

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-7473-TDI/713

**ESTIMATIVA DE EMISSIVIDADE DA SUPERFÍCIE
CONTINENTAL A PARTIR DE DADOS DE SATÉLITE EM
MICROONDAS**

Rodrigo Augusto Ferreira de Souza

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Eduardo Jorge de Brito Bastos e pela Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá, aprovada em 04 de março de 1999.

INPE
São José dos Campos
2000

SOUZA, R. A. F.


Estimativa de emissividade da superfície continental
a partir de dados de satélite em microondas / R. A. F. Souza-
São José dos Campos: INPE, 1999.

101p. – (INPE-7473-TDI/713).

1.Microondas. 2.Emissividade. 3.Transferência radia-
diativa . 4.Rugosidade da superfície. 5.Radiação polarizada.
6.Temperatura da superfície continental. I.Título.

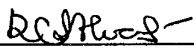
Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Mestre em Meteorologia.**

Dr. Kioshi Hada



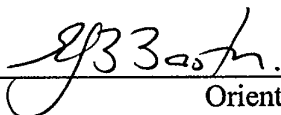
Presidente

Dra Regina Célia dos Santos Alvalá



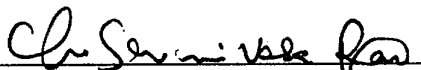
Orientadora

Dr. Eduardo Jorge de Brito Bastos



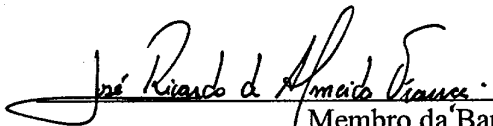
Orientador

Dr. Chapa Srinivasa Rao



Membro da Banca

Dr. José Ricardo de Almeida França



Membro da Banca
Convidado

Candidato (a) : Rodrigo Augusto Ferreira de Souza

São José dos Campos, 04 de março de 1999.

Aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos:

Ao Dr. Eduardo Jorge de Brito Bastos e a Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá, pela orientação durante o desenvolvimento deste trabalho;

Aos membros da banca examinadora, pelas sugestões e críticas apresentadas;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo;

Ao “Global Hydrology Resource Center” (GHRC) do “Global Hydrology and Climate Center” em Huntsville, Alabama (EUA), pelas imagens do satélite F14 cedidas pelo DMSP. À Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do INPE pelas imagens NOAA e à Divisão de Meteorologia por Satélites (DMS) pelo suporte no processamento das imagens;

Aos amigos Egídio Arai, Jorge Luís Martins Nogueira, Beatriz Miky Funatsu, Hélio Camargo Júnior, João Carlos Carvalho e Marcos Daisuke Oyama pela imensa ajuda na parte computacional, na leitura das imagens dos satélites NOAA e DMSP, programas de interpolação, discussões, idéias e observações durante a concepção deste trabalho;

À toda turma de Mestrado, pela amizade;

Aos meus pais, Luciano e Carlota, e às minhas irmãs, Lu e Dany, pelo constante apoio e incentivo durante todos os anos da minha formação;

À minha noiva, Rita, que viveu comigo o desafio deste trabalho, pelo amor, carinho e compreensão.

RESUMO

Estimativas das emissividades das superfícies continentais a partir de dados de satélite em microondas podem ser utilizadas para calibração e desenvolvimento de sensores orbitais, bem como para o monitoramento e caracterização de parâmetros de superfície, tanto em escala regional quanto continental. Neste trabalho, estimou-se a emissividade do território brasileiro considerando-se uma solução da Equação de Transferência Radiativa (ETR), dados de temperatura de brilho obtidos a partir do “Special Sensor Microwave/Imager” (SSM/I) e dados de temperatura da superfície obtidos pelo sistema “TIROS Operational Vertical Sounder” (TOVS). A contribuição atmosférica foi estimada a partir de simulações com o modelo “Atmospheric Transmission at Millimetric and submillimetric wavelengths” (ATM). Calculou-se a emissividade da superfície continental nos meses de julho e dezembro de 1997, para os canais do SSM/I em 19 e 85 GHz. Para verificar o padrão de rugosidade da superfície efetuou-se a diferença entre os campos de emissividade de polarização vertical e horizontal. Os resultados mostraram que os padrões regionais e as mudanças sazonais nas estimativas de emissividade da superfície continental são consistentes com a topografia de grande escala e com a distribuição espacial da vegetação.

