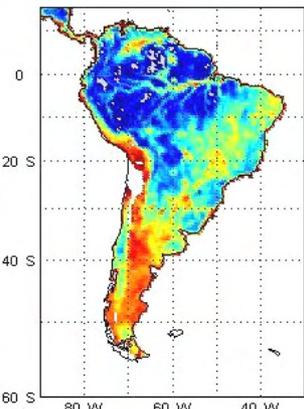
h) Agosto



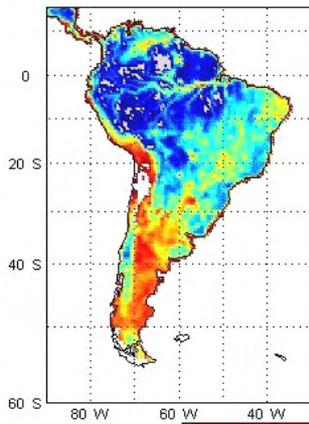
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

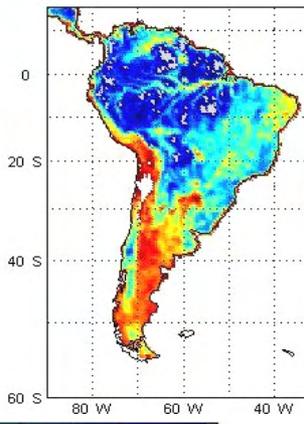


Figura 4.6: Conclusão.

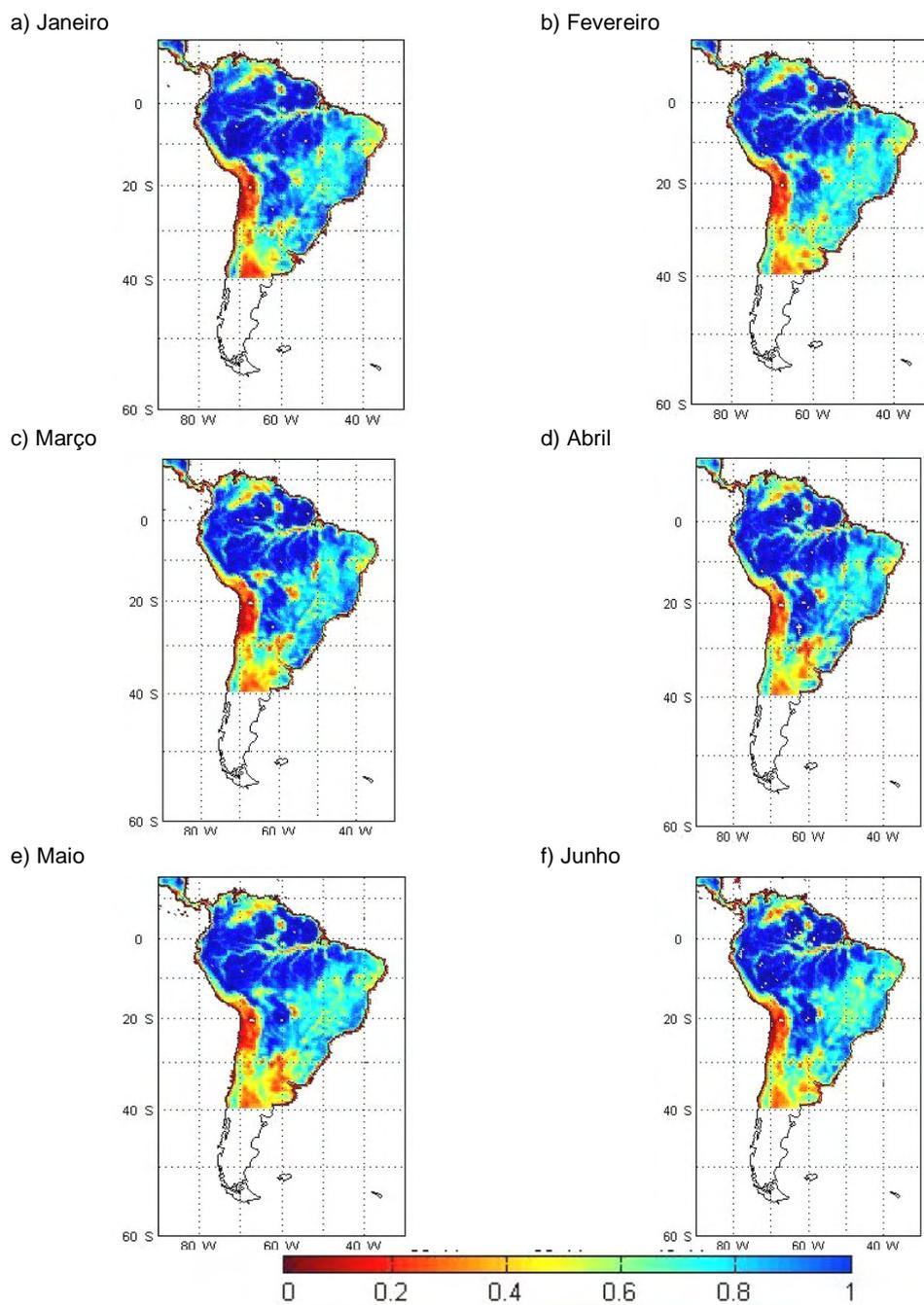
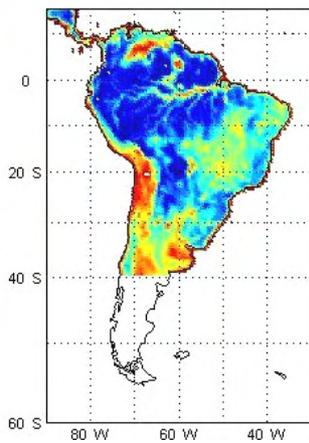


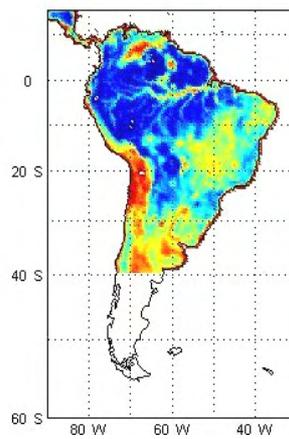
Figura 4.7: Distribuição espaço-temporal da profundidade óptica da vegetação para a América do Sul, derivada das observações do sensor TMI, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.

(Continua)

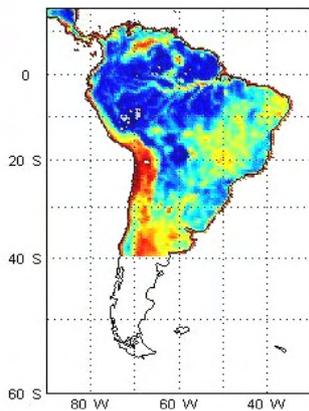
g) Julho



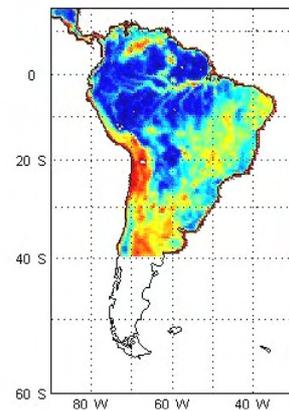
h) Agosto



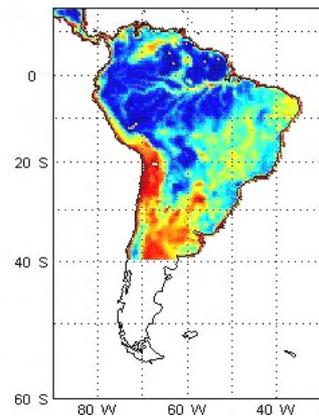
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

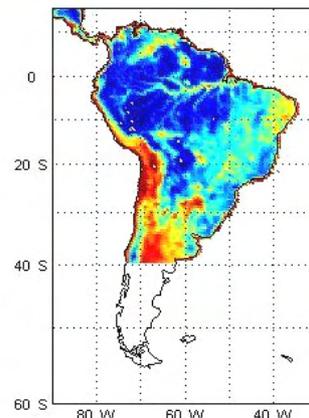


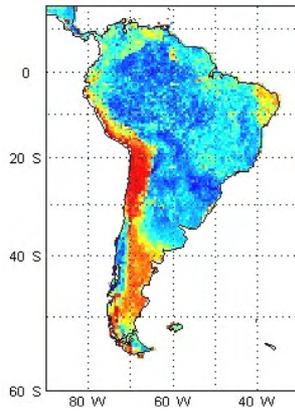
Figura 4.7: Conclusão.

Para as observações do sensor TMI (10,7 GHz), Figura 4.7, verifica-se um aumento das áreas com valores da profundidade óptica aproximadamente igual a 1. Além das regiões Norte e Noroeste da América do Sul (algumas áreas da Venezuela, da Colômbia e da região Norte do Brasil), na faixa leste da América do Sul também são encontradas áreas com alta profundidade óptica. Nas demais regiões, a distribuição espaço-temporal apresenta a mesma variabilidade dos resultados obtidos através do sensor AMSR-E. Além disso, pode-se notar que, apesar de não existir regiões com valores acima de 1, o padrão sazonal da profundidade óptica derivada pelo TMI é similar ao AMSR-E.

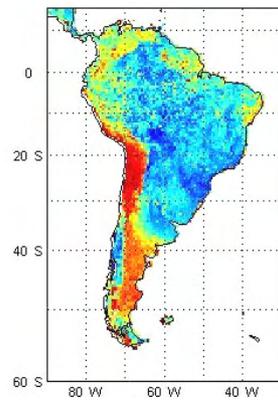
Na metodologia inicialmente proposta por Owe et al. (2001) e aprimorada por De Jeu (2003) para a recuperação da profundidade óptica da vegetação, foram utilizados dados de temperatura de brilho em 6,6 GHz obtidos pelo sensor SMMR. Porém, apesar da diferença do sensor, Owe et al. (2001) utilizaram o algoritmo LPRM (não modificado) para recuperar as informações da profundidade óptica para alguns sítios em Illinois (EUA); enquanto que De Jeu (2003) acrescentou mais 3 sítios de estudo: Iowa (EUA), Turcomenistão (Ásia) e Mongólia (Ásia). Para avaliar o desempenho da recuperação em ambos os estudos, a profundidade óptica da vegetação foi comparada com séries temporais de NDVI. Os resultados mostraram que a variação anual das séries temporais da profundidade óptica coincide bem com a dinâmica da vegetação. Além disso, também observaram que a profundidade óptica é mais variável no tempo do que o NDVI devido às suas características inerentes do procedimento de composição, em que apenas um valor é selecionado para representar todo o período.

Assim, considerando que o NDVI pode ser utilizado para comparar com a profundidade óptica da vegetação, neste trabalho também se utilizou dados médios mensais de NDVI para toda a América do Sul durante o ano de 2003 (Figura 4.8) para comparar com a profundidade óptica da vegetação derivada dos sensores AMSR-E (bandas C e X) e TMI (banda X).

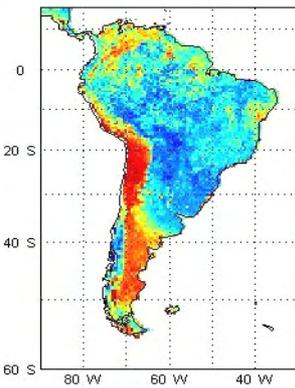
a) Janeiro



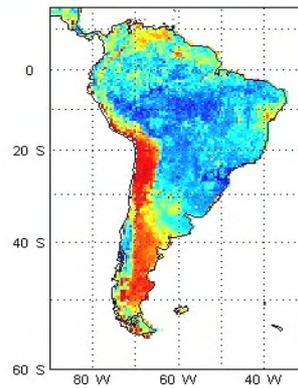
b) Fevereiro



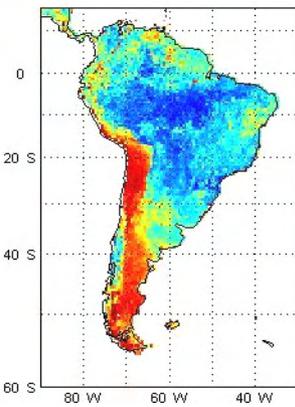
c) Março



d) Abril



e) Maio



j) junho

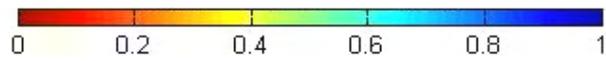
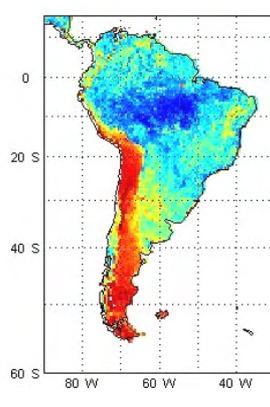
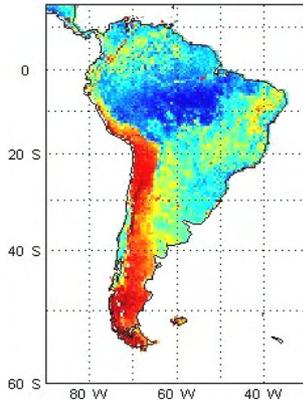
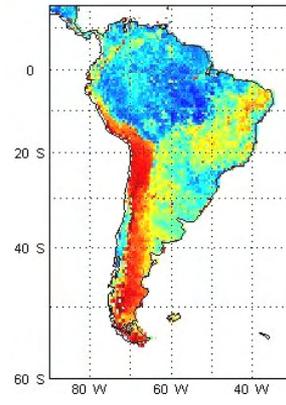


Figura 4.8: Distribuição média mensal do NDVI (adimensional) para os meses de janeiro a dezembro de 2003. (Continua)

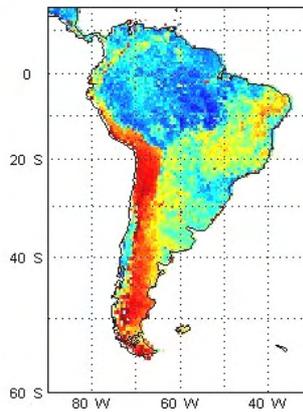
g) Julho



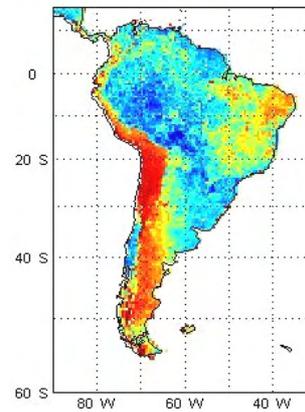
h) Agosto



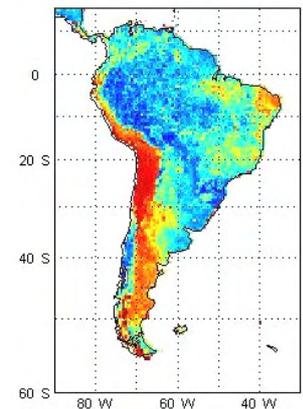
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

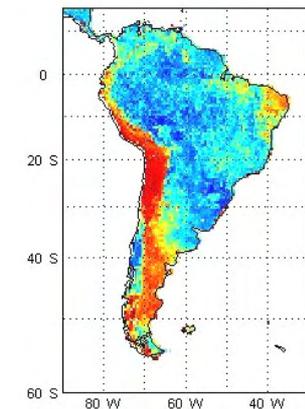


Figura 4.8: Conclusão.

Através da Figura 4.8, verifica-se que os maiores valores de NDVI são encontrados em grande parte da América do Sul nos meses de janeiro a maio, com exceção apenas da região Oeste e Sul do continente. No entanto, de junho a setembro, os baixos índices de vegetação se estendem para quase todas as regiões, permanecendo somente a região Norte com NDVI superiores a 0,8. A partir do mês de outubro, o NDVI volta a aumentar até que os maiores valores sejam restabelecidos em grande parte do continente, restando somente a região Nordeste do Brasil (onde a cobertura vegetal é baixa) e a costa oeste da América do Sul (região coberta por neve) com valores próximos a 0.

A fim de avaliar a variabilidade espaço-temporal do NDVI com a profundidade óptica da vegetação, mapas do coeficiente de correlação entre essas duas variáveis foram elaborados.

A seguir, a Figura 4.9 apresenta os mapas dos coeficientes de correlação considerando as informações dos sensores AMSR-E (bandas C e X) e TMI (banda X), respectivamente.

a) NDVI x AMSR-E (banda C) b) NDVI x AMSR-E (banda X) c) NDVI x TMI (banda X)

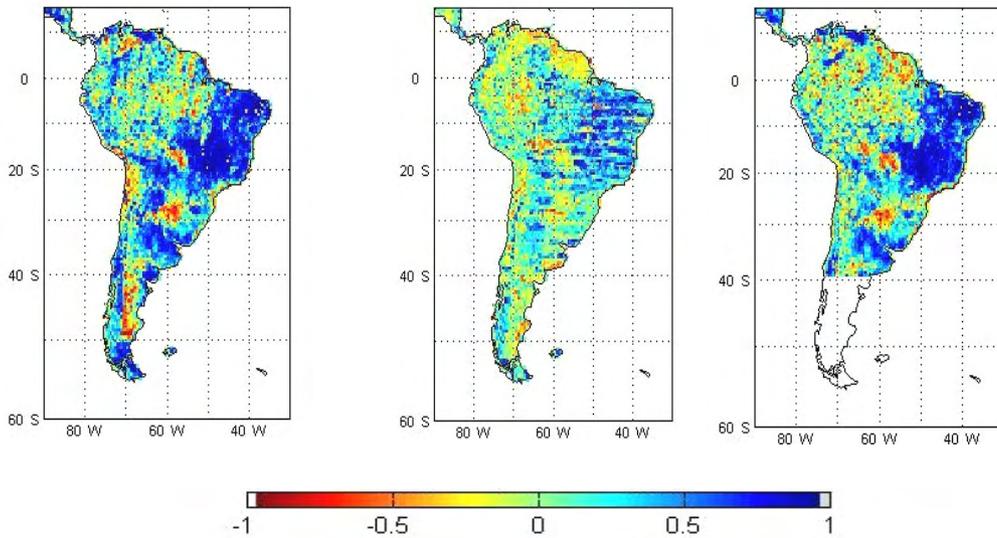


Figura 4.9: Mapas dos coeficientes de correlação obtidos entre o NDVI e a profundidade óptica da vegetação derivada do sensor AMSR-E, bandas C (a) e X (b), e do sensor TMI (c), banda X, para o ano de 2003.

As Figuras acima mostram as regiões que apresentam alta e baixa correlação do NDVI com a profundidade óptica para os dois diferentes sensores em microondas. Para o sensor AMSR-E na frequência de 6,9 GHz (banda C), observa-se que nas regiões Nordeste, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, bem como nas regiões Norte e Sul da América do Sul são encontradas áreas com maiores valores do coeficiente de correlação. Por outro lado, regiões com maior densidade de baixas correlações são observadas no Norte do Brasil, devido à cobertura com vegetação densa, e na costa oeste do continente sul-americano, que pode ser provavelmente devido à esta região ser de difícil recuperação do NDVI.

Para as observações do sensor AMSR-E na banda X, verifica-se que a distribuição espacial do coeficiente de correlação tem o mesmo padrão que o obtido para a banda C; no entanto, ressalta-se que as áreas onde foram observadas altas correlações são reduzidas, uma vez que a frequência da banda X é maior e limita a recuperação das informações da superfície.

Finalmente, com relação ao sensor TMI, também nota-se que as regiões com altas e baixas correlações apresentam similaridades com o sensor AMSR-E. Porém, a cobertura do TMI está limitada até a latitude de 38°S, devido às configurações do sensor para aquisição de dados.

Assim sendo, a partir da análise dos coeficientes de correlação, verificou-se que a correlação entre o NDVI e a profundidade óptica, derivada através dos dois sensores em estudo, foi baixa para áreas com vegetação densa. Isso permite afirmar que a capacidade de recuperação do LPRM é limitada para essa região.

4.1.3 Umidade superficial do solo

Outra componente derivada pelo LPRM é a umidade superficial do solo, a qual foi derivada a partir da emissividade da superfície. A metodologia utilizada para a recuperação está baseada no modelo de rugosidade proposto por Choudhury et al. (1979) em combinação com o modelo de mistura dielétrica de Wang e Schmugge (1980).

A umidade superficial do solo foi estimada para toda a América do Sul utilizando as observações dos sensores AMSR-E (bandas C e X) e TMI (banda X) para o ano de 2003, conforme ilustram as Figuras 4.10 a 4.12.

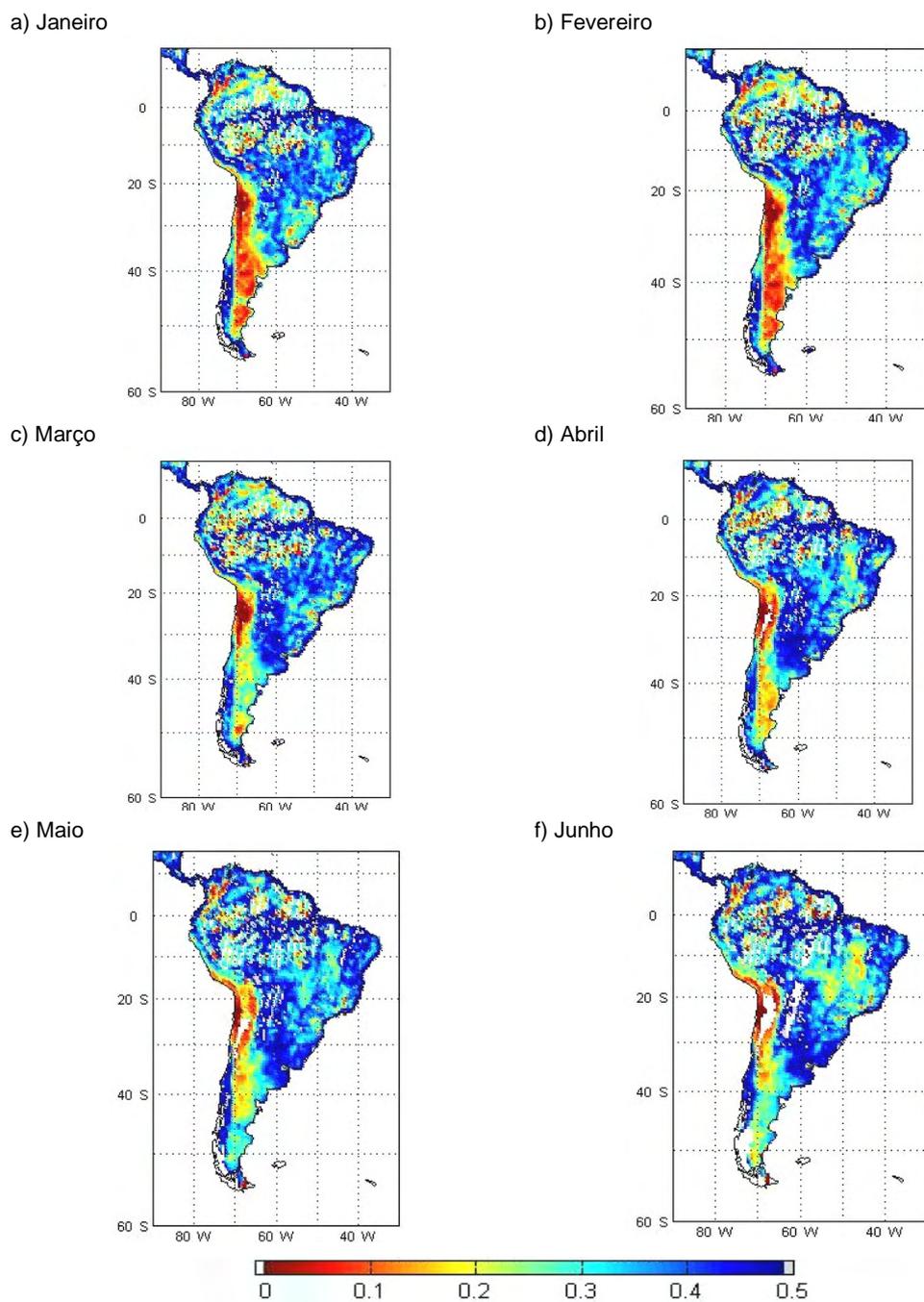
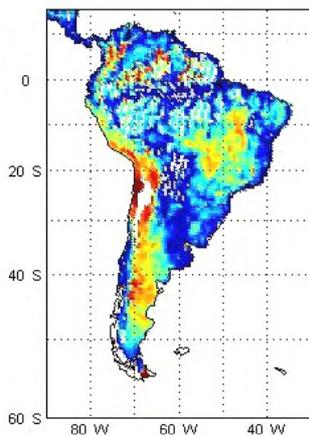


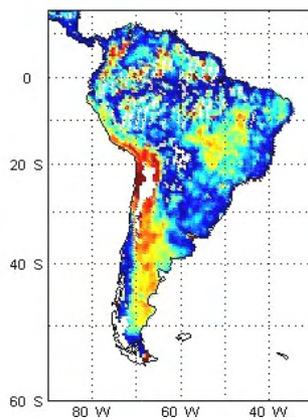
Figura 4.10: Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo ($m^3 m^{-3}$) para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E, banda C, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.

(Continua)

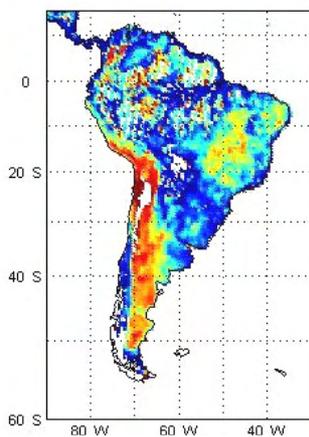
g) Julho



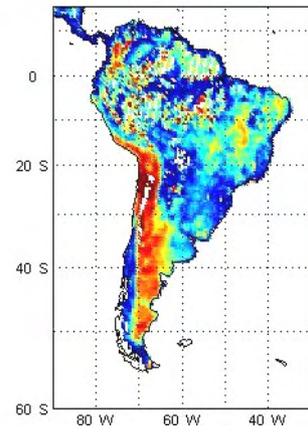
h) Agosto



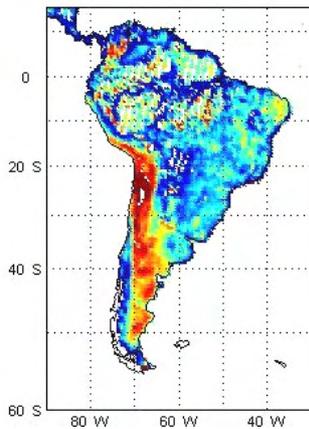
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

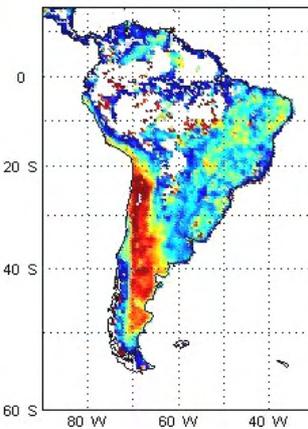


Figura 4.10: Conclusão

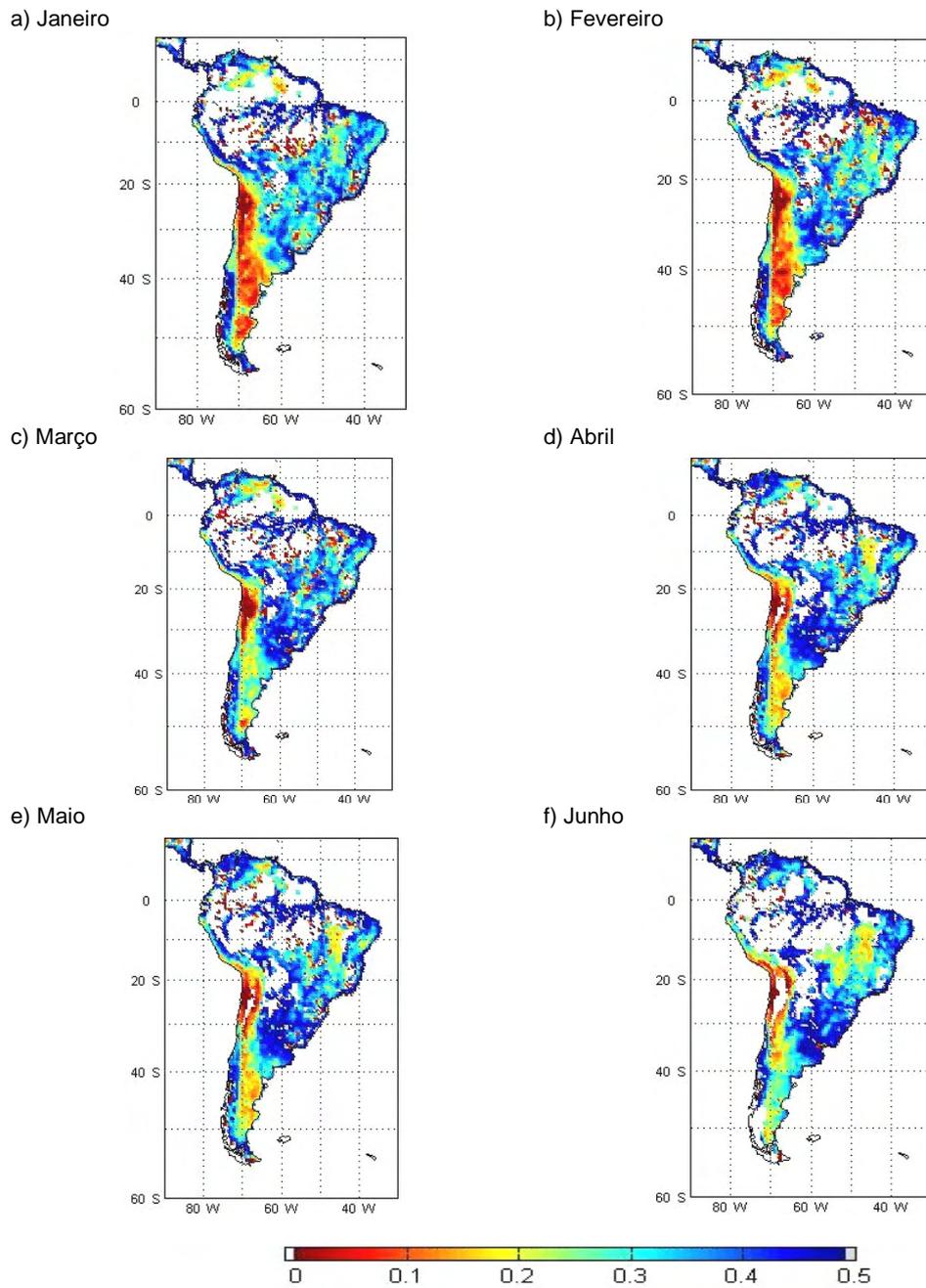
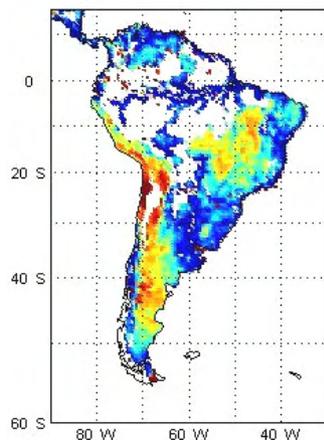
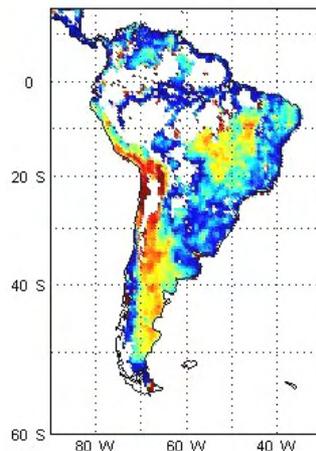


Figura 4.11: Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo (m^3m^{-3}) para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.(Continua)

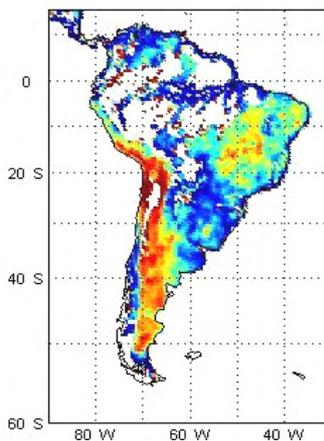
g) Julho



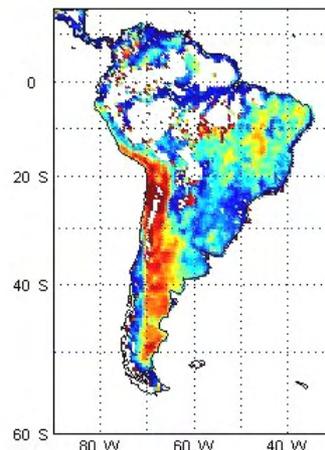
h) Agosto



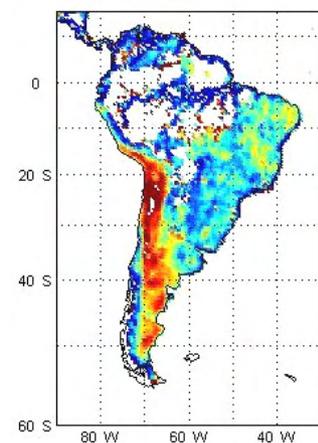
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

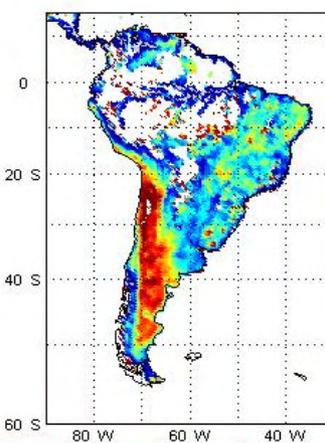


Figura 4.11: Conclusão.

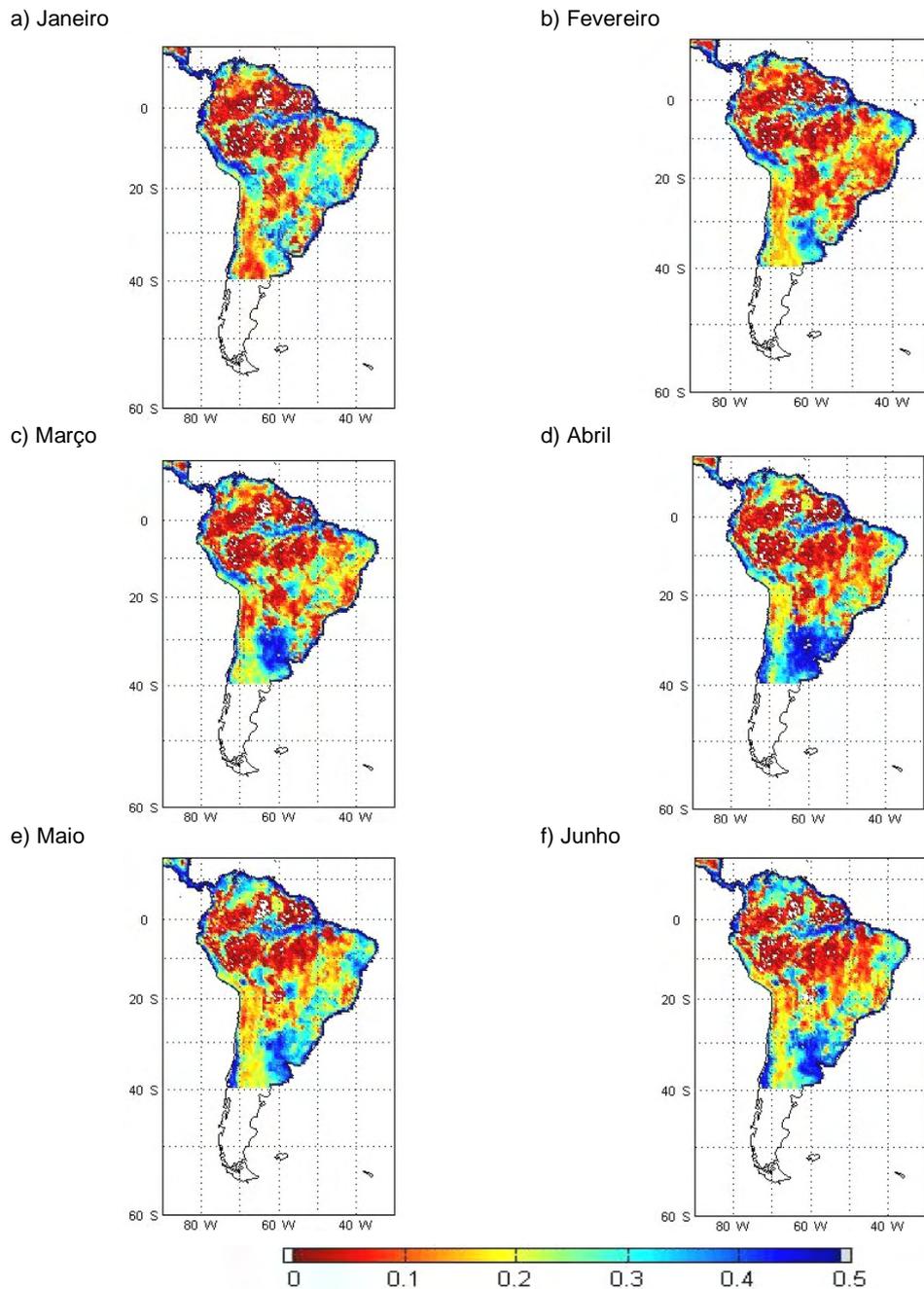
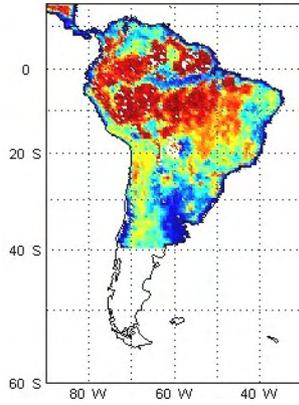
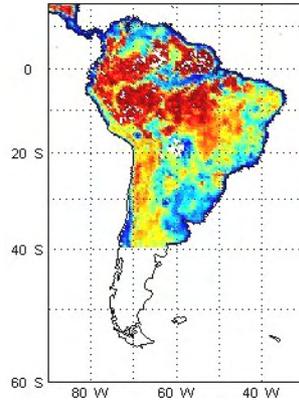


Figura 4.12: Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo ($m^3 m^{-3}$) para a América do Sul, derivada das observações do sensor TMI, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.(Continua)

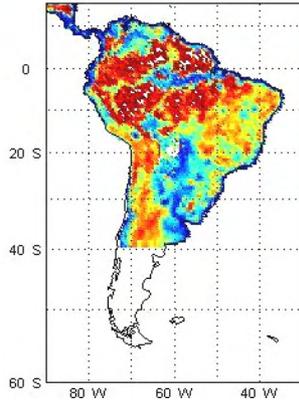
g) Julho



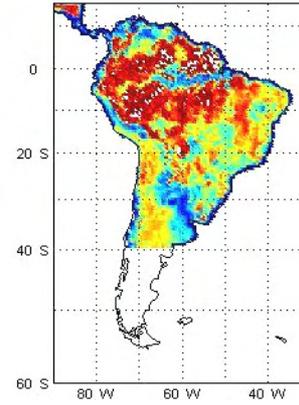
h) Agosto



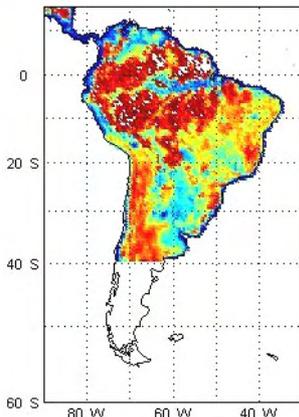
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

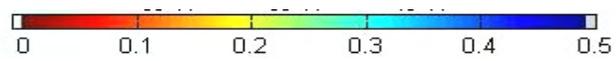
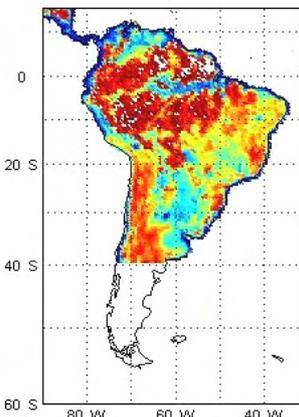


Figura 4.12: Conclusão.

A Figura 4.10 apresenta a distribuição média mensal da umidade do solo, na camada superficial (aproximadamente 2 cm), estimada a partir das observações em microondas do sensor AMSR-E na banda C (6,9 GHz). Nos meses de janeiro a maio, observa-se que o conteúdo de água no solo é superior a $0,3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ em quase todo o continente sul-americano, com exceção apenas da costa oeste (região da Cordilheira dos Andes, a qual é coberta por montanhas e neve) que apresenta baixos índices durante o ano todo. A partir do mês de junho até outubro, a umidade do solo diminui em diversas áreas das regiões Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste do Brasil, cujo período corresponde aos meses de estiagem nas regiões. Porém, nos meses de novembro e dezembro, a quantidade de água na camada superficial aumenta novamente, em decorrência do início da estação chuvosa no Brasil.

A mesma variabilidade temporal da umidade do solo também é verificada quando se utiliza as informações do sensor AMSR-E na banda X (10,7 GHz), conforme ilustra a Figura 4.11. No entanto, a quantidade de informações recuperadas espacialmente diminui devido ao aumento da frequência, principalmente nas regiões Norte e Noroeste da América do Sul.

Por outro lado, considerando a mesma frequência, esta ausência de informações não é observada nas regiões mencionadas acima quando a umidade do solo é derivada pelo TMI (Fig. 4.12). Porém, deve-se ressaltar que a capacidade de recuperação do LPRM utilizando este sensor não é satisfatória, uma vez que a umidade do solo é subestimada na região Amazônica (onde são encontrados valores abaixo de $0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Além disso, verifica-se também que a estimativa da umidade do solo realizada a partir das informações do TMI não apresenta uma variabilidade temporal definida. Por exemplo, nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, que deveriam apresentar um aumento no conteúdo de água volumétrica no solo durante o período da estação chuvosa (principalmente nos meses de fevereiro e março), observou-se que os índices de umidade do solo ficaram abaixo do normal. E, nos meses de junho a setembro (estação seca), também não se observou uma diminuição mais acentuada da umidade do solo,

conforme era o esperado. Portanto, nota-se que a estimativa da umidade do solo derivada a partir das informações do sensor TMI em 10,7 GHz não é satisfatória em grande parte do continente sul-americano.

A fim de apresentar uma distribuição espacial e temporal mais realista e confiável da umidade do solo, considerou-se uma máscara que elimina os dados incertos em áreas que possuem vegetação densa (região Amazônica) ou que apresentam erros excessivos. Tal máscara foi aplicada considerando o estudo realizado por Njoku e Li (1999), que verificaram que o limite para detectar as variações na umidade do solo em 6,6 GHz é alcançado quando a cobertura vegetal tem conteúdo de água da vegetação (VWC) de $1,5 \text{ kg m}^{-2}$, correspondendo a uma profundidade de vegetação óptica de aproximadamente 0,75. Desse modo, neste trabalho, para as áreas cuja profundidade óptica da vegetação foram superiores a 0,75, os resultados de umidade do solo recuperada pelo LPRM não foram considerados como confiáveis. Assim, sob esta condição, os dados de umidade do solo foram retirados e novas distribuições espaciais e temporais foram apresentadas, conforme ilustram as Figuras 4.13 a 4.15.

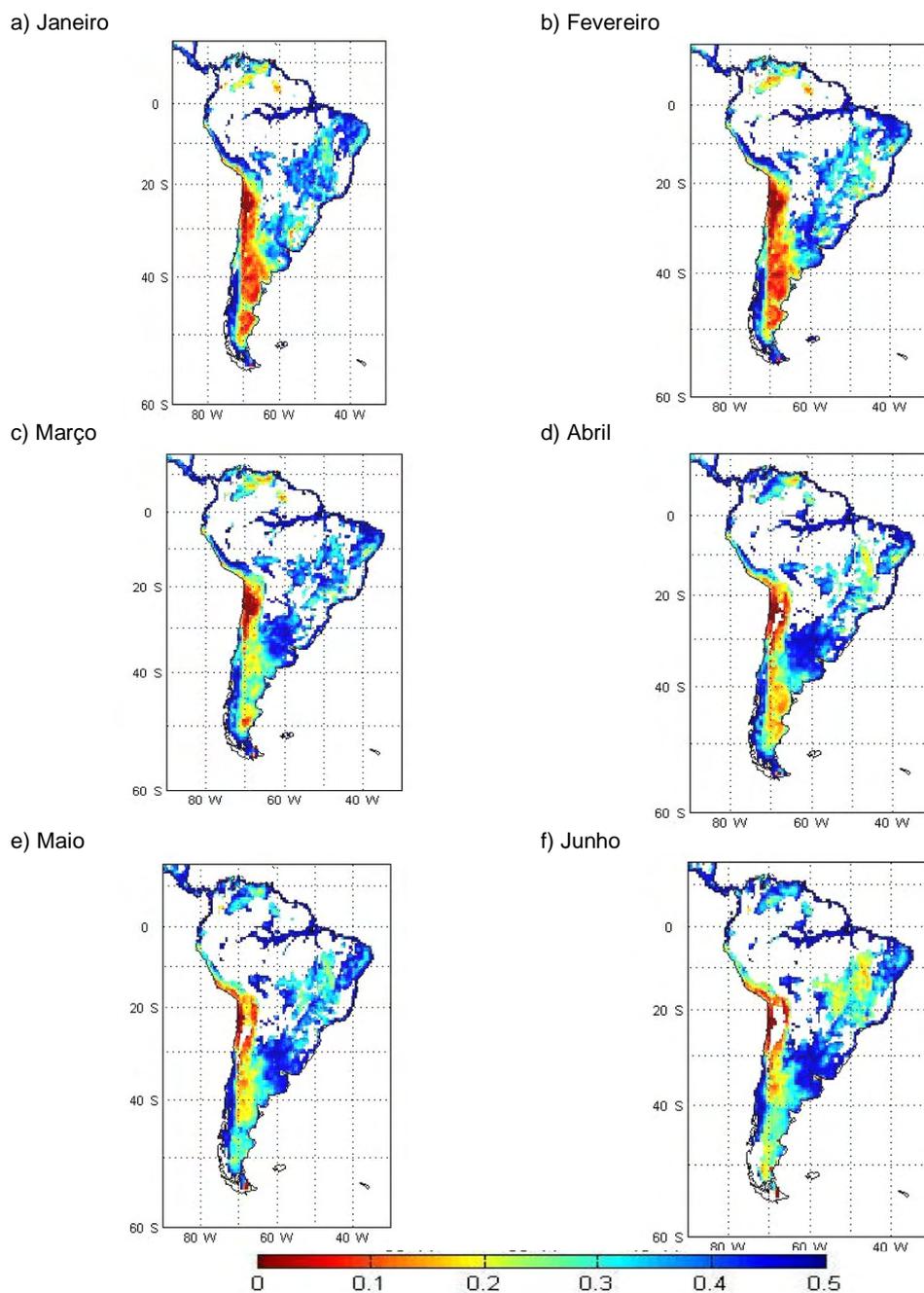
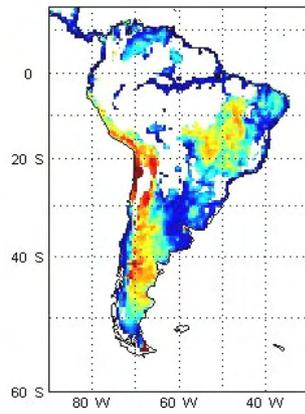
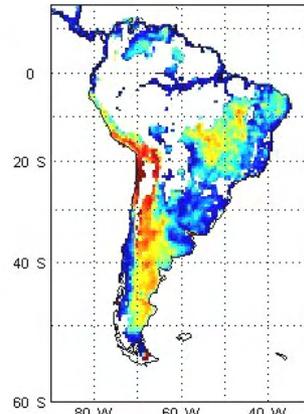


Figura 4.13: Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo (m^3m^{-3}) (mascarada) para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E, banda C, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003. (Continua)

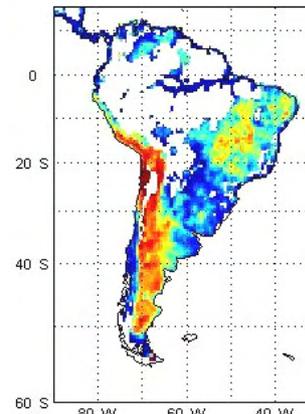
g) Julho



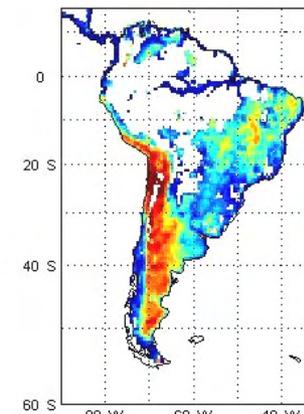
h) Agosto



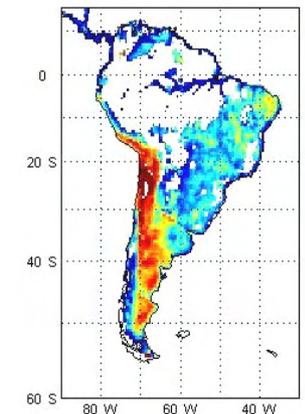
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

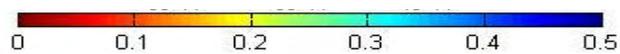
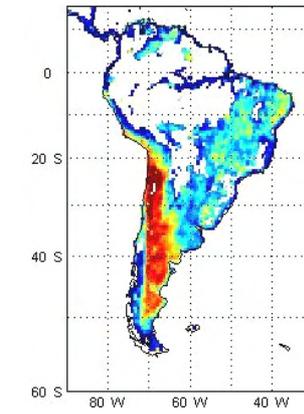


Figura 4.13: Conclusão.