MICROWAVE LAND SURFACE EMISSIVITIES ESTIMATED FROM SSM/I OBSERVATIONS

ABSTRACT

Microwave emissivities of land surface were estimated from the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) observations using the 19 and 85 GHz channels, and surface skin temperature data derived from the Tiros Operacional Vertical Sounder (TOVS). The atmospheric contribution was calculated from simulations of the Atmospheric Transmission at Millimetric and submillimetric wavelengths (ATM) model. The microwave emissivities over Brazil were estimated for July and December, 1997, using the Radiative Transfer Equation (RTE). The emissivity polarization difference was performed to verify the land surface roughness patterns. The results show that the regional patterns and the vegetation seasonal changes retrieved from the land surface emissivities are compatible with the large scale topography and vegetation distributions. Thus, the estimation of the microwave emissivities of land surface may be used to retrieve some atmospheric parameters (clouds) and monitor the land surface (for instance, vegetation and floods).

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIGLAS	
<u>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO</u>	19
<u>CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</u>	23
<u>CAPÍTULO 3 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</u>	33
3.1 – Lei da radiação de Planck	33
3.2 – Temperatura de brilho	37
3.3 – Equação de Transferência Radiativa (ETR)	38
<u>CAPÍTULO 4 – CARACTERÍSTICAS DOS SENSORES ORBITAIS</u> <u>UTILIZADOS</u>	47
4.1 – Sensor SSM/I	47
4.1.2 – Características dos canais espectrais do SSM/I	48
4.1.2.1 – Canal em 19 GHz	48
4.1.2.2 – Canal em 22 GHz	49
4.1.2.3 – Canal em 37 GHz	49
4.1.2.4 – Canal em 85 GHz	49
4.2 – Sistema TOVS.....	50

<u>CAPÍTULO 5 – DADOS E METODOLOGIA</u>	53
5.1 – Dados.....	53
5.2 – Metodologia	55
5.2.1 – Solução da Equação de Transferência Radiativa (ETR).....	55
5.2.2 – Aplicação do método	57
5.2.3 – Método Kriging	61
5.2.4. – Modelo ATM.....	61
5.2.5 – ITPP-5.0.....	61
<u>CAPÍTULO 6 – RESULTADOS</u>	63
6.1 – Campos de temperatura	63
6.2 – Campos de emissividade.....	70
6.3 – Campos da diferença de polarização	76
<u>CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES</u>	83
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	87
APÊNDICE A – SIMULAÇÕES DO MODELO ATM.....	93
APÊNDICE B – EMISSIVIDADE DO OCEANO	101