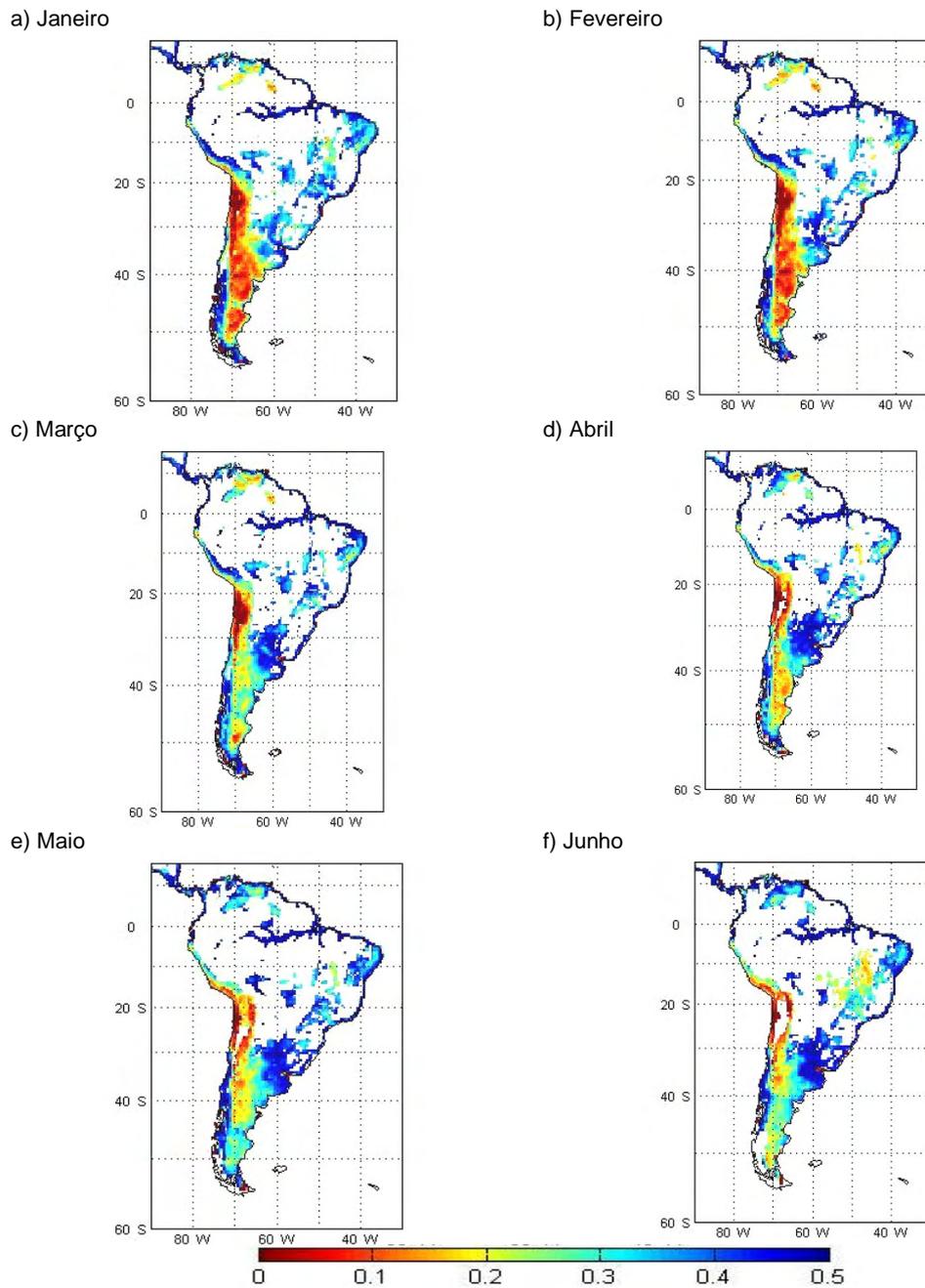
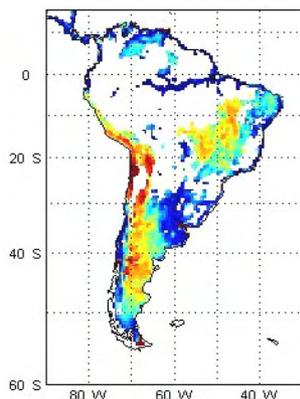
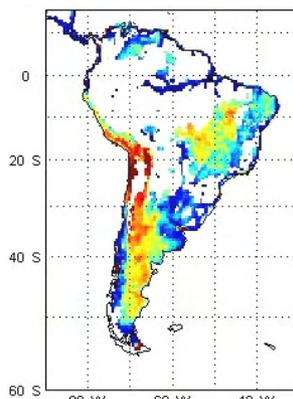


Figura 4.14: Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo ($m^3 m^{-3}$) (mascarada) para a América do Sul, derivada das observações do sensor AMSR-E, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.(Continua)

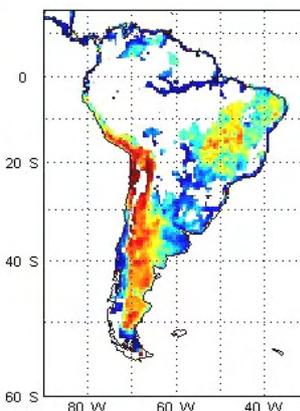
g) Julho



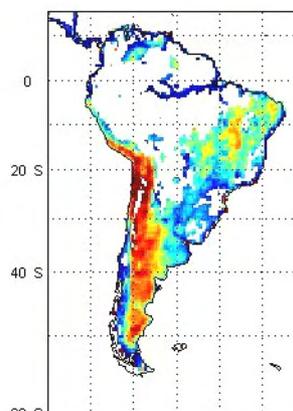
h) Agosto



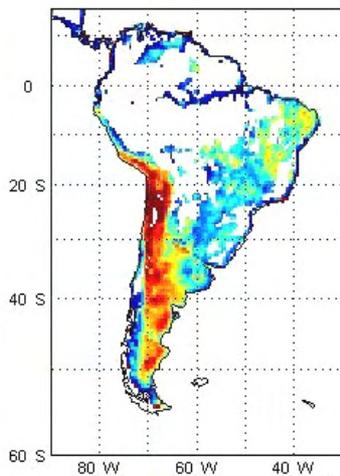
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

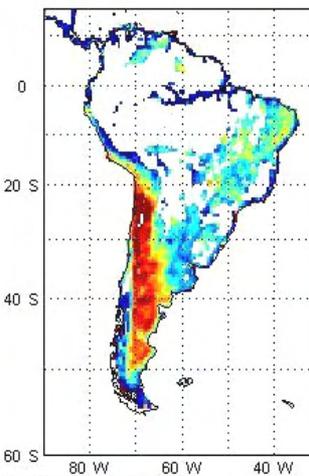


Figura 4.14: Conclusão.

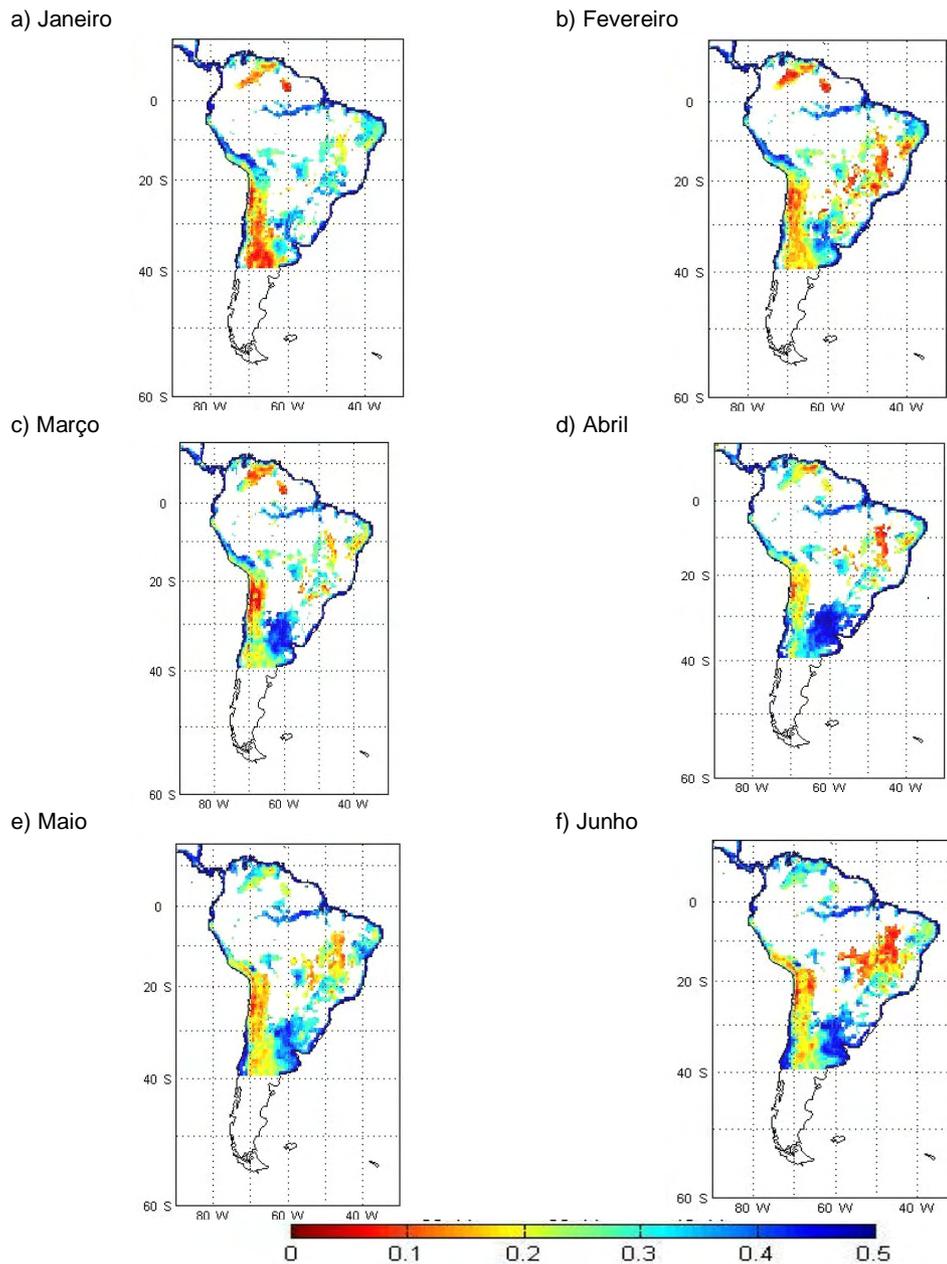
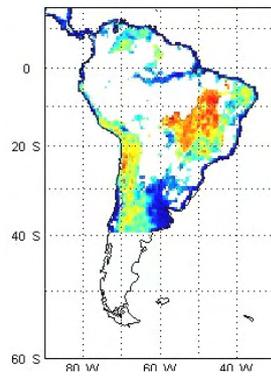
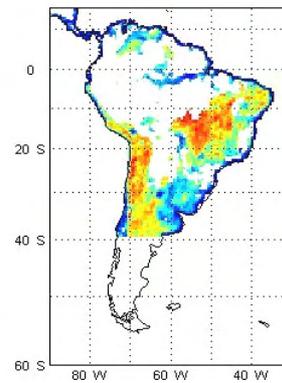


Figura 4.15: Distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo (mascarada) para a América do Sul, derivada das observações do sensor TMI, banda X, durante os meses de janeiro a dezembro de 2003.(Continua)

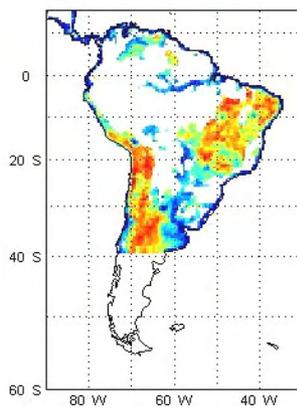
g) Julho



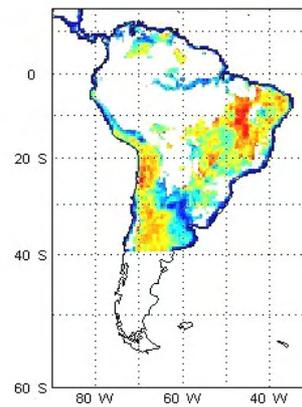
h) Agosto



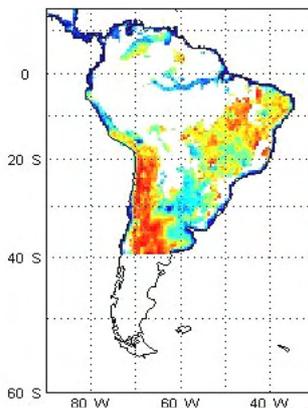
i) Setembro



j) Outubro



k) Novembro



l) Dezembro

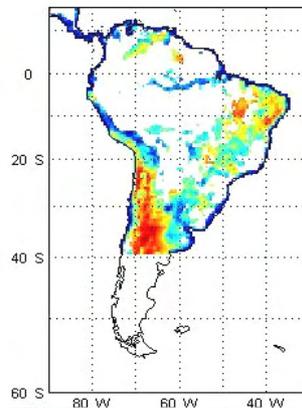


Figura 4.15: Conclusão.

As Figuras anteriores ilustram as regiões em que as informações da umidade do solo podem ser consideradas confiáveis. Comparando as duas frequências (6,9 e 10,7 GHz) do sensor AMSR-E (Figs. 4.13 e 4.14), observa-se que a quantidade de informação espacial é maior para a banda C (6,9 GHz). No entanto, para ambas as frequências, verifica-se que a maior densidade de dados confiáveis da umidade superficial do solo concentra-se nas regiões Leste, Central e Sul do continente, regiões estas cobertas predominantemente por vegetação rasteira a moderada. Portanto, pode-se notar também que os dados de umidade do solo foram excluídos para as áreas onde a vegetação é densa (regiões Norte e Noroeste da América do Sul).

A mesma análise pode ser estendida para as umidades inferidas a partir do sensor TMI. Considerando que a umidade do solo em grande parte das regiões Norte e Noroeste foi subestimada, em razão da densidade de vegetação (o que ocasiona um aumento da profundidade óptica) e da frequência do sensor, as informações recuperadas pelo LPRM foram eliminadas.

De Jeu (2003) também usou máscara para avaliar os resultados da umidade superficial do solo derivada a partir das observações do sensor SMMR para 2 sítios dos EUA, 1 da Ásia e 1 da África. Os resultados foram comparados com dados medidos “in situ” e com dados de precipitação, para melhor avaliar a variação da umidade do solo. A partir da análise, verificou que o LPRM reproduz o padrão sazonal do conteúdo de água no solo para a superfície nas diferentes regiões de estudo.

Para avaliar a distribuição espaço-temporal da umidade do solo para a América do Sul, dados observacionais tornam-se imprescindíveis. No entanto, tais dados não estão disponíveis em grande escala espacial para este continente. Portanto, dados de umidade do solo obtidos em algumas localidades do Brasil foram utilizados para validação da umidade do solo derivada por satélite, cujos resultados são discutidos no Capítulo 5.

Por outro lado, a fim de verificar a eficiência do LPRM em escala mais abrangente, dados de precipitação foram comparados com a umidade do solo derivada por satélite. Precipitação e umidade do solo não são diretamente comparáveis, mas o primeiro é uma variável determinante da última. Por essa razão, uma discussão mais detalhada, a qual inclui outras bases de dados para comparação, é apresentada no Capítulo 6.

5 VALIDAÇÃO DA UMIDADE DO SOLO NO BRASIL

Este Capítulo apresenta a análise comparativa entre o comportamento da umidade do solo medida “in situ” em diferentes localidades do território brasileiro e as obtidas pelo modelo de recuperação em microondas (LPRM), em alguns dias do ano de 2003.

5.1 Introdução

A qualidade dos produtos de umidade do solo derivados do sensor AMSR-E depende da validação com dados medidos.

Para este estudo foram utilizados dados de umidade do solo coletados durante o Experimento de Umidade do Solo em 2003 (Soil Moisture Experiment 03 – SMEX03) realizado no município de Barreiras, localizado no estado da Bahia. Além destes, dados de dois outros sítios experimentais foram selecionados para a validação, isto é, Bananal, localizado no Estado de Tocantins, e Pé de Gigante, no Estado de São Paulo, cuja vegetação predominante em ambas as localidades é o Cerrado. Assim, as informações da umidade do solo recuperadas pelo LPRM a partir das observações em microondas foram comparadas com as de campo durante o período de dados de cada sítio experimental.

5.2 Materiais e Métodos

5.2.1 Áreas de Estudo

5.2.1.1 SMEX03

O SMEX03 selecionou a região de Cerrado (Figura 5.1) como área de estudo com o objetivo de entender a influência da umidade do solo e das culturas nas interações entre superfície da Terra e atmosfera.

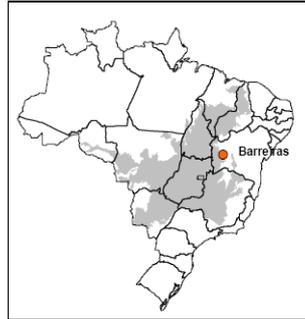


Figura 5.1: A região de Cerrado no Brasil e a localização do município de Barreiras.

FONTE: SMEX03.

As localizações e os tipos de cobertura vegetal dos sítios na área de estudo inicialmente propostas pelo SMEX03 estão ilustradas na Figura 5.2.

a) 12,1°S 44,97°W – vegetação próxima a Barreiras



b) 12°S 44,94°W - Pastagem abandonada



c) 11,75°S 44.748°W - Pastagem cultivada



d) 11,92°S 45.289°W - Arrozal



Figura 5.2: Fotos dos sítios do SMEX03, obtidas em março de 2003, ilustrando a cobertura vegetal da região de Barreiras. Fonte: SMEX03.

No entanto, durante a realização do experimento, as localizações geográficas dos sítios foram modificadas. A Tabela 5.1 apresenta as localizações dos sítios, bem como o período de coleta de dados com os horários iniciais e finais de medição.

Tabela 5.1: Sítios de coleta de dados do SMEX03.

Ponto	Localização		Data	Horário	
	Latitude	Longitude		Início	Fim
BA-06	12°05'45,9"	45°21'39,5"	02/12/03	11:15	1:32
			03/12/03	10:05	1:45
			04/12/03	11:00	1:35
			05/12/03	12:00	
			06/12/03	10:57	13:29
			07/12/03	10:54	13:28
			08/12/03	9:06	9:56
BA-10	11° 55'11,8"	45°17'24,3"	02/12/03	10:08	1:53
			03/12/03	10:40	14:33
			04/12/03	10:34	13:11
			05/12/03	10:34	12:34
			06/12/03	10:34	12:31
			07/12/03	10:31	12:43
			08/12/03	9:10	10:55
BA-11	12°03'21,0"	45°13'26,7"	03/12/03	10:46	13:38
			04/12/03	11:17	13:36
			05/12/03	11:04	13:36
			06/12/03	10:58	13:38
			07/12/03	10:54	13:36
			08/12/03	9:01	10:05
BA-13	12°04'58,4"	45°00'27,8"	02/12/03	11:02	13:38
BA-17	12°01'35,2"	44°48'11,3"	02/12/03	12:35	13:57
			03/12/03	11:24	13:34
			04/12/03	11:24	13:35
			05/12/03	11:15	13:17

Conforme apresentado na Tabela acima, durante 6 dias consecutivos (de 02 a 08 de dezembro de 2003) foram obtidos dados (média diária) de umidade do solo para 5 diferentes pontos. No entanto, deve-se ressaltar que para três sítios (BA-11, BA-13, BA-17) ocorreram algumas falhas nas medidas, bem como as séries de dados estão incompletas, isto é, para o sítio BA-11 não se tem medidas para o dia 02 de dezembro; o sítio BA-13 possui dados apenas para o

dia 02, enquanto o BA-17 possui medidas até o dia 05 de dezembro. Assim, no presente trabalho, os sítios BA-13 e BA-17 foram eliminados na comparação com os resultados de umidade do solo derivados a partir das observações do sensor AMSR-E devido à ausência de dados na série.

5.2.1.2 Bananal

O sítio experimental Bananal ($9^{\circ}49'16.1''S$; $50^{\circ}08'55.3''W$) está localizado no município de Pium, Estado do Tocantins, município de Pium – Tocantins, no entorno da Ilha do Bananal (Figura 5.3).

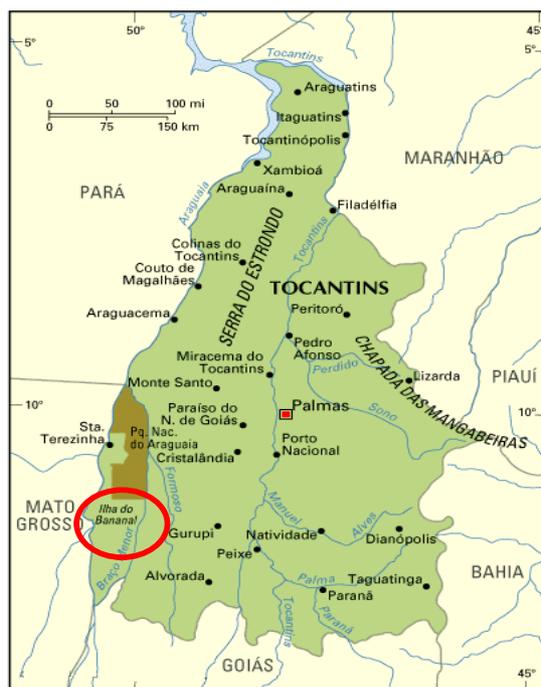


Figura 5.3: Mapa de localização da Ilha do Bananal.

FONTE: <http://www.embracat.org/TOCANTINS-PT.htm>.

A Ilha do Bananal encontram-se no “Arco do Desmatamento” ao longo de um domínio fito-geográfico de transição entre a Floresta úmida e o Cerrado. Quanto

ao tipo de solos, a região é formada por solos hidromórficos e por Latossolos Vermelho Amarelo. As Lateritas Hidromórficas Distróficas ocorrem na parte oriental menos elevada, com altitude de aproximadamente 180 metros, e são solos ácidos com alta porcentagem de alumínio trocável e baixa fertilidade natural. Os Latossolos Vermelhos Amarelos são solos profundos, sob vegetação de floresta e de cerrado, e ocorrem na parte oriental (mais elevada) e na área central da Ilha. Manchas de solos Gley Húmico e Pouco Húmico são encontradas nas áreas de campo limpo, campo varjão e mata (Oliveira, 2006).

A plataforma instrumental está localizada a aproximadamente 2 km a leste do Rio Araguaia. A torre micrometeorológica constitui de uma estrutura de 40 m de altura, formada por escadas e plataformas de ferro galvanizado, com seção horizontal de 1 x 2 m, conforme ilustra a Figura 5.4.



Figura 5.4: Foto aérea ilustrando a localização da torre micrometeorológica da Ilha do Bananal no Estado do Tocantins (Janeiro de 2005).

Fonte: Oliveira, 2006.

5.2.1.3 *Pé de Gigante*

O sítio experimental Pé de Gigante está localizado em Santa Rita do Passa Quatro, Estado de São Paulo, cujas coordenadas geográficas são 21°36'44"S e 47°34'41"W. A região do sítio constitui-se de uma Área de Interesse Ecológico, a qual é administrada pelo Instituto Florestal. Uma torre micrometeorológica está instalada na área, onde o tipo de solo predominante é a Areia Quartzosa eutrófica e a vegetação é o cerrado (correspondendo a 79% da área). O clima é úmido no verão e no inverno é ameno e seco. De acordo com os dados disponíveis da estação meteorológica do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE/SP), a estação seca é predominante nos meses de maio a setembro, apresentando baixos índices de precipitação (Bruno, 2004).

5.2.2 Dados

5.2.2.1 SMEX03

Os dados do Experimento de Umidade do Solo (SMEX, 2003) foram obtidos através de comunicação pessoal com uma das pesquisadoras, Angélica Giarola, integrante da campanha realizada em Barreira (BA).

Além das informações de umidade do solo, a base de dados coletados do SMEX03 também inclui dados de precipitação e de temperatura do solo (5 cm) para todos os pontos analisados durante o período de 2 a 8 de dezembro de 2003 (Tabela 5.2). Segundo Di Bello (2005), as medidas foram realizadas, a cada 15 minutos, utilizando a sonda *Theta Probe* – TP, Delta-T.

Tabela 5.2: Dados de precipitação, de umidade do solo na profundidade de 10 cm e de temperatura de superfície para os sítios selecionados do SMEX03 no período de 2 a 8 de dezembro de 2003.

Data	Precipitação (mm)			Umidade do solo (%)			Temperatura de superfície (K)		
	BA-06	BA-10	BA-10	BA-06	BA-10	BA-11	BA-06	BA-10	BA-11
2-Dez	10	11,5	11,5	0,133	0,159	-	306,7	305,9	-
3-Dez	4	2	2	0,104	0,175	0,12	303,2	304,4	307
4-Dez	1,75	0	0	0,092	0,141	0,157	307,3	306,6	307,4
5-Dez	11,5	9	9	0,187	0,167	0,208	301,1	304,8	302,1
6-Dez	0	5,5	5,5	0,1	0,112	0,155	307,4	307,3	305,5
7-Dez	0	0,25	0,25	0,108	0,085	0,124	304	307,2	305,4
8-Dez	0	16,75	16,75	0,089	0,065	0,099	302,3	309	301,8

5.2.2.2 Bananal

Os dados de umidade do solo foram medidos utilizando um *Frequency Domain Reflectometer* (modelo CS 615 da Campbell Scientific), o qual foi inserido no solo a 5 m da base da torre micrometeorológica nas profundidades de 0,1, 0,2, 0,5, 1, 1,50 e 2 m entre outubro de 2003 a outubro de 2005 (comunicação pessoal Dr. Humberto Rocha, Universidade de São Paulo). A umidade volumétrica do solo foi estimada utilizando um polinômio de calibração de solos arenosos sob uma área de savana no Brasil.

Para fins de validação, neste trabalho considerou-se somente a medida realizada na profundidade de 10 cm, a qual é a que mais se aproxima da umidade superficial do solo derivada por satélite (aproximadamente 2 cm).

5.2.2.3 Pé de Gigante

Uma torre meteorológica de 21 m de altura foi instalada no setor noroeste do município de Santa Rita do Passa Quatro em outubro de 2000. Um refletômetro no domínio da frequência - *FDR CS615-G* (Campbell Scientific, v. 8221-07) foi utilizado para obter as informações da umidade do solo de solo nas profundidades de 0,1, 0,2, 0,5, 0,8, 1,0, 1,5, 2,0 e 2,5 m (Rocha et al., 2002). Os

dados foram obtidos durante o período de agosto a dezembro de 2003, (comunicação pessoal com o pesquisador Dr. Humberto Rocha/Universidade de São Paulo – USP).

5.2.2.4 AMSR-E

Os dados de temperatura de superfície e de umidade do solo obtidos pelo LPRM a partir das observações em microondas do sensor AMSR-E foram utilizados no estudo da validação com os dados do Experimento SMEX03 e dos sítios Bananal e Pé de Gigante. Para tanto, considerou-se a média diária das varreduras do satélite Aqua durante o período de 2 a 8 de dezembro de 2003 para a América do Sul.

Considerando que os dados de satélites são obtidos em grade regular de 0.5° , os valores de temperatura de superfície e de umidade do solo (bandas C e X) foram coletados para um pixel próximo a região dos sítios do SMEX03, cujas coordenadas geográficas são de -12° de latitude e -45.2° de longitude. Tais informações estão ilustradas na Tabela 5.3.

Tabela 5.3: Dados de temperatura de superfície (na frequência de 37 GHz) e de umidade do solo (6.9 e 10.7 GHz) derivados do sensor AMSR-E para a região de Barreiras, BA, durante o período de 2 a 8 de dezembro de 2003.

Data	Temperatura <i>37 GHz</i>	Umidade do solo	
		<i>6.9 GHz</i>	<i>10.7 GHz</i>
2-Dez	295,07	0,35	0,32
3-Dez	-	-	-
4-Dez	295,39	0,33	0,29
5-Dez	-	-	-
6-Dez	296,56	0,35	0,33
7-Dez	-	-	-
8-Dez	295,83	0,32	0,29

A Figura 5.5 ilustra a umidade superficial do solo, derivada do sensor AMSR-E para a América do Sul, considerando uma varredura do satélite Aqua para o dia 3 de dezembro de 2003.

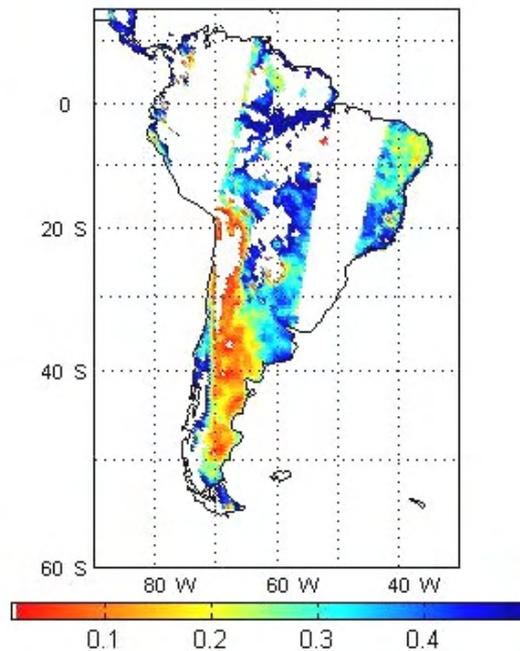


Figura 5.5: Umidade do solo derivada do sensor AMSR-E a bordo do satélite Aqua, considerando uma varredura do satélite durante o dia 3 de dezembro de 2003 para a América do Sul.

5.2.3 Análise estatística

A fim de verificar o grau de associação entre os dados de umidade do solo obtidas pelo SMEX03 e as derivadas pelo sensor AMSR-E foram utilizadas análises estatísticas considerando-se o coeficiente de correlação (R) e o desvio padrão.

Descrições da correlação e de desvio padrão podem ser encontradas em diversos livros textos de estatística, como, por exemplo, em Storch e Zweirs (2000).

5.3 Resultados e Discussões

Antes de analisar as séries de umidade do solo derivada a partir das informações do sensor AMSR-E, bandas C e X, e a obtida in “situ” para os diferentes sítios selecionados em região de Cerrado, deve-se ressaltar algumas diferenças nas bases de dados consideradas, as quais são relevantes na comparação. As principais diferenças encontram-se nas resoluções espacial, temporal e vertical:

Resolução espacial - os dados derivados de satélite correspondem a um valor médio integrado sobre toda a área de cobertura. Considerando que neste estudo os dados derivados do sensor AMSR-E se referem à frequência de 6,9 GHz e 10,7 GHz, a resolução espacial é de aproximadamente 60 km e 40 km, respectivamente; enquanto que, os dados observacionais de umidade superficial do solo são pontuais.

Resolução vertical – as medidas de umidade do solo de todos os sítios selecionados correspondem à profundidade de 10 cm do perfil do solo; enquanto que a umidade derivada pelo sensor AMSR-E reflete o conteúdo de água da profundidade da amostra em microondas (aproximadamente 2 cm).

Diferenças no tempo de aquisição – dados de satélite e de modelo raramente ocorrem no mesmo horário.

A partir dessas considerações, fez-se a análise das séries temporais para cada parâmetro de superfície terrestre para cada sítio selecionado.

A primeira análise das informações derivadas por satélite e as medidas em campo foi realizada para cada sítio experimental SMEX03 (BA-06, BA-10 e BA-11), cujas informações incluem dados de temperatura de superfície e de umidade do solo.

Considerando que o LPRM recupera dados de temperatura de superfície, a Figura 5.5 ilustra a variação média diária da temperatura de superfície obtida a partir do sensor AMSR-E em 37 GHz e a medida durante o experimento SMEX03, considerando os sítios BA-06, BA-10 e BA-11.

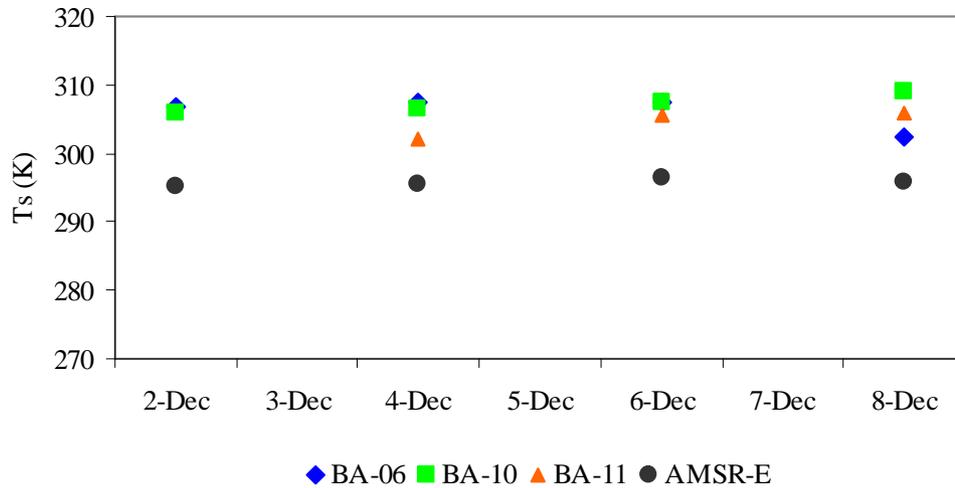


Figura 5.5: Séries temporais da temperatura do solo (em 5cm) e de superfície, média diária, obtida para os sítios BA-06, BA-10 e BA-11 do SMEX03 e a derivada do sensor AMSR-E (37 GHz).

Para analisar o grau de associação entre os dados de satélite e os observados, calcularam-se os coeficientes de correlação entre a temperatura observada e a derivada pelo sensor AMSR-E para cada sítio do SMEX03, cujos resultados foram iguais a $-0,03$; $0,52$ e $0,74$ para os sítios BA-06, BA-10 e BA-11, respectivamente. Esta divergência nas correlações pode ser explicada pela diferença na resolução espacial e temporal entre os dados observados (pontuais) e o de satélite (pixel de $0,5^\circ$); logo, os valores de umidade do solo do sítio BA-11 foram os que melhores associaram com o modelo LPRM.

Considerando que a temperatura da superfície é um parâmetro muito sensível no modelo LPRM, os baixos valores do coeficiente de correlação verificados acima devem também afetar os resultados de umidade do solo, os quais serão apresentados a seguir.

As séries temporais da umidade do solo derivada a partir das informações do sensor AMSR-E (bandas C e X) e aquela obtida pelo SMEX03, durante o período de 2 a 8 de dezembro de 2003, são apresentadas nas Figuras 5.6 e 5.7.

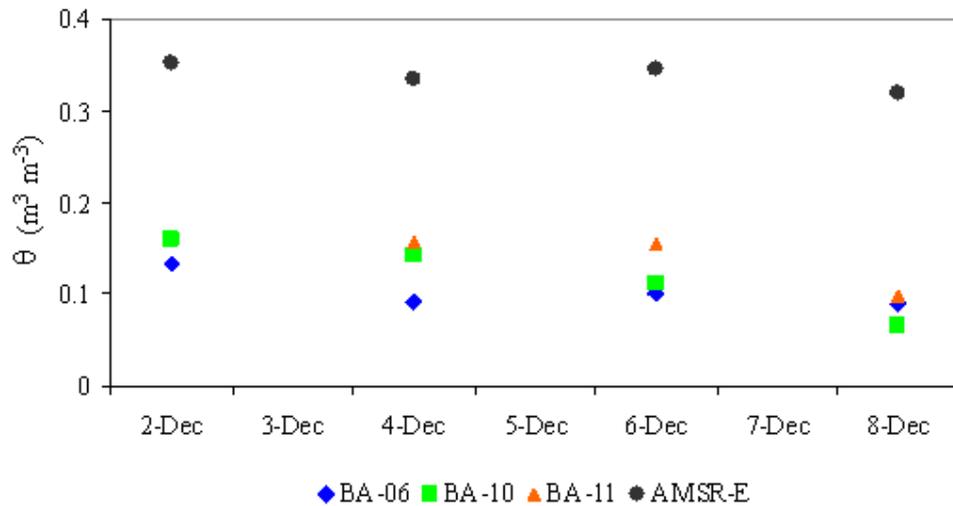


Figura 5.6: Séries temporais da umidade superficial do solo, média diária, obtida para os sítios BA-06, BA-10 e BA-11 do SMEX03 e a derivada do sensor AMSR-E (6.9 GHz – Banda C).

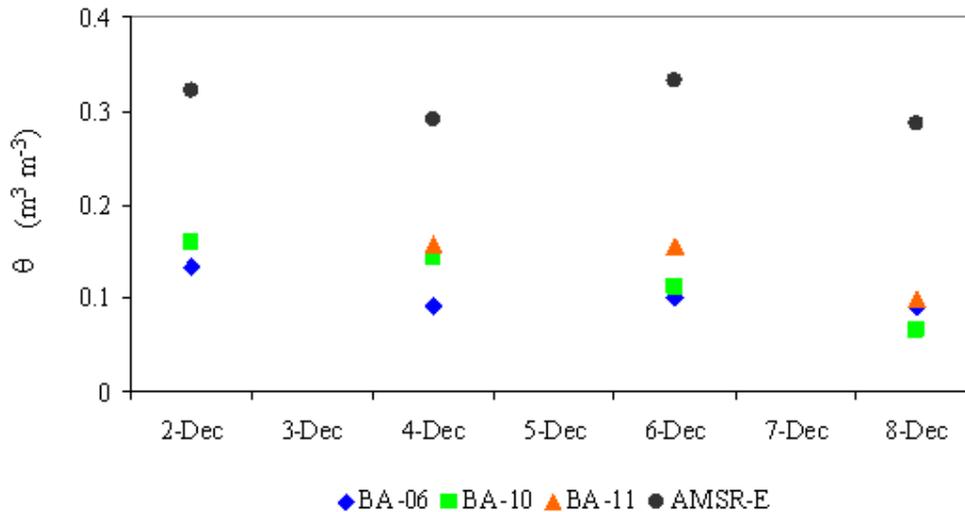


Figura 5.7: Séries temporais da umidade superficial do solo, média diária, obtida para os sítios BA-06, BA-10 e BA-11 do SMEX03 e a derivada do sensor AMSR-E (10,7 GHz – Banda X).

Os coeficientes de correlações para a umidade do solo derivada para cada produto de satélite e aquela obtida para cada sítio experimental do SMEX03 são apresentados na Tabela 5.4.

Tabela 5.4: Coeficientes de correlação (R) obtidos entre os dados de umidade superficial do solo derivada pelo sensor AMSR-E (bandas C e X) e a medida “in situ” em cada sítio experimental do SMEX03.

Sítios	AMSR-E	
	6,9 GHz	10,7 GHz
BA-06	0,78	0,58
BA-10	0,79	0,41
BA-11	0,87	0,56

Comparando as séries temporais apresentadas nas Figuras 5.6 e 5.7, pode-se observar que os dados medidos em campo e os derivados por satélite

apresentam um padrão similar para a região de cerrado. Esta similaridade foi analisada estatisticamente, calculando-se o coeficiente de correlação entre os dados de umidade do solo observada e a derivada por satélite. Para o sítio BA-11, a correlação obtida foi de 0,87, quando a umidade do solo foi derivada a partir do sensor AMSR-E na banda C. Nesta mesma frequência, o menor valor de R foi de 0,78 para o sítio BA-06.

No que concerne a variabilidade da série temporal da umidade do solo na camada superficial derivada a partir das observações do sensor AMSR-E na frequência de 10,7 GHz (banda X), pode-se observar um comportamento similar àquele obtido com as informações da banda C (6,9 GHz) para todos os sítios analisados. No entanto, ressalta-se que o potencial de recuperação da umidade do solo utilizando a banda X é reduzido, o que resulta em coeficientes de correlações menores (conforme mostra a Tabela 5.4).

Deve-se ressaltar também que, assim como observado para a temperatura, a melhor correlação obtida entre a umidade do solo observada e a derivada por satélite foi encontrada para o sítio BA-11, o que indica que a recuperação da umidade do solo pelo sensor AMSR-E aproxima-se mais das características dessa amostra de solo. De acordo com Matos e Zoby (2004), a região onde se encontrava este ponto de umidade do solo considerado pelo SMEX03 é uma região de aquíferos livres de extensão regional, formados por sedimentos consolidados, predominantemente arenosos, com qualidade química das águas, em geral, boa. No entanto, os autores sugerem um estudo mais detalhado sobre a composição dos aquíferos nessa região para uma conclusão mais profunda.

Di Bello (2005) analisou o comportamento da umidade do solo na região de Barreiras (BA), utilizando o modelo hidrológico *Soil Moisture Accounting Procedure II*. Os resultados das simulações também foram comparados com os dados medidos no âmbito do SMEX03 para os diferentes pontos de amostras (BA-06, BA-10 e BA-11), os quais permitiram verificar que a divergência de comportamento entre as umidades amostradas e aquelas modeladas pode ser

justificada por diferenças na composição do solo e não por falhas na obtenção das amostras.

Outra característica semelhante também encontrada por Di Bello (2005) refere-se aos valores da umidade do solo, cujas simulações forneceram valores acima daqueles verificados pelo SMEX03.

Comparando os valores de umidade do solo medida (Tabela 5.2) e a derivada das observações do sensor AMSR-E (Tabela 5.3), verificou-se que os valores de umidade são maiores que as medidas “in situ”. No entanto, para uma análise mais detalhada sobre as diferença de valores, seria necessária a obtenção de dados medidos por períodos mais extensos.

As Figuras 5.8 e 5.9 apresentam as séries temporais de umidade do solo para os sítios de Bananal, TO, e Pé de Gigante, SP, respectivamente.

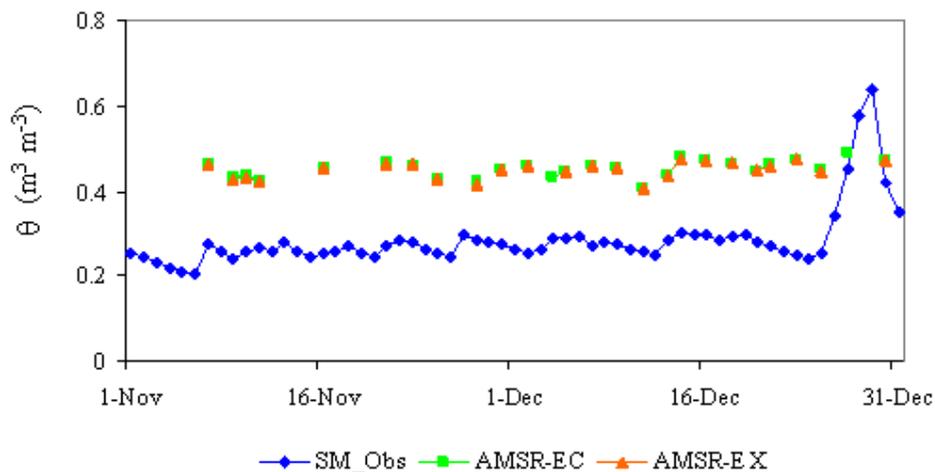


Figura 5.8: Séries temporais da umidade superficial do solo, média diária, obtida para o sítio experimental Bananal (TO) e a derivada do sensor AMSR-E (bandas C e X).