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Comparação entre as radiâncias calculadas utilizando a lei de Planck e a lei de Rayleigh-Jeans, para um corpo à temperatura de 300 K.....	36
3.2 - Contribuições para a temperatura de brilho no topo de uma atmosfera não dispersiva.....	44
5.1 - Imagem SSM/I (Sat-F14) correspondente a 29 de julho de 1997 (22:43:53, Lat: -21.00 Long: 305.40), em 85 GHz (Polarização Horizontal).....	54
5.2 - Campos de temperatura da superfície obtidos a partir do HIRS/TOVS, utilizando o ITPP5.12.....	54
5.3 - Esquema utilizado para a estimativa da emissividade da superfície continental.....	58
6.1 - Temperatura da Superfície (K) para o horário matutino (julho).....	64
6.2 - Temperatura da Superfície (K) para o horário vespertino (julho).....	65
6.3 - Temperatura da Superfície (K) para o horário noturno (julho).....	65
6.4 - Temperatura da Superfície (K) para o horário matutino (dezembro).....	66
6.5 - Temperatura da Superfície (K) para o horário vespertino (dezembro).....	67
6.6 - Temperatura da Superfície (K) para o horário noturno (dezembro).....	67
6.7 - Temperatura de Brilho para a frequência de 85 GHz-Ph (julho).....	69
6.8 - Temperatura de Brilho para a frequência de 19 GHz-Ph (julho).....	69
6.9 - Emissividade para a frequência de 85 GHz-Pv (julho).....	70
6.10 - Emissividade para a frequência de 85 GHz-Ph (julho).....	71
6.11 - Emissividade para a frequência de 19 GHz-Pv (julho).....	72
6.12 - Emissividade para a frequência de 19 GHz-Ph (julho).....	72
6.13 - Emissividade para a frequência de 85 GHz-Pv (dezembro).....	73
6.14 - Emissividade para a frequência de 85 GHz-Ph (dezembro).....	74
6.15 - Emissividade para a frequência de 19 GHz-Pv (dezembro).....	74

6.16 - Emissividade para a frequência de 19 GHz-Ph (dezembro).....	75
6.17 - Diferença de Emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$) para a frequência de 85 GHz (julho).....	77
6.18 - Diferença de Emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$) para a frequência de 19 GHz (julho).....	77
6.19 - Diferença de Emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$) para a frequência de 85 GHz (dezembro)	78
6.20 - Diferença de Emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$) para a frequência de 19 GHz (dezembro)	78
6.21 - Índice de Área Foliar calculado a partir de nove anos de dados de NDVI (1982 a 1990), para janeiro (a) e julho (b).....	80
6.22 - Topografia da América do Sul (metros).....	81

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 - Canais, Frequências e Resolução do SSM/I.....	48
4.2 - Principais Características do Sensor HIRS-2.....	51
4.3 - Principais Características do Sensor SSU.....	52
4.4 - Principais Características do Sensor MSU.....	52
4.5 - Especificações Gerais do Sistema TOVS	52

LISTA DE SIGLAS

AMSU	Advance Microwave Sounding Unit
ATM	Atmospheric Transmission at Millimetric and submillimetric wavelengths
ATOVS	Advanced TIROS Operacional Vertical Sounder
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CIMSS	Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
DSA	Divisão de Satélite Ambiental
EROS	Earth Resources Observation Systems
ETR	Equação de Transferência Radiativa
EUA	Estados Unidos da América
GHRC	Global Hydrology Resource Center
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
HIRS	High-resolution Infrared Radiation Sounder
HSB	Humidity Sounding Brazilian
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ITPP	International TOVS Processing Package
LAI	Leaf Area Index
METEOSAT	Meteorological Satellite
MSU	Microwave Sounding Unit
MVI	Microwave Vegetation Index
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
Nimbus	NASA Research and Development Satellite
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMM	Organização Meteorológica Mundial

POES	Polar Orbiting Environmental Satellites
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave/ Imager
SSU	Stratospheric Sounding Unit
TIROS	Television and Infrared Observation Satellite
TOVS	TIROS Operacional Vertical Sounder
VISSR	Visible and Infrared Spin Scan Radiometer

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

As observações ambientais remotas vêm sendo realizadas por plataformas orbitais desde 1960, quando foi lançado o satélite “Television and Infrared Observation Satellite-1” (TIROS-1). Os primeiros satélites meteorológicos dispunham de imagens nos canais espectrais do visível e infravermelho termal, que eram basicamente utilizados para monitorar nuvens. Progressivamente, os meteorologistas observaram que diversas características presentes nas imagens de satélite poderiam ser usadas para inferir parâmetros meteorológicos. Isto inaugurou uma bem sucedida era de satélites ambientais, caracterizada pela evolução tecnológica e diversificação de propósitos, culminando no aparecimento de um grande número de missões e de lançamentos.