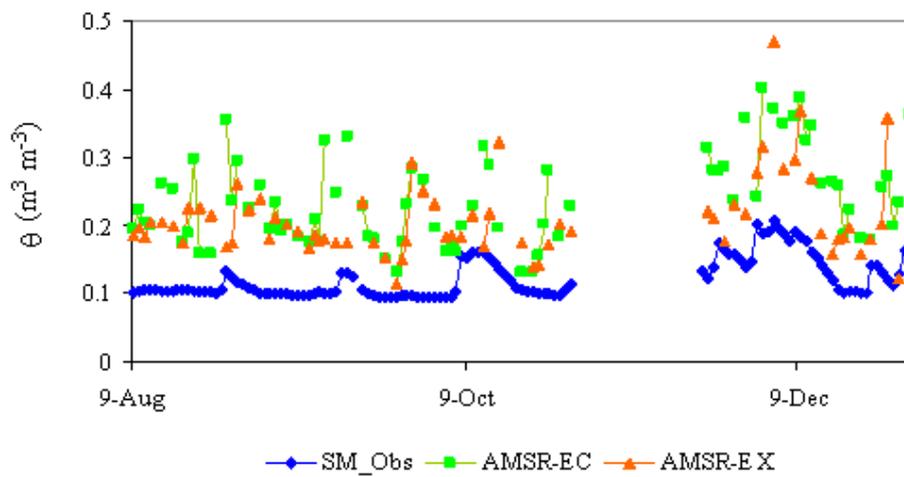


Figura 5.9: Séries temporais da umidade superficial do solo, média diária, obtida para o sítio experimental Pé de Gigante (Santa Rita do Passa Quatro - SP) e a derivada do sensor AMSR-E (bandas C e X).

Analisando as séries temporais da umidade do solo para os sítios de Bananal e Pé de Gigante, observa-se novamente que o melhor valor de R (0,52 para o sítio Bananal e 0,67 para o sítio Pé de Gigante) foi obtido quando se comparou os dados medidos com os derivados através do sensor AMSR-E na banda C. Para a banda X, os resultados de R foram de 0,38 e 0,56 para os sítios Bananal e Pé de Gigante, respectivamente.

Assim, baseado nos resultados apresentados acima, verifica-se que a estimativa da umidade superficial do solo derivada a partir das informações na banda C é mais acurada. Além disso, esta análise também revelou que a diferença entre a umidade do solo estimada pelo LPRM a partir dos dados obtidos para as bandas C e X é pequena.

Desse modo, estes resultados mostram que as observações do sensor AMSR-E obtidos para a banda C são mais apropriadas para a recuperação da umidade do solo. Afirmação esta que se encontra bem fundamentada na literatura, uma vez que diversas pesquisas têm sido desenvolvidas utilizando frequências

menores em microondas (Njoku and Entekhabi, 1996; Owe et al., 1999; Owe et al., 2001; Wigneron et al., 2003, Wagner et al. 2006).

Por outro lado, pode-se notar que os valores da umidade do solo derivados do LPRM ainda continuam superiores aos valores medidos em campo. Provavelmente o LPRM superestima a umidade do solo nessas regiões; no entanto, para ratificar esta afirmação faz-se necessário considerar um período maior de dados, por exemplo, um estudo climatológico da umidade do solo.

6 AVALIAÇÃO DA UMIDADE SUPERFICIAL DO SOLO SOBRE A AMÉRICA DO SUL

1. Neste Capítulo apresenta-se um estudo da avaliação da umidade superficial do solo recuperada pelo LPRM a partir das observações de microondas passiva dos satélites TRMM/TMI (banda X) e Aqua/AMSR-E (bandas C e X). Como uma comparação adicional, a umidade do solo obtida pelo modelo Eta também foi utilizada. Para estudar estas bases de dados, fez-se uma análise espacial simples entre a precipitação e os dados de umidade do solo em microondas e obtidos das reanálises do modelo regional, considerando-se técnicas estatísticas tais como correlação e o teste qui-quadrado.

6.1 Introdução

Conforme ressaltado em Jackson et al. (1999), a umidade do solo constitui-se de uma importante variável em hidrologia, além de ser a variável chave que controla a proporção de precipitação que percola, que escoar ou que se evapora para superfície. O entendimento da dinâmica e da variabilidade da umidade do solo é crucial para a compreensão do papel do ciclo hidrológico no clima e numa variedade de processos ecológicos e biogeoquímicos (Koster et al., 2004, Entekhabi et al., 1999). No entanto, torna-se difícil quantificar a variabilidade espacial e temporal da umidade do solo no ciclo hidrológico e associá-la aos processos ecológicos e biogeoquímicos.

Por essa razão, as técnicas de sensoriamento remoto tornam-se uma solução ideal para suprir essas necessidades, uma vez que ela fornece mais observações espaciais em grande escala.

De Jeu (2003) mostrou que a incerteza da recuperação da umidade do solo está diretamente relacionada à densidade da vegetação. A emissão do solo é atenuada pela vegetação e, quando a cobertura vegetal torna-se mais densa, a sensibilidade do sensor em microondas para recuperar a umidade do solo

diminuirá subseqüentemente. As observações em baixa freqüência são menos afetadas pela vegetação e fornecem produtos de umidade do solo mais confiáveis.

No entanto, a diferença absoluta na qualidade da umidade do solo entre os diferentes sensores e a freqüência ainda não é conhecida.

Wagner et al. (2006) apresentaram uma análise comparativa entre diferentes modelos de recuperação da umidade do solo para um determinado sítio na região semi-árida da Espanha e verificaram que também existem diferenças distintas na qualidade da umidade do solo entre os diferentes modelos em microondas. Também verificaram que a recuperação da umidade do solo a partir do LPRM apresentou a correlação mais alta com a umidade do solo obtida em campo.

Baseado nestas considerações, neste Capítulo avaliou-se a qualidade dos produtos de umidade do solo derivada de diferentes sensores e freqüências, obtidos a partir do LPRM. A umidade do solo recuperada pelo LPRM e derivada a partir das observações dos sensores TMI/TRMM (banda X) e AMSR-E/AQUA (bandas C e X) foram comparadas com a umidade superficial do solo obtida da Reanálise do modelo regional Eta sobre toda a América do Sul.

6.2 Dados

Os produtos de umidade superficial do solo, derivados do LPRM, foram avaliados para toda a América do Sul durante o ano de 2003, utilizando dados de precipitação e da Reanálise do modelo Eta. As diferentes bases de dados, utilizadas neste estudo, são descritas abaixo.

6.2.1 Precipitação

Na ausência de dados de umidade do solo in situ sobre toda a América do Sul, duas bases de dados de precipitação foram selecionadas para avaliar a umidade

do solo derivada por satélite: a observada, cujas informações foram obtidas do CPTEC/INPE, e aquela derivada pelo satélite TRMM.

6.2.1.1 Observada

A base de dados de precipitação observada, obtida pelo CPTEC/INPE, consiste de uma série de dados de precipitação, mensal acumulada, durante o ano de 2003. As grades de precipitação interpolada sobre a América do Sul são criadas a partir de dados de precipitação de diversas origens. As fontes principais são: i) o Global Telecommunication System – INMET, que coleta dados das estações de superfície SYNOP; ii) o Sistema Brasileiro de Coleta de Dados via Satélite - INPE, cujas informações são extraídas das Plataformas Automáticas de Coleta de Dados (PCDs); iii) o Programa de Monitoramento de Tempo Clima e Recursos Hídricos (PMTCRH/MCT) que propicia o compartilhamento entre os Centros Estaduais de Meteorologia e o CPTEC de dados de precipitação coletados através de pluviômetros convencionais e/ou PCDs. Os Centros Estaduais de Meteorologia estão listados na Tabela 6.1.

Os dados de precipitação são coletados diariamente e a chuva é acumulada em 24 horas, sendo estas 24 horas definidas entre as 12UTC de um determinado dia e do dia anterior. Em média, durante o ano de 2003, foram recebidas informações de 1295 estações por dia. A distribuição espacial destas estações está ilustrada na Figura 6.1.

Com relação à consistência das informações, os dados oriundos do GTS passaram por um controle de qualidade de valores extremos, cuja metodologia é descrita no Guia de Processamento de Dados Globais (Guide on the Global Data Processing), manual 305 da OMM, disponibilizado no site http://www.wmo.ch/e-catalog/detail_en.php?PUB_ID=380. Com relação aos dados das PCDs, o controle de qualidade foi realizado pelo Grupo de Previsão Climática do CPTEC (GPC/CPTEC/INPE).

Uma vez coletadas todas as fontes de dados de precipitação, um único arquivo de dados foi criado, o qual serviu de entrada para o software de interpolação. Antes da interpolação o conjunto passa por um novo controle de qualidade, a fim de verificar, para cada estação, a consistência do valor registrado com os valores de estações na vizinhança de 1,25 graus de raio. Se a diferença foi menor que 25%, o dado foi aceito, caso contrário, foi recusado. No caso de não encontrar nenhum vizinho no perímetro especificado, o dado foi classificado como suspeito. Os dados suspeitos são submetidos a uma nova etapa de controle de qualidade, desta vez após a interpolação.

O software interpola os dados segundo o método Cressman (Cressman, 1959) e gera uma grade regular de 1 x 1 graus, com domínio sobre toda a América do Sul. Diariamente, o produto da interpolação é verificado por meteorologistas que fazem um novo controle de qualidade, baseado em imagens de satélite e estimativas de chuva por sensores remotos. Sempre que são encontrados dados equivocados, estes são retirados e o produto é refeito (isto é, re-interpolado). A partir destas grades diárias são gerados os produtos mensais de precipitação para a América do Sul.

Tabela 6.1: Lista dos Centros Estaduais de Meteorologia que disponibilizam os dados de precipitação para o CPTEC/INPE.

Estações	Abreviações
Companhia Energética de Minas Gerais.	CEMIG/SIMGE - MG
Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina.	CIRAM - SC
Centro Estadual de Meteorologia e dos Recursos Hídricos de Sergipe.	CMRH - SE
Companhia Docas do Maranhão.	CODOMAR - MA
Departamento de Hidrometeorologia do Piauí.	DHME - PI
Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte.	EMPARN - RN
Fundação Estadual de Pesquisas Agropecuárias.	FEPAGRO - RS
Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos.	FUNCEME - CE
Fundação Instituto de Geotécnica.	GEORIO - RJ
Instituto Tecnológico de Pernambuco/Laboratório de Meteorologia.	ITEP/LAMEPE - PE
Secretaria Extraordinária do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos/Bahia.	SEMARH - BA
Secretaria de Agricultura do Estado do Espírito Santo.	SEAG - ES
Secretaria do Estado da Ciência e Tecnologia e do Meio Ambiente/Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba.	SECTMA/AESA - PB
Secretaria Executiva de Meio Ambiente, Recursos Hídricos e Naturais de Alagoas Diretoria de Hidrometeorologia.	SEMARHN/DHM - AL
Sistema Meteorológico do Paraná.	SIMEPAR - PR

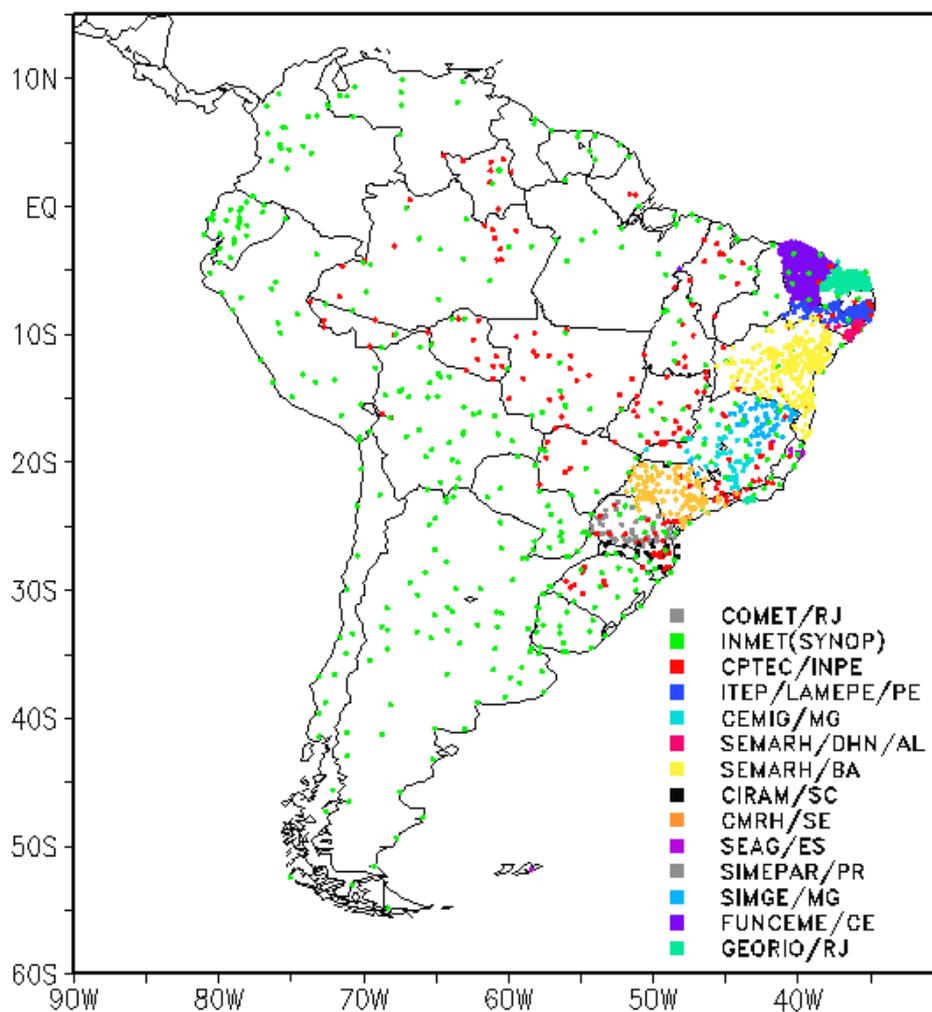


Figura 6.1: Distribuição espacial das estações meteorológicas obtidas pelo CPTEC/INPE para toda a América do Sul.

A fim de avaliar os padrões sazonais da umidade do solo com a precipitação sobre a América do Sul, considerou-se apenas os dados de precipitação para os meses de maior representatividade das estações do ano (janeiro, abril, julho e outubro), conforme ilustra a Figura 6.2.

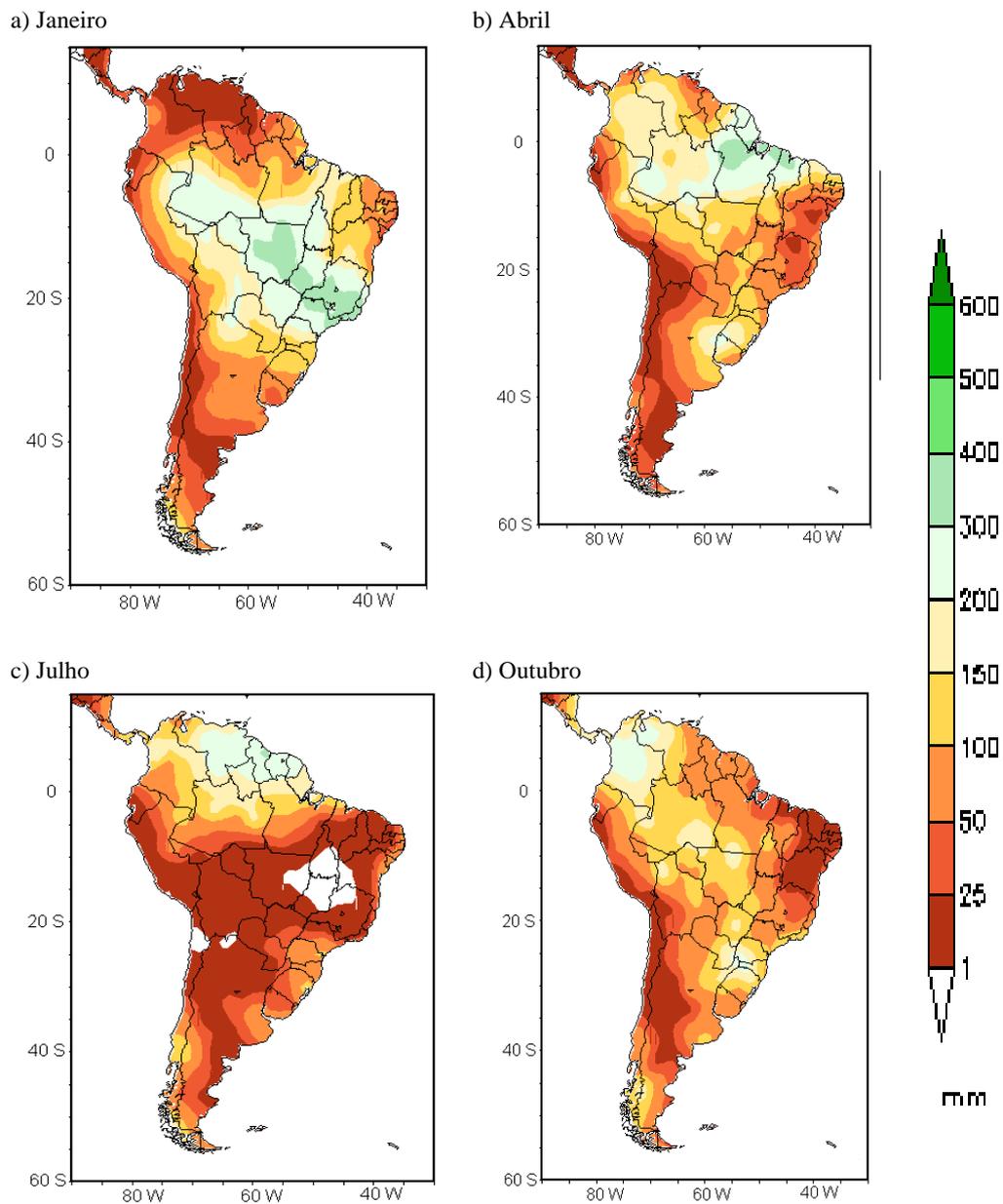


Figura 6.2: Distribuição mensal acumulada da precipitação obtida pelo CPTEC sobre a América do Sul durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro. Cores brancas representam baixa precipitação.

Avaliando a distribuição espaço-temporal da precipitação, a Figura 6.2 mostra que em janeiro houve alto índice de precipitação nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, associadas à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e à presença de Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis próximo da costa da região Nordeste do Brasil (NEB). Durante o mês de abril, condições de seca prevaleceram na região Centro-Oeste do território brasileiro; no entanto, áreas com elevados índices de precipitação foram encontradas nos Estados das regiões Norte do Brasil (Amapá, Pará e Maranhão). No mês de julho, as áreas com baixos índices de precipitação aumentaram sobre a América do Sul, exceto na região Norte. A seca também se estendeu no Nordeste do Brasil e no Oeste da América do Sul durante o mês de outubro, como ilustra a Figura 6.2d.

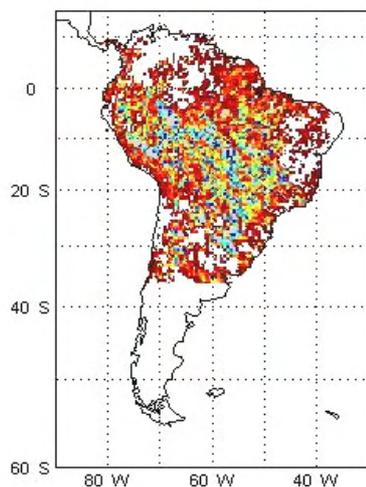
Uma discussão mais detalhada dessa base de dados de precipitação será apresentada adiante.

6.2.1.2 Satélite

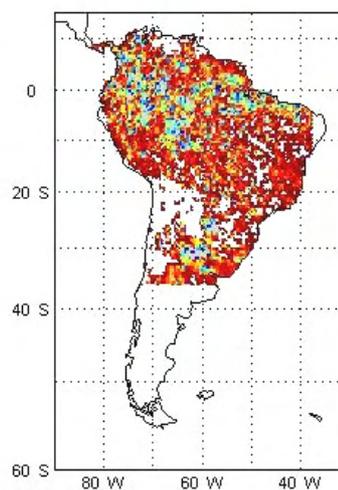
A segunda base de dados de precipitação considerada neste estudo foi a derivada pelo sensor PR (Precipitation Radar) a bordo do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Estes dados foram coletados do Centro de Pesquisa e Observação da Terra, da Agência Nacional de Desenvolvimento Espacial do Japão (Earth Observation Research Center, National Space Development Agency of Japan - EORC, NASDA). Os dados utilizados são provenientes do algoritmo 3A25G2, os quais estão disponíveis em alta resolução ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$), com latitude de 37° N a 37° S e longitude 180° W a 180° E, e podem ser obtidos via ftp no seguinte endereço: ftp://helios.eorc.jaxa.jp/pub/TRMM/L3_data/Ver6/3A25G).

A distribuição da precipitação (total diário acumulado no mês) derivada do produto 3A25G2 é ilustrada na Figura 6.3.

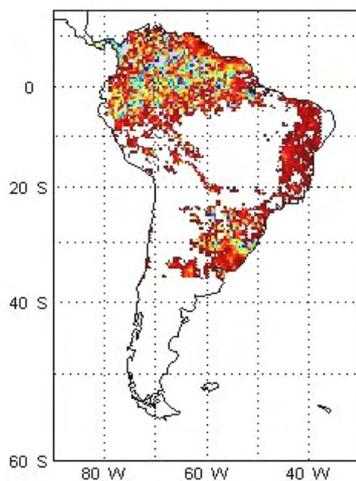
a) Janeiro



b) Abril



c) Julho



d) Outubro

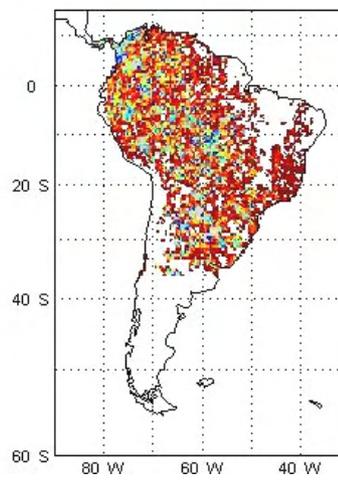


Figura 6.3: Distribuição mensal acumulada da precipitação derivada do sensor PR sobre a América do Sul durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro. Cores brancas representam baixa precipitação.

6.2.2 Umidade do solo

Neste trabalho, dados médios diários de umidade do solo obtidos da Reanálise do Modelo Eta durante o ano de 2003 foram utilizados para comparar com as observações em microondas derivadas dos sensores TMI e AMSR-E a bordo dos satélites TRMM e Aqua, respectivamente. Para comparação das bases de dados, as resoluções espaciais das informações de satélite foram geradas em pontos de grade de aproximadamente 40 km, uma vez que os dados de umidade do solo da Reanálise do modelo Eta possui esta resolução espacial.

6.3 Métodos

Como a precipitação pode ser considerada como uma variável determinante da umidade do solo, uma análise espacial simples entre dados de precipitação e de umidade do solo foi desenvolvida. Para isto, ferramentas estatísticas como correlação e os testes de Qui-quadrado e Phi de Cramer foram aplicadas.

6.3.1 Correlação

Mapas de correlação foram apresentados para mostrar a relação entre precipitação e os diferentes produtos de umidade do solo.

6.3.2 Qui-quadrado

A fim de verificar se os padrões espaciais são coincidentes, técnicas de análise espacial como Qui-quadrado foi aplicada. O coeficiente Qui-quadrado, normalmente simbolizado como χ^2 , é um valor da dispersão para duas variáveis de escala nominal, utilizadas em alguns testes estatísticos. Ele informa quanto os valores observados se desvia dos valores esperados, caso as duas variáveis não estejam correlacionadas. Quanto maior o χ^2 , maior a significância entre a variável dependente e a independente.