Os programas de desenvolvimento de satélites ambientais operacionais, com propósito de fornecer, rotineiramente, observações e serviços segundo um padrão consistente durante longo período, foram surgindo e se consagrando ao longo do tempo, haja vista as necessidades da Meteorologia operacional mundial. Dentre eles, destacam-se: as missões dos satélites geoestacionários GOES e Meteosat e as missões “Polar Orbiting Environmental Satellites” (POES), constituídas basicamente pelos satélites de órbita polar da série TIROS-N/NOAA, incluindo-se o satélite Meteor (programa operacional russo) e o “Defense Meteorological Satellite Program” (DMSP). No entanto, os satélites experimentais também são importantes para a Meteorologia operacional, por serem plataformas de observações ambientais cujos propósitos são testar novos instrumentos e/ou aperfeiçoar sensores em operação. Além disso, permitem a aquisição de um conjunto de dados para pesquisa e/ou fornecem informações para uso operacional.

O programa de satélites de tecnologia Nimbus (NASA Research and Development Satellite), desenvolvido pela “National Aeronautics and Space Administration” (NASA), foi um excelente exemplo de iniciativa experimental bem sucedida. Dos oito satélites construídos, sete foram colocados em órbita polar heliosíncrona no período de 1964 a 1978. Os testes de instrumentos mais avançados, posteriormente colocados a bordo de plataformas orbitais operacionais, foi um dentre os muitos objetivos alcançados por esse programa. Inclui-se nesta categoria o “High-resolution Infrared Radiation Sounder” (HIRS), que opera a bordo dos satélites da série TIROS-N/NOAA desde 1978. Assim sendo, o uso de informações obtidas através de sensores que operam na faixa espectral do infravermelho termal a bordo de satélites, que atualmente são responsáveis pela inferência de parâmetros atmosféricos e de superfície, foram validados e consolidados a bordo dos satélites de tecnologia Nimbus. Dentre os diferentes parâmetros de superfície fornecidos por sensores no infravermelho termal, pode-se destacar as estimativas de temperatura e de emissividade da superfície terrestre.

Quanto às estimativas de emissividade da superfície terrestre, vários estudos têm sido realizados utilizando dados de sensores no infravermelho termal. Tais estudos têm como objetivo a utilização dessas estimativas para caracterização de parâmetros de superfície, bem como sua utilização como dado de entrada em métodos de correção atmosférica e em códigos de transferência radiativa. Além disso, a emissividade é um importante parâmetro no contexto da modelagem climática, devido à necessidade de se obter informações precisas sobre as características da superfície terrestre.

Com o advento dos sensores em microondas, associado principalmente às inferências de perfis verticais de temperatura e de umidade da atmosfera, iniciou-se uma nova fase de estudos com o objetivo de monitorar continuamente a superfície terrestre. A viabilidade de se estimar, com precisão, a emissividade da superfície continental em microondas, oferece inúmeras possibilidades para sua utilização na inferência de parâmetros atmosféricos e de nuvens, e no monitoramento da superfície terrestre. Assim sendo, é importante determinar a emissividade da superfície terrestre utilizando medidas de

satélites em microondas. Se a contribuição da superfície para a radiância, em microondas, for determinada com boa precisão, a estimativa de precipitação e de água líquida das nuvens, obtida somente sobre o oceano, pode ser estendida para áreas continentais.

Diversos estudos têm destacado a importância da emissividade da superfície terrestre, tanto para calibrar os sensores que estão a bordo das atuais plataformas espaciais, como para auxiliar no desenvolvimento de novos sensores a serem lançados no futuro. Desta forma, dar-se-á continuidade as séries de satélites operacionais, que constituem o sistema global de observação da Terra da Organização Meteorológica Mundial (OMM). Outrossim, ressalta-se a participação do Brasil, para o próximo milênio, como colaborador no monitoramento de um sistema sondador de umidade, o “Humidity Sounding Brazilian” (HSB), a ser lançado por volta do ano 2000. Neste contexto, o Brasil será responsável pelo gerenciamento e monitoramento dos sensores que comporão este sondador de umidade.