Para a aplicação desse teste, os dados foram separados para cada mês com as seguintes condições: precipitação e umidade do solo altas (ou seja, valores

maiores que a média + desvio padrão), intermediárias (valores entre a média - desvio padrão e média + desvio padrão) e baixas (valores menores que média - desvio padrão). A partir dessas condições, registra-se o número total de ocorrências numa tabela de freqüências observadas, como ilustra a Tabela 6.2.

Tabela 6.2: Exemplo de números de freqüências observadas entre a precipitação e a umidade do solo para cálculo de

		Umidade do solo		
		Alta	Intermediária	Baixa
Precipitação	Alta	8	5	7
	Intermediária	2	7	3
	Baixa	1	4	6

Paralelamente, outra tabela de freqüências esperadas (Tabela 6.3) foi elaborada utilizando-se a probabilidade estatística. Ou seja, no exemplo dado acima, tem-se a soma da 1ª linha (20) multiplicada pela soma da 1ª coluna (11) e dividido pela soma total da Tabela 6.2 (43). Logo, encontra-se o valor da freqüência esperada para a 1ª linha de 5 e, assim, obtém-se os valores para as demais linhas, conforme ilustra a Tabela 6.3.

Tabela 6.3: Exemplo de números de freqüências observadas entre a precipitação e a umidade do solo para cálculo de χ^2 .

		Umidade do solo		
		Alta	Intermediária	Baixa
Precipitação	Alta	5	5	2
	Intermediária	8	10	1
	Baixa	4	3	5

Logo, a partir das Tabelas 6.2 e 6.3, calculou-se o valor de χ^2 utilizando a seguinte equação:

$$\chi^2 = \sum \frac{(O - E)^2}{E} \quad (6.1)$$

em que O é a freqüência observada (Tabela 6.2) e E é a freqüência esperada (Tabela 6.3).

Desse modo, seguindo o exemplo acima, obtém-se:

$$\chi^2 = \frac{(8-5)^2}{5} + \frac{(2-5)^2}{5} + \frac{(5-8)^2}{8} + \frac{(13-10)^2}{10} = 5.625$$

A interpretação dos resultados de χ^2 foi feita considerando-se que para valores nulos (0) não existe associação entre as variáveis e para valores muito altos há forte associação. Para o cálculo do χ^2 na correspondência espacial, a freqüência analisada é a esperada. Esta deve ser um número grande para ter uma correspondência alta (ou maior que a freqüência observada). Assim, os valores altos de χ^2 significa alta correspondência.

Finalmente, um valor de χ^2 total foi obtido para cada mês, o que possibilitou avaliar quais áreas o LPRM recuperou os dados mais confiavelmente de umidade do solo sobre a América do Sul no tempo e no espaço.

Outro teste estatístico, Phi de Cramer, foi utilizado para quantificar a significância dos resultados de Qui-quadrado. Este determina a porcentagem da correpondência espacial entre as 2 variáveis e é utilizado quando a matriz χ^2 é maior que 2 x 2. Segundo Sheskin (2003), a equação para calcular o Phi de Cramer (ϕ_c) é :

$$\phi_c = \sqrt{\frac{\chi^2}{N(k-1)}} \quad (6.2)$$

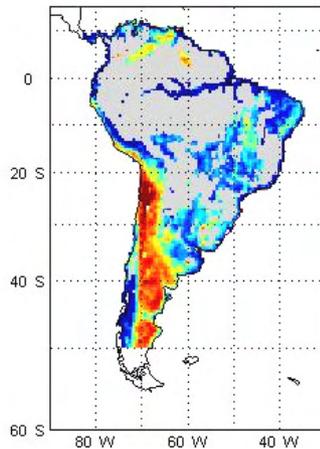
em que N é o número total de variáveis e k é o menor número de linha ou coluna. O resultado final foi interpretado como o coeficiente de correlação (R).

6.4 Resultados e Discussão

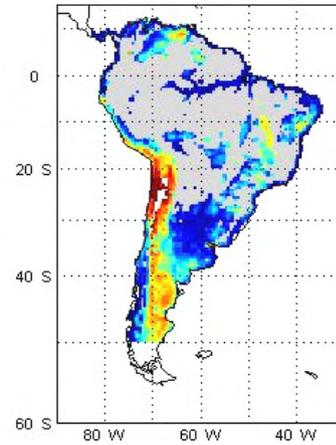
A análise dos produtos de umidade do solo derivados por satélite e comparadas com dados de precipitação e com dados de umidade da Reanálise do modelo Eta foi feita considerando toda a América do Sul, suprimindo-se algumas áreas, detalhadas a seguir. As Figuras 6.4 a 6.7 apresentam a umidade superficial do solo, média mensal, derivadas das observações em microondas e da Reanálise do modelo Eta para os meses de Janeiro, Abril, Julho e Outubro de 2003. Os dados de umidade do solo derivados das informações de satélite foram interpolados na resolução de 0,5°. As áreas com vegetação excessiva foram eliminadas, devido à confiabilidade dos resultados ser duvidosa, conforme já mencionado no Capítulo 4. Por essa razão, a umidade do solo, obtida pelo LPRM utilizando informações dos sensores TMI e AMSR-E, não foi avaliada para estas regiões. Na Figuras 6.4 e 6.5, os “pixels” mascarados estão representados em cinza, enquanto que na Figura 6.6 em branco.

Os dados mostram um comportamento bastante semelhante para ambos os produtos de umidade do solo obtidos do sensor AMSR-E, bandas C e X. No entanto, conforme já ressaltado, a umidade do solo derivada de satélite não é recuperada para as regiões cobertas por vegetação densa, que são indicadas pela cor cinza nas Figuras 6.4 e 6.5. Em geral, há uma boa concordância entre os dois conjuntos de dados espaciais de umidade do solo. Ou seja, ambos os produtos oferecem valores baixos de umidade do solo ao longo da Cordilheira dos Andes, e valores altos para o Planalto Brasileiro, o que poderia estar associada, respectivamente, com a cobertura de neve e gelo e as altas precipitações que ocorrem nessas áreas.

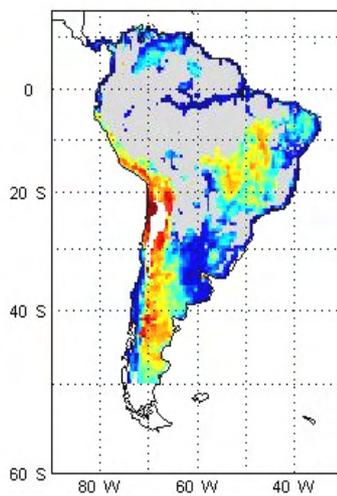
a) Janeiro



b) Abril



c) Julho



d) Outubro

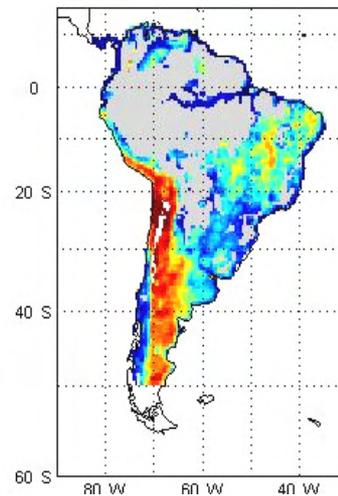
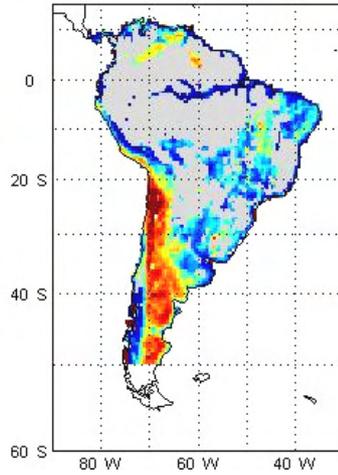
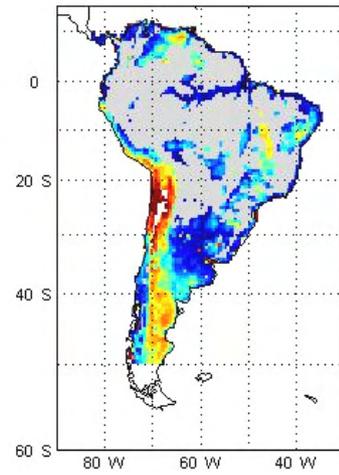


Figura 6.4: Umidade superficial do solo media mensal ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) derivada das passagens ascendentes do AMSR-E/Aqua em 6,9 GHz (banda C) durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro.

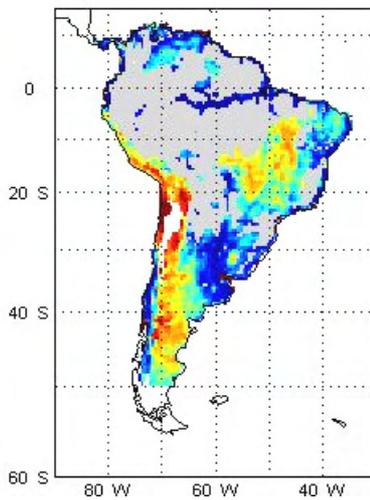
a) Janeiro



b) Abril



c) Julho



d) Outubro

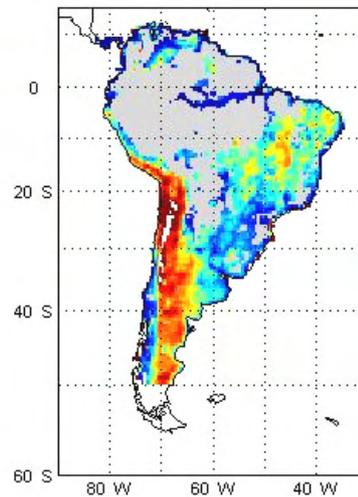
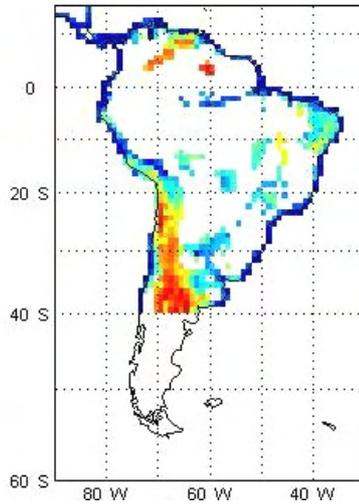
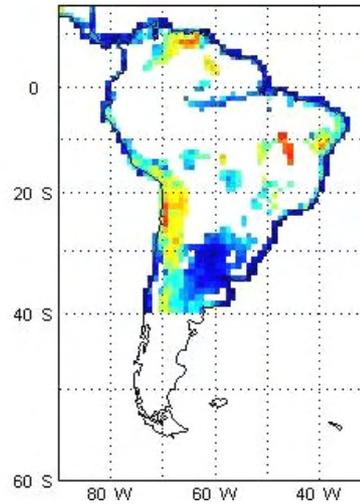


Figura 6.5: Umidade superficial do solo media mensal ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) derivada das passagens descendentes do AMSR-E/Aqua em 10,7 GHz (banda X) durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro.

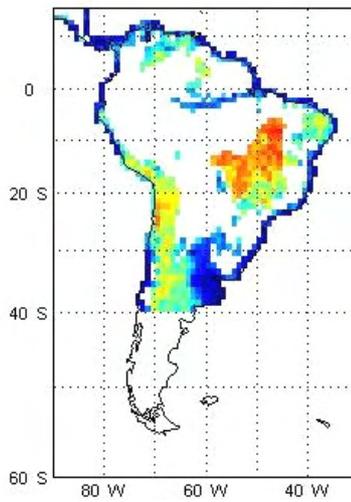
a) Janeiro



b) Abril



c) Julho



d) Outubro

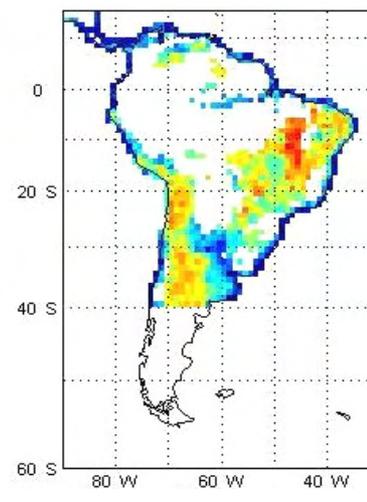
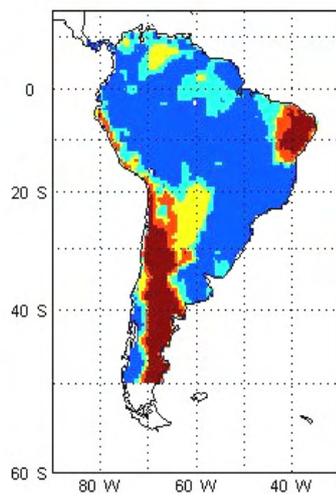
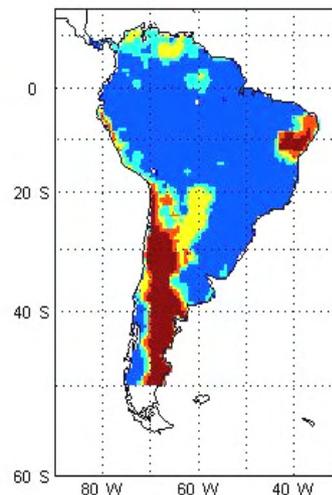


Figura 6.6: Umidade superficial do solo media mensal ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) derivada das passagens descendentes do TMI/TRMM em 10,7 GHz (banda X) durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro.

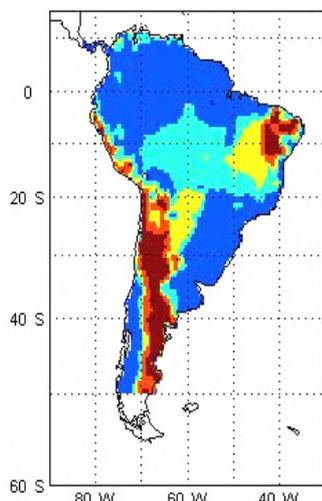
a) Janeiro



b) Abril



c) Julho



d) Outubro

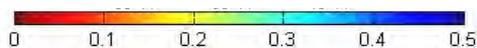
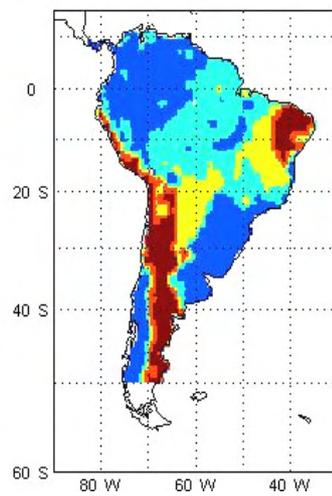
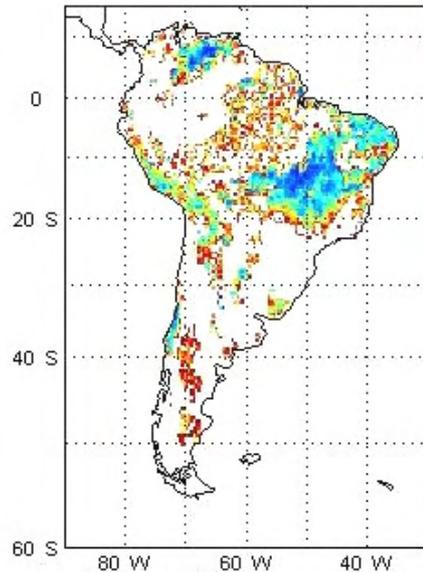


Figura 6.7: Umidade superficial do solo media mensal ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) derivada Reanálise do modelo Eta, com resolução espacial de $0,5^\circ$, durante o ano de 2003 para os meses de: a) Janeiro; b) Abril; c) Julho; d) Outubro.

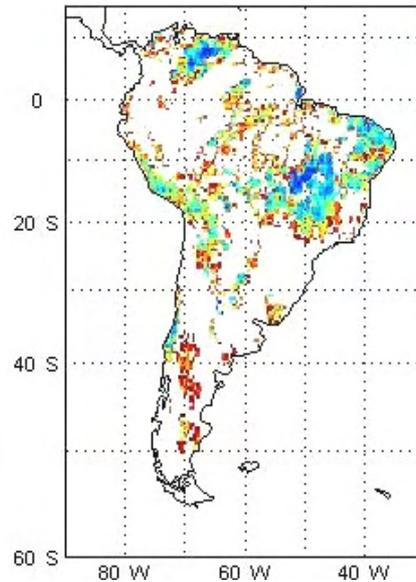
A fim de verificar a eficiência dos produtos de umidade do solo derivados das observações em microondas e da reanálise, análises estatísticas (tais como correlação, qui-quadrado e coeficiente phi de Cramer) foram avaliadas.

Para caracterizar as correlações entre os diferentes conjuntos de dados de umidade do solo, mapas de correlação entre a umidade do solo do AMSR-E (bandas C e X) e do sensor TMI com a derivada da reanálise do modelo ETA, bem como a correlação entre as duas bandas AMSR-E, são apresentados nas Figuras 6.8a, b, c, d respectivamente. As Figuras ilustram o coeficiente de correlação de cada pixel para todas as imagens mensais de 2003, ou seja, se os pixels são semelhantes ou apresentam diferenças maiores com a umidade do solo obtida da reanálise do modelo Eta. Altas correlações indicam as regiões com dados confiáveis, uma vez que os conjuntos de dados são independentes e, assim, a umidade do solo é apresentada com mais acurácia. Assim, dados confiáveis foram definidos como aqueles que mostraram R superior a 0,8, o que é coerente com os valores considerados em outros estudos (por exemplo, Wagner et al., 2003; Reichle et al., 2004). A Figura 6.8a (correlação entre a umidade do solo do AMSR-E para a banda C e o modelo ETA) mostra correlações elevadas nas regiões nordeste e central, bem como em algumas áreas na região norte da América do Sul. Similarmente, os mesmos resultados podem ser observados para a banda X do AMSR-E (Figura 6.8b). Além disso, como esperado, os dados dos produtos do AMSR-E (bandas C e X) são bastante semelhantes, como pode ser visto na correlação (aproximadamente 1) apresentada na Figura 6.8d.

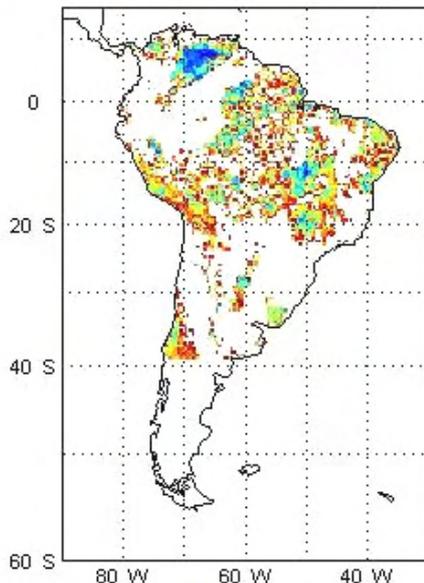
a) Eta x Banda C



b) Eta x Banda X



c) Eta x TMI



d) Banda C x Banda X

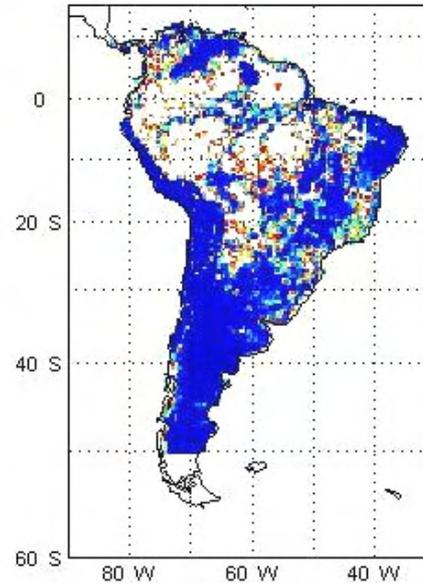


Figura 6.8: Mapas de correlação da América do Sul, durante o ano de 2003, obtidos a partir das observações de umidade do solo: a) reanálise do modelo Eta x sensor AMSR-E (banda C); b) reanálise do modelo Eta x sensor AMSR-E (banda X); c) reanálise do modelo Eta x sensor TMI (banda X); d) sensor AMSR-E (banda C) x sensor AMSR-E (banda X).

Como mencionado anteriormente, a precipitação e a umidade do solo não são diretamente comparáveis; no entanto, por falta de dados observados de umidade do solo, os conjuntos de dados de precipitação do CPTEC e TRMM foram utilizados. Os resultados da comparação entre os conjuntos de dados de precipitação (CPTEC/INPE e satélite TRMM) e os produtos de umidade do solo (derivados do AMSR-E bandas C e X, do TMI e da reanálise do modelo Eta) são mostrados nas Figuras 6.9 a 6.11. Para a comparação, a mesma resolução espacial foi considerada, isto é, $1^\circ \times 1^\circ$ ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$) para os dados de precipitação do CPTEC/INPE (derivado do satélite TRMM) versus os três produtos considerados de umidade do solo (Figura 6.9a, 6.9c, 6.10a, 6.10c e Figura 6.9b, 6.9d, 6.10b, 6.10d, respectivamente).

As correlações entre a precipitação do CPTEC/INPE e a umidade do solo da banda C do AMSR-E, foram mais altas nas regiões nordeste, central e ocidental da América do Sul. O mesmo padrão também foi observado para a umidade do solo derivada da banda X do AMSR-E, mas com menos regiões com alta correlação.

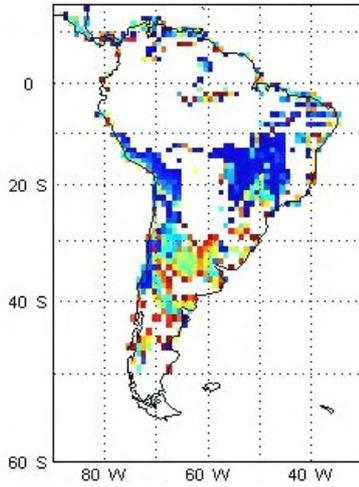
Para a precipitação do CPTEC/INPE e a umidade do solo obtida da reanálise do modelo Eta, observou-se altas correlações apenas na região amazônica e no sul da América do Sul, enquanto que grandes diferenças foram observadas na região entre 20°S e 40°S , uma vez que os valores de umidade do solo obtidos com o modelo Eta foram aproximadamente constantes nesta região. Provavelmente esses valores constantes se devem as condições iniciais do modelo. Porém, nestas regiões (20°S e 40°S), as correlações da umidade do solo do AMSR-E (bandas C e X) com os dados de precipitação do CPTEC/INPE são altas, uma vez que o sensor recuperou a variabilidade sazonal da umidade do solo.

A correlação entre a precipitação do TRMM e cada um dos três produtos de umidade do solo (AMSR-E, TMI e reanálise do modelo Eta), para as regiões

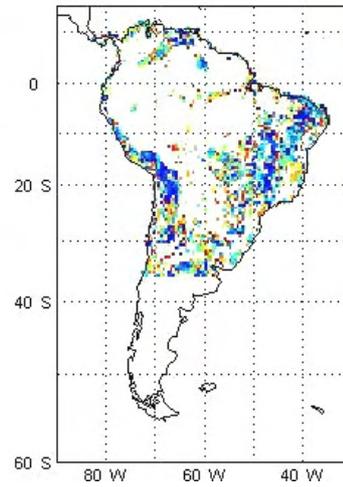
mencionadas acima, foram equivalentes as correlações da precipitação obtida pelo CPTEC /INPE, para a grade de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (Figura 6.11).

Assim sendo, pode-se observar que a distribuição espacial e temporal da precipitação está mais correlacionada com a umidade do solo do AMSR-E que com a umidade do solo derivada da reanálise Eta. Isto pode ser devido às profundidades das camadas de solo consideradas, ou seja, 10 cm para a reanálise do modelo Eta e ~ 2 cm para o AMSR-E, uma vez que a última responde mais rapidamente à precipitação. Como destacado por Reichle et al. (2004), o momento exato da ocorrência de precipitação é freqüentemente incerto nos dados forçantes da atmosfera que alimentam os modelos de superfície terrestre acoplados aos modelos atmosféricos. Chen e Roads (2005) encontraram coeficientes de correlação da mesma magnitude para a umidade do solo estimada pelo Modelo Regional Espectral (RSM) quando comparado com os conjuntos de dados de precipitação global, com $2,5^\circ$ de resolução, desenvolvido por Xie e Arkin (1997) para uma simulação de dois anos sobre a América do Sul.

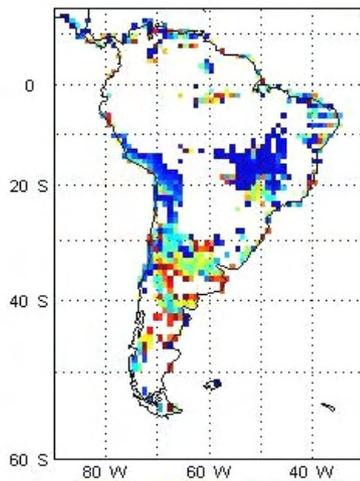
a) Precipitação - CPTEC x AMSR-E banda C



b) Precipitação TRMM x AMSR-E banda C



c) Precipitação CPTEC x AMSR-E banda X



d) Precipitação TRMM x AMSR-E banda X

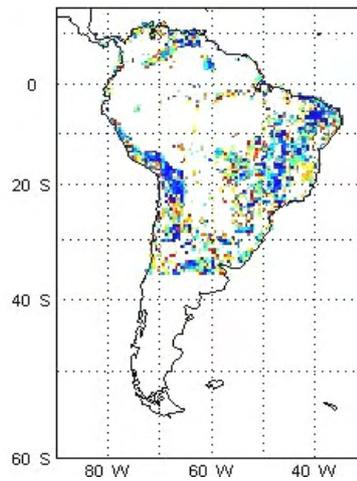
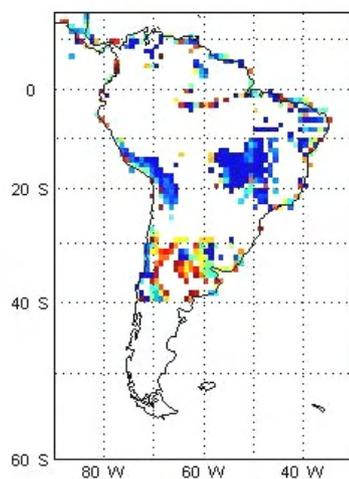
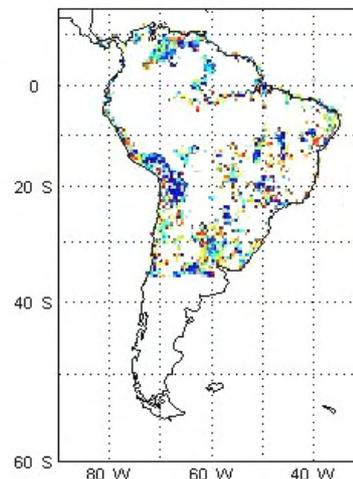


Figura 6.9: Mapas de correlação entre a precipitação (observada e do satélite TRMM) e os produtos de umidade do solo derivados do sensor AMSR-E bandas C e X durante o ano de 2003 para a América do Sul.

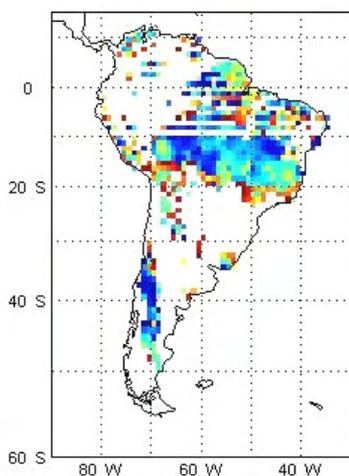
a) Precipitação CPTEC x TMI



b) Precipitação TRMM x TMI



a) Precipitação CPTEC x Eta



b) Precipitação TRMM x Eta

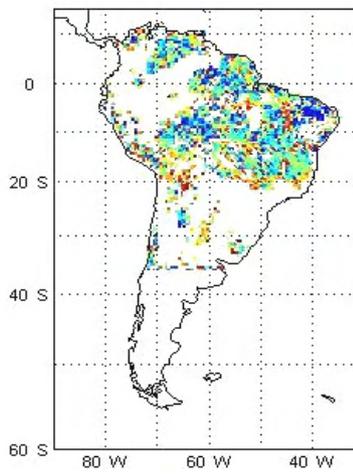


Figura 6.10: Mapas do coeficiente de correlação entre a precipitação (observada e a de satélite) e a umidade do solo obtida pela reanálise para a América do Sul durante o ano de 2003.

Além disso, a fim de avaliar a correspondência entre a maior eficiência da umidade do solo recuperada pelo LPRM com as reanálises do modelo Eta, análises estatísticas espaciais foram aplicadas. A correspondência espacial entre os diferentes conjuntos de dados foi estimada mensalmente através da estatística do χ^2 e do χ^2 . A estatística χ^2 permite verificar se as freqüências de umidade do solo ocorrem na seqüência de uma tendência na distribuição espacial das chuvas. Para esta análise, as bases de dados de precipitação (CPTEC/INPE e satélite TRMM) e umidade do solo (AMSR-E, TMI e reanálise do modelo Eta) foram divididas em três grupos, conforme mencionado na seção 6.3.2. A partir dessas combinações, obteve-se os valores de χ^2 considerando a base mensal para os conjuntos de dados de precipitação observada e derivada do satélite TRMM e os diferentes produtos de umidade do solo, cujos resultados são apresentados nas Figuras 6.11 e 6.12, respectivamente.

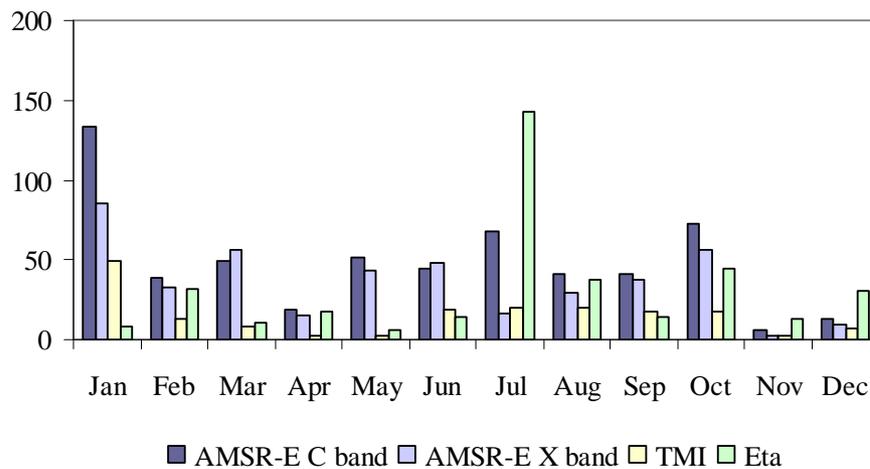


Figura 6.11: Valores de qui-quadrado (χ^2) obtidos entre a precipitação observada (CPTEC/INPE) e a umidade do solo (sensor AMSR-E, TMI e reanálise do modelo Eta) para a América do Sul durante o ano de 2003.

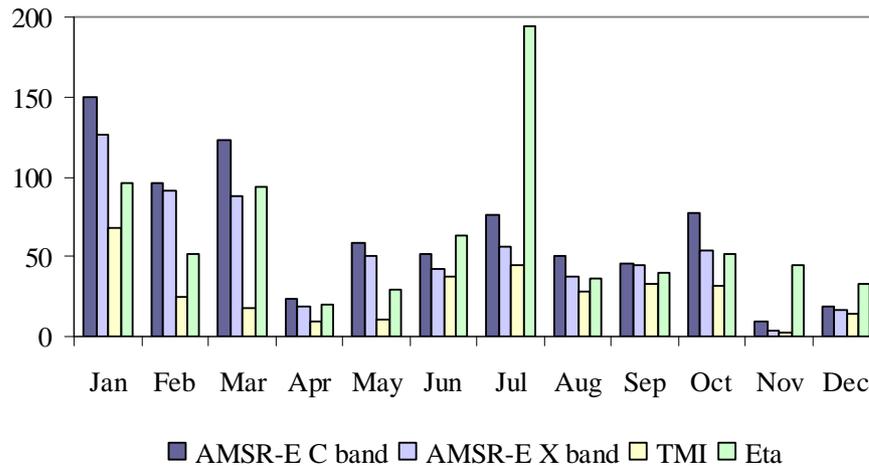


Figura 6.12: Valores de qui-quadrado (χ^2) obtidos entre a precipitação derivada pelo satélite TRMM e os produtos de umidade do solo (AMSR-E, bandas C e X, e reanálise) para a América do Sul durante o ano de 2003.

Analisando a distribuição temporal de χ^2 apresentados nas Figuras acima, nota-se que os valores mais altos de χ^2 são encontrados em quase todos os meses do ano, principalmente para os meses de janeiro e outubro (133,4 e 72,7, respectivamente), quando se utiliza as informações derivadas do sensor AMSR-E na banda C. Para os outros produtos, verifica-se que os valores de χ^2 são menores que àqueles calculados com dados da banda C, exceto o valor de χ^2 entre a precipitação observada e a umidade do solo da reanálise do modelo Eta no mês de julho de 2003.

Análise de χ^2 também foi feita considerando-se os dados de precipitação derivados do satélite TRMM e os produtos de umidade do solo (AMSR-E, bandas C e X, e reanálise), conforme ilustrado na Figura 6.12. Os resultados mostram um aumento nos valores de χ^2 para todos os meses e produtos de umidade do solo, quando comparados com os resultados da Figura 6.11. Os valores mais altos de χ^2 também foram obtidos utilizando-se as informações do sensor AMSR-E na banda C durante quase todos os meses do ano, exceto nos meses de julho, novembro e dezembro.

Além da análise de χ^2 , o coeficiente phi de Cramer também foi calculado para identificar a relação ou a associação entre a precipitação e os produtos de umidade do solo. A Tabela 6.4 apresenta os valores de phi de Cramer obtidos entre os dados de precipitação (observada e de satélite) e a umidade do solo (AMSR-E, bandas C e X, e reanálise).

Tabela 6.4: Valores de Phi de Cramer obtidos entre a precipitação (observada, CPTEC/INPE, e de satellite, TRMM) e a umidade do solo derivada pelo sensor AMSR-E, bandas C e X, e a reanálise do modelo Eta para a América do Sul durante o ano de 2003.

	Precipitation	AMSR-E C band		AMSR-E X band		TMI		Eta	
		a	b	a	b	a	b	a	B
Jan	0.2	0.27	0.35	0.24	0.32	0.20	0.26	0.07	0.09
Feb	0.04	0.17	0.2	0.17	0.19	0.11	0.13	0.07	0.07
Mar	0.04	0.19	0.21	0.18	0.20	0.07	0.09	0.06	0.09
Apr	0.07	0.11	0.15	0.10	0.15	0.04	0.06	0.09	0.11
May	0.07	0.18	0.17	0.18	0.18	0.06	0.09	0.04	0.05
Jun	0.08	0.18	0.17	0.18	0.17	0.09	0.11	0.07	0.09
Jul	0.7	0.19	0.19	0.10	0.18	0.12	0.14	0.27	0.33
Aug	0.06	0.17	0.19	0.13	0.17	0.09	0.12	0.11	0.13
Sep	0.04	0.17	0.17	0.17	0.16	0.08	0.10	0.07	0.09
Oct	0.04	0.19	0.19	0.18	0.18	0.10	0.13	0.15	0.17
Nov	0.02	0.03	0.13	0.02	0.12	0.01	0.05	0.06	0.09
Dec	0.04	0.04	0.14	0.03	0.14	0.02	0.09	0.10	0.11

a - Values obtained using CPTEC/INPE datasets

b - Values obtained using TRMM satellite datasets

Analisando os resultados, pode-se também verificar que os valores de phi de Cramer foram maiores para as observações do sensor AMSR-E na banda C, o que indica uma boa correspondência espacial. Para os produtos do AMSR-E na banda X e da reanálise, os valores de phi de Cramer também foram maiores quando comparados com os dados de precipitação observada (obtida pelo CPTEC/INPE).

Finalmente, através das análises estatísticas torna-se possível verificar a relação espacial entre a precipitação e a umidade do solo obtida para diferentes

produtos para cada mês, cujos resultados foram mais satisfatórios para a umidade do solo derivada a partir das observações do sensor AMSR-E na banda C para a América do Sul.

7 CONCLUSÕES

Este trabalho teve por objetivo avaliar a distribuição espaço-temporal da umidade superficial do solo para a América do Sul, utilizando técnicas de sensoriamento remoto em microondas passiva. A umidade superficial do solo foi estimada, durante o ano de 2003, a partir de informações de diferentes sensores e frequências em microondas: TMI/TRMM (10,7 GHz) e AMSR-E (6,9 e 10,7 GHz). O algoritmo utilizado para a recuperação da umidade do solo foi o LPRM (Land Parameter Retrieval Model), incluindo a metodologia proposta por Meesters et al. (2005). Este modelo foi desenvolvido por pesquisadores da Agência Espacial Americana (NASA) e da Universidade Livre de Amsterdã (Vrije Universiteit – VU). Como parâmetros de entrada, o LPRM utilizou a temperatura da vegetação, albedo de espalhamento simples, temperatura efetiva da camada emissora da superfície do solo, emissividade da superfície do solo e transmissividade da vegetação. A temperatura da camada de emissão foi estimada a partir de observações na frequência de 37 GHz, utilizando um procedimento desacoplado do algoritmo de recuperação da umidade superficial do solo. A temperatura dentro do dossel não será quantificada, assumindo que o solo e a vegetação apresentaram a mesma temperatura. A emissividade da superfície foi calculada com base na metodologia proposta por Choudhury et al. (1979), em combinação com o modelo de mistura dielétrica de Wang e Schmugge (1980). E, finalmente, a transmissividade da vegetação foi determinada em termos da profundidade óptica, a qual foi calculada pela metodologia proposta por Meesters et al. (2005). Assim sendo, o LPRM recuperou 3 parâmetros de superfície: a temperatura de superfície, a profundidade óptica da vegetação e a umidade superficial do solo.

Desse modo, analisando os resultados obtidos da temperatura de superfície média mensal derivada das observações do TMI e do AMSR-E, verificou-se que a estimativa da temperatura é mais representativa para as informações do sensor AMSR-E. Enquanto que, para o sensor TMI, a temperatura é

subestimada e a variabilidade da distribuição espacial e temporal é diferente do padrão climatológico do continente.

Analisando a profundidade óptica da vegetação derivada pelo LPRM através das observações dos sensores TMI (banda X) e AMSR-E (bandas C e X), observou-se que a densidade da vegetação diminuiu nas áreas afetadas pelo período de estiagem da estação de inverno no Hemisfério Sul, diminuindo, conseqüentemente a profundidade óptica da vegetação. Porém, a fim de avaliar a acurácia desses resultados, dados de NDVI foram utilizados para comparar com a profundidade óptica da vegetação. A partir da análise dos coeficientes de correlação obtidos entre o NDVI e a profundidade óptica, derivada através dos dois sensores em estudo, observou-se baixa correlação para áreas com vegetação densa, indicando que a capacidade de recuperação do LPRM foi limitada para essa região.

A mesma análise pode ser estendida para a umidade do solo derivada a partir dos sensores TMI e AMSR-E. Considerando que a umidade do solo foi subestimada em grande parte das regiões Norte e Noroeste, devido à densidade de vegetação (o que ocasiona um aumento da profundidade óptica) e a freqüência do sensor, as informações recuperadas pelo LPRM foram eliminadas.

Comparando as duas freqüências (6,9 e 10,7 GHz) do sensor AMSR-E, observou-se que a quantidade de informação espacial é maior para a banda C (6,9 GHz). No entanto, para ambas as freqüências, verificou-se que a maior densidade de dados confiáveis da umidade superficial do solo concentrou-se nas regiões Leste, Central e Sul do continente, limitando as áreas com vegetação densa (regiões Norte e Noroeste da América do Sul).

Para o sensor TMI, também se verificou que a umidade do solo foi subestimada em grande parte das regiões Norte e Noroeste, devido à densidade de vegetação (o que ocasiona um aumento da profundidade óptica) e a freqüência do sensor.

A fim de verificar a eficiência do LPRM, os resultados da umidade superficial do solo foram validados com dados observados “in situ” em 3 diferentes localidades do território brasileiro. Para este estudo foram utilizados dados de umidade do solo coletados no sítio experimental do Experimento de Umidade do Solo, realizado em 2003 (Soil Moisture Experiment 03 – SMEX03). Além deste, dois outros sítios experimentais foram selecionados para a validação, isto é, os sítios Bananal, no Estado de Tocantins, e Pé de Gigante, localizado no Estado de São Paulo. A vegetação predominante em todos os sítios é o Cerrado. A partir dos resultados, verificou-se que a estimativa da umidade superficial do solo derivada a partir das informações na banda C é mais acurada.

A avaliação da umidade do solo derivada do sensor AMSR-E sobre o continente sul-americano também foi considerada. Para tanto, a umidade do solo obtida a partir das bandas C e X do AMSR-E para 2003 foi comparada com a umidade do solo calculada com a reanálise do modelo atmosférico regional Eta. Além disso, na ausência de dados de umidade medidos in situ em diversas regiões do Brasil, dados de precipitação também foram utilizados para a avaliação da distribuição espacial e temporal da umidade do solo. A comparação dos produtos de umidade do solo do AMSR-E, média mensal, com a reanálise do modelo Eta apresentou alta correlação ($R > 0,8$), principalmente para a umidade do solo da banda C do AMSR-E nas regiões nordeste e central, e em algumas áreas norte da América do Sul.

Através da comparação entre os conjuntos de dados de precipitação do CPTEC/INPE e do satélite TRMM com os produtos de umidade do solo derivados do AMSR-E e da reanálise do modelo Eta, conclui-se que a umidade do solo proveniente do sensor AMSR-E (banda C) correlacionou-se com os padrões sazonais, quando associados com os conjuntos de dados de precipitação do TRMM. A correlação ocorre para as regiões com vegetação esparsa ou regiões cobertas com cerrado, que ocorrem principalmente na parte

central do Brasil. A vegetação predominante no Brasil central é caracterizada por formações de savana extensa, um tipo de vegetação considerada para a calibração do sensor AMSR-E.

Além disso, através dos resultados, observou-se também que a diferença entre a umidade do solo estimada pelo LPRM a partir dos dados obtidos da banda C foi mais apropriada para a recuperação da umidade do solo que a banda X, conforme fundamenta a literatura.

Também se deve ressaltar que, regiões com densa cobertura vegetal (por exemplo, a Amazônia) não foram considerados no presente estudo, devido às limitações do algoritmo em recuperar dados confiáveis de umidade do solo a partir de observações de microondas nas bandas C e X. No entanto, o desenvolvimento de novos sensores na banda L, em curso, provavelmente irá permitir obter respostas confiáveis da biomassa de florestas densas.

Estatisticamente, valores de r^2 e de r_c também apresentaram a melhor associação entre a umidade do solo derivada do AMSR-E (banda C) e a precipitação derivada do satélite TRMM, com os meses de janeiro e março apresentando os melhores resultados.

Finalmente, os resultados indicam que a umidade do solo derivada do AMSR-E (banda C), obtida a partir do algoritmo LPRM, é uma informação importante que pode ser utilizado para diferentes fins, como o monitoramento da umidade do solo em eventos extremos (cheias/secas em áreas esparsas), ou a ser utilizado para validação e calibração de modelos, ou como entrada, no âmbito da assimilação de dados em modelos de previsão numérica de tempo. Além disso, este estudo é um primeiro passo para uma melhor compreensão da qualidade dos produtos AMSR-E sobre a América do Sul. Finalmente, estudos complementares, incluindo a avaliação da umidade do solo por longos períodos, bem como a obtenção de dados de umidade do solo in situ, são necessários para melhor controlar os padrões sazonais de umidade do solo em diferentes

regiões da América do Sul, bem como para validar os produtos obtidos a partir sensoriamento remoto.

7.1 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Para trabalhos futuros sugerem-se:

- um estudo climatológico da umidade do solo derivada a partir das observações em microondas para melhor avaliar o LPRM, a fim de verificar se o modelo superestima a umidade do solo em diferentes tipos de cobertura vegetal e diferentes condições (anos de El Niño/La Niña);
- avaliação mais detalhada do LPRM considerando inclusão das propriedades físicas do solo extraídas do Levantamento e Reconhecimento de Solos da EMBRAPA e do Projeto RADAMBRASIL para todo o período do ano de 2003, observando as diferenças da umidade do solo em cada sítio selecionado para o presente estudo;
- validação da profundidade óptica da vegetação utilizando dados de biomassa, verificando se os valores mais altos de profundidade óptica correspondem a valores mais altos de biomassa na região Amazônica;
- avaliar o LPRM a partir das novas observações com os sensores em microondas na banda L (por exemplo, SMOS e SMAP), principalmente para as regiões densamente vegetadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BECKER, F.; CHOUDHURY, B. J. Relative sensitivity of normalized difference vegetation index (NDVI) and Microwave Polarization Difference Index (MPDI) for vegetation and desertification monitoring. *Remote Sensing of Environment*, v. 24, p.297-311, 1988.

BETTS, A. K. VITERBO, P. Land-surface, boundary layer and cloud-field coupling over the south-western Amazon in ERA-40. *J. Geophys. Res.*, v. 110, 2005, D14108, doi:10.1029/2004JD005702.

BLACK, T.L. The new NMC Mesoscale Eta Model: description and forecast examples. *Weather and Forecasting*, v. 9, n. 2, p. 265-278, 1994.

BRUNO, R. D. *Variabilidade observada da umidade do solo em floresta tropical e cerrado*. Dissertação de mestrado. IAG-USP: São Paulo, 2004. 189p.

CAMILLO, P. J.; SCHMUGGE, T. J. Estimating soil moisture storage in the root zone from surface measurements, *Soil Sci.*, 135:245-264, 1983.

CÂNDIDO, L.A. *Impacto da condição inicial de água no solo na previsão de verão da América do Sul*. Tese de doutorado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002, 175p.

CHOUDHURY, B. J.; SCHMUGGE, T. J.; CHANG, A.; NEWTON, R. W. Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *J. Geophys. Res.*, vol. 84, no. C9, 5699–5706, 1979.

COHN, S.E., A. DASILVA, J. GUO, M. SIENKIEWICZ, and D. LAMICH, 1998: Assessing the Effects Of Data Selection with the DAO Physical-space Statistical Analysis System. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2913-2926.

CRESSMAN, G.P. An operational objective analysis system, *Monthly Weather Review*, 1959, 87, pp 367-374.

DE JEU, R. A. M. *Retrieval of land surface parameters using passive microwave remote sensing*. Thesis. Vrije Universiteit Amsterdam, 2003.

DE JEU, R. A. M. Detecting Changes in Global Land Surface Characteristics with Long Term Satellite. Projeto submetido à Tijdelijke subsidieregeling Nationaal Programma GO - User Support Programme (USP), Netherlands, 2004.