Além disso, outros trabalhos têm sido realizados com o intuito de melhor entender os mecanismos responsáveis pela emissão do solo e da vegetação em microondas, a partir de análises teóricas e experimentos de campo de pequena escala. Alguns experimentos de pequena escala mostraram que as emissividades das superfícies continentais são sensíveis às propriedades do solo e da vegetação. Para estudos de grande escala, pode-se esperar que estimativas diretas da emissividade da superfície terrestre fornecem informações úteis sobre as superfícies continentais, apesar da baixa resolução espacial das observações dos sensores orbitais em microondas. Portanto, as emissividades podem ser usadas para monitorar variações nas propriedades da superfície e da vegetação em escalas regional e global.

Considerando a importância da estimativa de emissividade da superfície continental, o avanço tecnológico do Brasil na área de Meteorologia por Satélites e a consequente utilização de modelos de transferência radiativa em microondas, é objetivo deste trabalho estimar a **emissividade da superfície continental**, para todo o território brasileiro, a partir de dados de satélite em microondas dos meses de julho e dezembro de 1997. Para tal, utiliza-se uma solução da Equação de Transferência Radiativa (ETR), dados dos sensores SSM/I a bordo do satélite **F14/DMSP** e dados remotos obtidos pelo sistema TOVS a bordo dos satélites da série **TIROS-N/NOAA**. Além disso, a partir dos dados de emissividade da superfície continental, nas polarizações vertical e horizontal, avalia-se o padrão de **rugosidade do território brasileiro** pela diferença entre os campos de emissividade de polarização vertical e horizontal.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A temperatura da superfície continental é um importante parâmetro para o mapeamento e monitoramento do meio ambiente. Em mesoescala, o aquecimento diferenciado da superfície gera uma distribuição heterogênea de temperatura, que leva a um sistema de ventos locais. O seu monitoramento vem sendo muito utilizado nas estimativas remotas de evapotranspiração e do estado hídrico da cobertura vegetal. Além disso, é importante para a determinação da emissividade de superfícies mediante o uso de sensores orbitais no infravermelho e no microondas, a qual pode ser utilizada para caracterização de propriedades da superfície e de áreas inundadas. A temperatura da superfície terrestre é extremamente difícil de ser medida; portanto, tentativas de estimá-la a partir de dados remotos tornam-se cada vez mais necessárias, em particular quando se deseja estudar grandes áreas oceânicas e continentais.

As radiâncias emitidas por uma superfície qualquer depende de sua temperatura e emissividade. As medidas remotas de temperatura da superfície no infravermelho termal têm requerido a correção de efeitos da atmosfera, principalmente associados aos processos de absorção do vapor d'água e da emissividade da superfície. Devido à emissividade, há diferenças nas medidas remotas da temperatura da superfície oceânica e continental. Isto porque a superfície oceânica pode ser considerada aproximadamente como um corpo negro emissor e, sobre as superfícies continentais, a emissividade, além de não ser uniformemente distribuída, também é diferente da unidade.

Para a estimativa da temperatura da superfície terrestre são utilizados sensores orbitais que operam no espectro do infravermelho termal (IV - janela atmosférica). Para tal, encontram-se disponíveis imagens do canal IV termal do satélite Meteosat-6, imagens dos canais 4 e 5 do satélite GOES-8 e dos satélites NOAA-12, 14 e 15. Dependendo do número de canais disponíveis no sistema orbital utilizados para estimativas de

temperatura de superfícies continentais, as técnicas são denominadas de “mono-window” ou “split-window”. A técnica “mono-window” utiliza a radiância medida por satélites num único canal de janela atmosférica (10,5 - 12,5 μm). Por sua vez, a técnica “split-window” (método multicanal) utiliza medidas obtidas em dois canais adjacentes da janela atmosférica no espectro do infravermelho termal (canais centrados em 10,5 e 11,5 μm).

Vários autores têm aplicado a técnica “mono-window” para determinar a temperatura de superfícies (vegetada e do mar), a partir de dados dos sistemas Meteosat e AVHRR/NOAA. Entre os que se utilizam da técnica “mono-window”, cita-se Schmetz (1986). Por outro lado, a técnica mais utilizada para estimativas de temperaturas da superfície é a “split-window”. Dentre os diversos autores que desenvolveram e utilizaram esta técnica, citam-se McMillin (1975), Becker e Li (1990), Sobrino e Caselles (1991), Sobrino et al. (1991), Coll et al. (1994).

O método apresentado por Schmetz (1986) foi aplicado aos satélites da série Meteosat. Este método baseou-se na Equação de Transferência Radiativa e utilizou o código LOWTRAN-7 para calcular a correção atmosférica devido aos efeitos da absorção por linha e no “continuum” do vapor d’água. No cálculo da correção atmosférica foram utilizados dados experimentais de sondagens verticais de temperatura e de umidade da atmosfera. Este método apresentou excelentes resultados e, atualmente, encontra-se implementado e em operação no Centro de Serviços Meteorológicos da França em Lanion.

Como mencionado acima, a técnica mais utilizada para estimativas de temperaturas da superfície do mar e do continente é a “split-window”. McMillin (1975), trabalhando com o satélite NOAA-7, introduziu a idéia de correção atmosférica partindo do princípio que o pixel pode ser visto por dois ângulos diferentes.

Neste contexto, Becker e Li (1990) mostraram que boas estimativas de temperatura da superfície (desvios de 0,3 K) podem ser feitas utilizando-se a técnica “split-window”, se a emissividade da superfície em dois canais adjacentes (centrados em 10,5 e 11,5 μm) for conhecida com boa precisão (desvios de 0,025). Utilizando os coeficientes encontrados por Becker e Li (1990) e dados do sistema AVHRR do satélite NOAA-9, Sobrino e Caselles (1991) estimaram as temperaturas de superfícies cultivadas uniformes. Para tal, utilizaram dados de emissividade medidos em laboratório para diversos tipos de plantas. As devidas correções atmosféricas para avaliação das diferenças de temperatura e emissividade entre culturas e solos foram efetuadas. As menores temperaturas radiométricas (canais 4 e 5) foram encontradas para as culturas.

Sobrino et al. (1991) desenvolveram um modelo multiespectral, utilizando dados do sensor AVHRR/NOAA-11, para determinar a temperatura de superfícies continentais. Os autores utilizaram a reflexão da radiação infravermelha termal emitida pela atmosfera na direção da superfície (reflexão de radiação atmosférica) e informações sobre a emissividade da superfície (valores entre 0,94 e 0,99) para o canal 4. A correção do vapor d'água foi feita utilizando-se o código LOWTRAN-7 (Kneizys et al., 1988). Os resultados mostraram que uma variação de 0,005 na diferença das emissividades proporciona um erro de aproximadamente 0,4 K na temperatura da superfície continental.

Para superfícies vegetadas, Coll et al. (1994) definiram uma equação para estimar a temperatura de superfície com faixas espectrais separadas. A equação depende das temperaturas radiométricas dos canais 4 e 5 do sistema AVHRR do satélite NOAA-9 e de dois coeficientes que são funções da transmitância atmosférica e do efeito da emissividade da superfície nos mesmos canais. Utilizando o código de transferência radiativa LOWTRAN-7 e os perfis de temperatura e de umidade, obtidos para uma atmosfera seca e limpa, observaram que as transmitâncias dos canais 4 e 5 foram aproximadamente iguais e as diferenças das emissividades da superfície podem ser estimadas a partir das diferenças das temperaturas dos respectivos canais. Observaram

também que o efeito da emissividade decresce com o aumento da umidade atmosférica, devido à influência da radiação emitida pela atmosfera na direção da superfície.