DI BELLO, R. C. *Análise do comportamento da umidade do solo no modelo chuva-vazão SMAP II – versão com suavização hiperbólica*. Estudo de caso: região de Barreiras na Bacia do Rio Grande – BA. Tese de doutorado. COPPE:UFRJ – Rio de Janeiro, 2005. 242p.

DIRMEYER, P. A., F. J. ZENG, A. DUCHARNE, J. MORRILL, AND R. D. KOSTER, 2000: The sensitivity of surface fluxes to soil water content in three land surface schemes. *J. Hydrometeor.*, 1, 121-134.

DOBSON, M. C.; ULABY, F. T.; HALLIKAINEN; EL-RAYEA, M. A. Microwave dielectric behavior of wet soil – Part II: Dielectric mixing models. *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-23, 35-46, 1985.

DOUVILLE, H. Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions: is it an initial value problem? *Climate Dynamics*, 22 (4): 429-446, Apr, 2004.

ELTAHIR, E. A. B. ; HUMPHRIES, E. J. The Role of Clouds in the Surface Energy Balance over the Amazon Forest. *International Journal of Climatology*, 18(14): 1575-159, 1998.

EMPRESA BRASIELIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). *Serviço nacional de levantamento e conservação de solos*. Mapa de solos do Brasil. Rio de Janeiro, 1980. (Escala 1:5.000.000).

FINDELL, K.; ELTAHIR, E. A. B. An analysis of the soil moisture - rainfall feedback, based on direct observations from illinois analysis. *Water Resources Research*, 33(4): 725-735, 1997.

ENTEKHABI, D.; NAKAMURA, H.; NJOKU, E.G. Solving the inverse problem for soil moisture and temperature profiles by sequential assimilation of multifrequency remotely sensed observations, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 32, n.2, p. 438-448, 1994.

FU, C. C., D. HAN, S. T. KIM, AND P. GLOERSEN. 1988. *User's guide for the Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) CELL-ALL tape*. NASA Reference Publication #1210, National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C.

GAO, H.; FU, R.; DICKINSON, R. E.; AND JUÁREZ, R. N. A Practical Method for Retrieving Land Surface Temperature From AMSR-E Over the Amazon Forest. *IEEE Transactions on Geoscience And Remote Sensing*, v. 46, n. 1, Jan. 2008.

GEVAERD, R., FREITAS, S. R. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera - Parte I: descrição da metodologia e validação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3a, p. 59-73, 2006.

GLOERSEN, P. AND F. T. BARATH. 1977. A scanning multichannel microwave radiometer for Nimbus-G and Seasat-A. *IEEE J. Oceanic Eng.*, OE-2, 172-178, 1977.

- GLOERSEN, P., D. J. CAVALIERI, A. T. C. CHANG, T. T. WILHEIT, W. J. CAMPBELL, O. M. JOHANNESSEN, K. B. KATSAROS, K. F. KUNZI, D. B. ROSS, D. STAELIN, E. P. L. WINDSOR, F. T. BARATH, P. GUDMANSEN, E. LANGHAM, AND R. RAMSEIER. 1984. A summary of results from the first Nimbus-7 SMMR observations. *J. Geophys. Res.* 89, 5335-5344.
- GONCALVES, L.G.G., SHUTTLEWORTH, W.J. CHOU, S. XUE, Y. HOUSER, P.R. TOLL, D.L. MARENGO, J. RODELL, M. Impact of different soil moistures on Eta model weather forecasts for South America. *J. Geo. Res*, 111, D17102, 2006.
- HOFFMANN, J. The future of satellite remote sensing in hydrogeology. *Hydrogeol. J.*, v. 13, p. 247-250, 2005.
- HOLBEN, B. N.; TUCKER, C. J.; FAN, C. J. Spectral assessment of soybean leaf area and leaf biomass. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 46:651-656, 1980.
- JACKSON, T. J. AND O'NEILL, P. E. (1990). Attenuation of soil microwave emission by corn and soybeans at 1.4 and 5 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28:978–980.
- JACKSON, T. J. Profile Soil Moisture from Surface Measurements. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*. vol. 106, n. 2, p. 81-92, 1980.
- JACKSON, T. J. Recharge sensing of soil moisture: implications for groundwater recharge. *Hydrogeol. Journal*, v. 10, 40-51, 2002.
- JACKSON, T. J., SCHMUGGE, T. J., AND WANG, J. R. (1982). Passive microwave sensing of soil moisture under vegetation canopies. *Water Resources Research*, 18:1137–1142.
- JACKSON, T. J.; LE VINE, D. M.; SWIFT, C. T.; SCHMUGGE, T. J.; SCHIEBE, F. R. Large area mapping of soil moisture using the ESTAR passive microwave radiometer in Washita'92, *Remote Sens. Environ.*, vol. 53, pp. 27–37, 1995.
- JACKSON, T. J.; NJOKU, E. G.; LAKSHMI, V. Large Scale Passive Microwave Remote Sensing of Soil Moisture. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens*, vol. 39, n. 8, Aug., 2001.
- JACKSON, T. J.; SCHMUGGE, T. J.; O'NEILL, P. E. Passive microwave remote sensing of soil moisture from an aircraft platform. *Remote Sens. Environ.*, 14:135-151, 1984.

KERR YH, WALDTEUFEL P, WIGNERON J-P, MARTINUZZI J-M, FONT J, BERGER M (2001) Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39:1729-1735.

KIRDIASHEV, K. P., CHUKHLANTSEV, A. A., AND SHUTKO, A. M. (1979), Microwave radiation of the Earth's surface in the presence of vegetation. *Radio Eng. and Elec.*, 24, 256-264.

KOSTER R. D., DIRMEYER, P. A. HAHMANN, A. N. IJPELAAR, R. TYAHLA, L. COX, P. SUAREZ., M. J. Comparing the degree of land-atmosphere interaction in four atmospheric general circulation models, *J. Hydrometeor.*, 3, 363-375, 2002.

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 15, n. 3, 809–817, 1998.

MAHFOUF, J.-F. Analysis of soil moisture from near-surface parameters: A feasibility study. *J. Appl. Meteor.*, 30, 1534–1547, 1991.

MATOS, B.A.; ZOBY, J.L.G. *Estudo técnico de apoio ao Plano Decenal de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco – PBHSF (2004-2013) – No 01 – Disponibilidade hídrica quantitativa e usos consuntivos*. Brasília, DF: Brasil: ANA/GEF/PNUMA/OEA, 2004.

MEESTERS, A. C. G. A.; DE JEU, R. A. M.; OWE, M. Analytical derivation of the vegetation optical depth from the microwave polarization difference index. *IEEE Geosc. Rem. Sens. Let.*, v.2., n.2, 121-123, 2005.

MO, T., CHOUDHURY, B. J., SCHMUGGE, T. J., AND JACKSON, T. J. (1982). A model for microwave emission from vegetation-covered. *Journal of Hydrology*, 184:101–129.

MOREIRA, M. A. Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação. 3. ed. – Viçosa: Ed. UFV, 2005.

NJOKU, E. G.; LI, L. (1999). Retrieval of land surface parameters using passive microwave measurements at 6-18 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37:79–93.

NJOKU, E. G., J. M. STACEY, F. T. BARATH. 1980. The Seasat Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR): Instrument description and performance. *IEEE J. Oceanic Eng.* OE-5, 125-137.

- NJOKU, E. G.; ENTEKHABI, D. Passive microwave remote sensing of the soil moisture. *Journal of Hydrology*, 184:101-129, 1996.
- NJOKU, E. G.; JACKSON, T.; LAKSHMI, V.; CHAN, T. K.; NGHIEM, V. Soil moisture retrieval from AMSR-E. *IEEE Trans. Geosc. and Remote Sensing*, v. 41, n. 2, Feb. 2003.
- NJOKU, E. G.; KONG, J. A. Theory for passive microwave remote sensing of near surface soil moisture. *J. Geophys. Res.*, 82(20):3108-3118, 1977.
- NJOKU, E. G.; O'NEILL, P. E. Multifrequency microwave radiometer measurements of soil moisture. *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-20, 468-475, 1982.
- Nobre, C. A. ; SELLERS, P. ; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. *Journal of Climate*, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.
- OLIVEIRA, L. S. *Fluxos atmosféricos de superfície sobre uma área de ecótono na Ilha do Bananal*. Tese de Doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas: Universidade de São Paulo – USP, 2006. 114p.
- OWE, M. AND VAN DE GRIEND, A. A. Comparison of soil moisture penetration depths for several bare soils at two microwave frequencies and implications for remote sensing. *Water Resources Research*, 34:2319–2327, 1998.
- OWE, M. VANDEGRIEND, A. A. AND CHANG, A.T.C. Surface moisture and satellite microwave observations in semiarid southern Africa. *Water Resources Research*, vol.28, pp. 829-839, 1992.
- OWE, M.; DE JEU, R; WALKER, J. P. A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39, 8, 1643-1654, 2001.
- OWE, M.; VAN DE GRIEND, A. A.; DE JEU, R. A. M.; DE VRIES, J. J.; SEYHAN, E.; ENGMAN, E. T. Estimating soil moisture from satellite microwave observations: Past and ongoing projects, and relevance to GCIP. *Journal of Geophysical Research*, 104:19735–19742, 1999.
- PARKINSON, C. L. Aqua: an earth –observing satellite mission to examine water and other climate variables. *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, v. 41, n. 2, p. 173-183, 2003.
- PIELKE S., R.A., LISTON, G.E. EASTMAN, J.L. LU, L. and COUGHENOUR, M. Seasonal weather prediction as an initial value problem. *J. Geophys. Res.*, 104, 19463-19479, 1999.

- REICHLE, R. H.; KOSTER, R. D.; DONG, J.; BERG A. A. Global Soil Moisture from Satellite Observations, Land Surface Models, and Ground Data: Implications for Data Assimilation, *Journal of Hydrometeorology*, v.5, n.3, p. 430-442, 2004.
- ROSSATO, L. *Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil*. 2001. 145p. (INPE-8915-TDI/809). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2001. Disponível em: <<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2003/08.21.10.48>>. Acesso em: 25 nov. 2009.
- ROSSATO, L.; ALVALA, R. C. S.; TOMASELLA, J. Variação espaço-temporal da umidade do solo no Brasil: análise das condições médias para o período de 1971-1990. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 19, 2, 113-122, 2004.
- SCHÄR, C., D. LÜTHI, U. BEYERLE, and E. HEISE, 1999: The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *J. Climate*, 12, 722–741.
- SCHMUGGE T. J.; GLOERSEN, P.; WILHEIT, T. T. GEIGER F. Remote sensing of soil moisture with microwave radiometers. *J Geophys Res*. 1974;79 (2):317–23.
- SCHMUGGE, T. J. Effect of texture on microwave emission from soil. IEEE. *Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-18, 353-361, 1980.
- SCHMUGGE, T. J. Remote sensing of soil moisture. In: Anderson, M.; Burt, T. *Hydrological Forecasting*. New York: John Wiley, , 1985.
- SCHMUGGE, T. J.; JACKSON, T. J. Mapping soil moisture with microwave radiometers, *Meteorol. Atmos. Phys.*, vol. 54, pp. 213–223, 1994.
- SCHNEEBERGER, K.; SCHWANK, M.; STAMM, C.; ROSNAY, P.; MÄTZLER, C.; FLÜHLER, H. Topsoil structure influencing soil water retrieval by microwave radiometry. *Vadose Zone Journal* 3:1169-1179, 2004.
- SOUZA, R. A. F.; BASTOS, E. J. B.; ALVALÁ, R. C. S. Land surface emissivities for Brazil from SSM/I observations. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 16-20 out. 2000, Rio de Janeiro. *Anais...* 2000. CD-ROM.
- TUCKER, C. J.; ELGIN, J. H.; MC MURTREY, J. E. Relationship of crop radiance to alfafa agronomic values. *International Journal of Remote Sensing*, v. 1, p. 69-75, 1980.

ULABY, F. T., MOORE, R. K., AND FUNG, A. K. *Microwave Remote Sensing - Active and Passive. Vol. I: Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry*. Artech House, Boston (MA),USA, 1982.

ULABY, F. T., MOORE, R. K., AND FUNG, A. K. *Microwave Remote Sensing - Active and Passive. Vol. III: From Theory to Applications*. Readings, Dedham (MA),USA: Adisson-Wesley, 1986.

VAN DE GRIEND, A. A. AND OWE, M. Microwave vegetation optical depth and inverse modelling of soil emissivity using Nimbus/SMMR satellite observations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 54:225–239, 1994.

WAGNER, W., V. NAEIMI, K SCIPAL, R.A.M. DE JEU, J MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, 2006. Soil moisture from Operational Meteorological Satellites, *Hydrogeology Journal*, In Press.

WALKER, J. P.; WILLGOOSE, G. R.; KALMA, J. D. One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface observations: a comparison of retrieval algorithms. *Advances in Water Resources*, vol. 24, n. 6, p. 631-650(20), June 2001.

WANG, J. R. The dielectric of soil-water mixtures at microwaves frequencies. *Radio Sci.*, 15(5), 977-985, 1980.

WANG, J. R.; CHOUDHURY, B. J. Passive microwave radiation from soil: Examples of emission models and observations. In: Choudhury, B. J.; Kerr, Y. H.; Njoku, E. G.; Pampaloni, P. (eds). *Passive microwave remote sensing of land-atmosphere interactions*,. Utrecht, The Netherlands: VSP, 1981, p. 423–460.

WANG, J. R.; SCHMUGGE, T. J.; MCMURTREY, J. E; GOULD, W. I; GLAZAR, W. S.; FUCHS. A multifrequency radiometric measurement of soil moisture content over bare and vegetad fields. *Geophy. Res. Lett.*, 9(4): 416-419, 1982.

WANG, J. R.; SCHMUGGE. T. J. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soil as a function of water content. *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-18, 288-295, 1980.

WANG, J. R.; SHIUE, J. C.; SCHMUGGE, T. J.; ENGMAN, E. T. The L-band PBMR measurements of soil moisture in FIFE, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. GE-28, pp. 906–914, Sept. 1990.

WEN, J.; SU, Z.; MA, Y. Determination of land surface temperature and soil moisture from tropical rainfall measuring mission/microwave Imager remote sensing data. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 108, NO. D2, 4038, doi:10.1029/2002JD002176, 2003.

WIGNERON, J. P.; CALVET, J. C.; PELLARIN, T.; VAN DE GRIEND, A.; BERGER, M.; FERRAZZOLI, P. Retrieving near surface soil moisture from microwave radiometric observations: Current status and future plans, *Remote Sens. Environ.*, vol. 85, pp. 489–506, 2003.

WIGNERON, J. P.; CHANZY, A.; CALVET, J. C.; BRUGIER, N. A simple algorithm to retrieve soil moisture and vegetation biomass using passive microwave measurements over crop fields. *Remote Sens. Environ.*, vol. 51, pp. 331–341, 1995.

WILHEIT, T. T. J. *Radiative transfer in a plane stratified dielectric*. Technical Report X-911-75-66, NASA/GSFC, 1975.

YANG, R., FENNESSY, M.J. and SHUKLA, J. The influence of initial soil wetness on mediumrange surface weather forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 471-485, 1994.

ZHANG H.; FREDERIKSEN, C. S. Local and nonlocal impacts of soil moisture initialization on AGCM seasonal forecasts: A model sensitivity study. *J. of Climate*, 16 (13): 2117-2137 JUL 1 2003.

APÊNDICE A

IMPACTO DAS PROPRIEDADES FÍSICAS DOS SOLOS NO LPRM

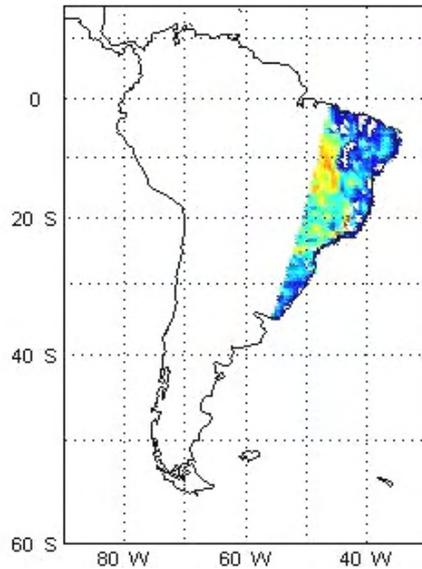
Conforme mencionado no Capítulo 3, as propriedades físicas dos solos (textura do solo e ponto de murcha) foram inseridas no LPRM para verificar a sensibilidade do algoritmo na recuperação da umidade superficial do solo.

Os dados de textura do solo foram extraídos do Levantamento e Reconhecimento dos Solos elaborados pela EMBRAPA e pelo Projeto RADAMBRASIL, realizado para todo o território brasileiro. Com relação aos dados de ponto de murcha, estes foram calculados a partir da equação de van Genuchten (1981), utilizando funções de pedo-transferência (Rossato et al. 2004).

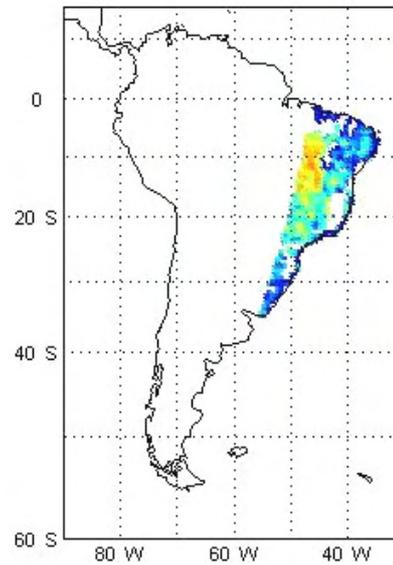
Numa análise preliminar, a umidade superficial do solo foi recuperada, considerando as varreduras do sensor AMSR-E (bandas C e X) durante os dias 1 e 3 de julho de 2003.

A Figura A.1 ilustra a umidade do solo, para o mesmo período, sem a modificação da base de dados das propriedades físicas do solo, enquanto que a Figura A.2 apresenta os resultados gerados pelo LPRM com a inclusão das novas informações de solos.

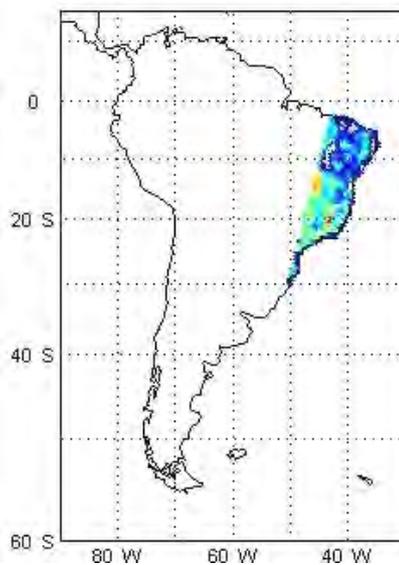
a) 01/07/2003 – banda C



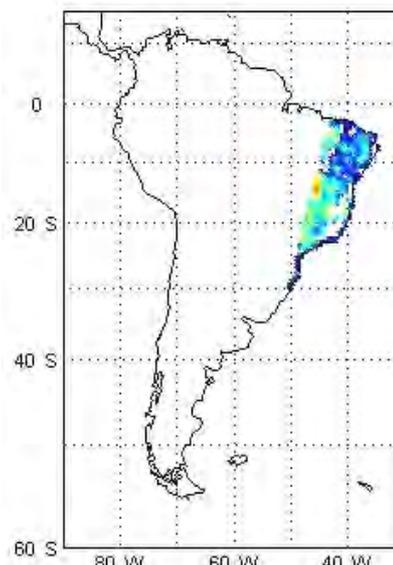
b) 01/07/2003 – banda X



c) 03/07/2003 – banda C

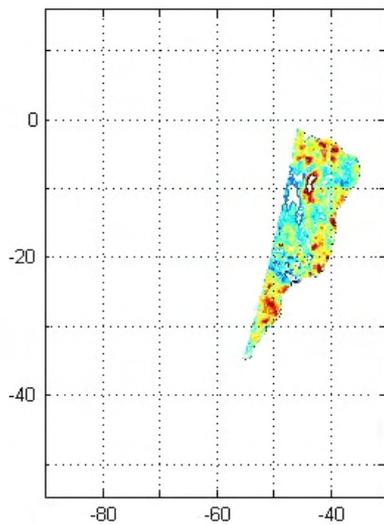


d) 03/07/2003

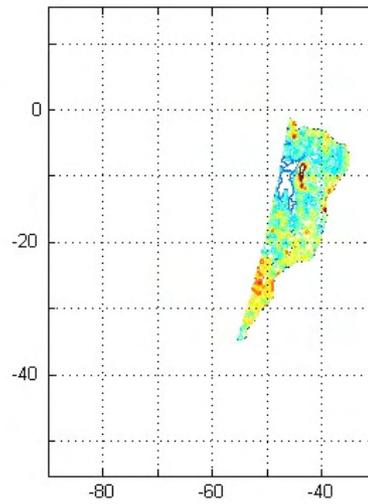


A.1: Umidade do solo derivada do sensor AMSR-E (bandas C e X), considerando 1 varreduras do sensor AMSR-E durante o período de 1 e 3- de julho de 2003 para a América do Sul.

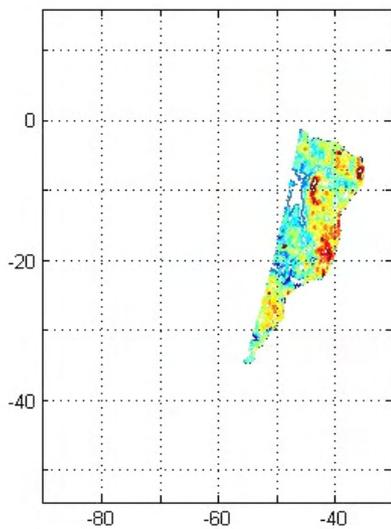
a) 01/07/2003 – banda C



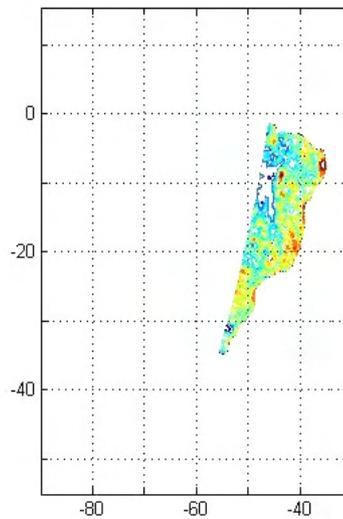
b) 01/07/2003 – banda X



c) 03/07/2003 – banda C



d) 03/07/2003



A.2: Umidade do solo derivada do sensor AMSR-E (bandas C e X), utilizando as informações pedológicas da EMBRAPA e do RADAMBRASIL, considerando 1 varreduras do sensor AMSR-E durante o período de 1 e 3- de julho de 2003 para a América do Sul.

Analisando as figuras anteriores, observa-se que o algoritmo LPRM subestimou a umidade do solo quando se utilizou dados das propriedades físicas do solo coletados do RADAMBRASIL e da EMBRAPA. Este resultado mostra que a granulometria do solo influencia na recuperação da umidade do solo, conforme era esperado. Uma vez que a umidade do solo varia de acordo com o tipo de solo, ou seja, a água armazenada no solo pode ser maior ou menor se o solo é argiloso ou arenoso, respectivamente. Assim, considerando que existem diferenças nas bases de dados de solos, tais como a metodologia utilizada para a determinação das propriedades físicas do solo, o ponto de amostras e a interpolação dos dados gerados em pontos de grade, pode-se concluir que uma avaliação mais detalhada desse deve ser feita a fim de verificar possíveis melhorias no algoritmo para o território brasileiro.

Livros Grátis

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

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)