A emissividade é um importante parâmetro para caracterizar a superfície da Terra e para utilização em métodos de correção atmosférica. Por essa razão, o mapeamento da emissividade a partir de dados de satélites é uma questão a ser resolvida. Atualmente, vários métodos têm sido desenvolvidos para estimar a emissividade da superfície continental a partir de sensores que operam na faixa espectral do infravermelho termal. Neste contexto, Valor e Caselles (1996) propuseram um modelo teórico para estimar a emissividade da superfície continental, na faixa do infravermelho (10,5 - 12,5 μm), relacionando valores de emissividade encontrados na literatura com dados de “Normalized Difference Vegetation Index” (NDVI), obtidos a partir dos sensores “Advanced Very High Resolution Radiometer” (AVHRR) a bordo dos satélites da série TIROS-N/NOAA. O NDVI é definido como a razão entre a diferença da radiação refletida no visível e no infravermelho solar e a sua soma, sendo utilizado para o mapeamento e monitoramento da cobertura vegetal.

Para verificar a validade do modelo, Valor e Caselles (1996) estimaram a emissividade da superfície continental em regiões com diferentes graus de rugosidade e diferentes condições atmosféricas, encontrando desvios de 0,6% nas estimativas. Seus resultados explicam o comportamento experimental observado por Van de Griend e Owe (1993), que mostraram a alta correlação (coeficiente de correlação de 0,94) existente entre as emissividades, estimadas experimentalmente no infravermelho solar, e os dados de NDVI, obtidos a partir do AVHRR/NOAA. Porém, estudos dessa natureza têm sido limitados em outras regiões do espectro eletromagnético, tornando-se interessante verificar o comportamento da emissividade em outra faixa espectral, como a de microondas. A região espectral de microondas encontra-se entre 10^9 Hz e 10^{12} Hz, correspondendo a comprimentos de onda de 30 cm a 0,3mm, respectivamente.

Observações globais a partir de satélites, em microondas, estão disponíveis desde os últimos 20 anos; entretanto, estudos das superfícies continentais têm sido limitados. Isto deve-se à baixa resolução espacial das medidas em microondas, se comparadas com a variabilidade espacial da superfície da Terra, e às complexas interações entre a cobertura de nuvens e a superfície subjacente. Por outro lado, o campo de visada das medidas de satélites, em microondas, compatibiliza-se melhor com as dimensões associadas às variações oceânicas e atmosféricas. Assim sendo, grande parte dos esforços tem se concentrado em estudos atmosféricos sobre o oceano ou sobre o próprio oceano.

A superfície do oceano constitui-se na maior fonte de radiação observada pelo radiômetro de microondas a bordo de satélites, cuja intensidade depende da temperatura e da emissividade da superfície do oceano (Lin e Rossow, 1994). Em função da polarização de uma onda eletromagnética (plano de vibração constante), as radiâncias observadas por sensores a bordo de satélites apresentam diferenças entre as temperaturas de brilho polarizadas vertical e horizontalmente. A intensidade da radiação polarizada depende da emissividade da superfície, estando a alta refletividade associada à baixa emissividade. As superfícies que refletem maior quantidade de radiação de forma especular, como por exemplo a água, apresentam baixas emissividades, enquanto que os refletores difusos (predominância de reflexão difusa), como o solo e a vegetação, apresentam altos valores de emissividade. Como a superfície do oceano apresenta baixa emissividade (em torno de 0,5), parâmetros atmosféricos tais como a nebulosidade e a quantidade de água líquida nas nuvens, aparecem com bom contraste. Assim, especificando-se as propriedades da superfície oceânica, a estimativa de parâmetros atmosféricos torna-se menos passível de erros. Todavia, sobre superfícies continentais, a estimativa de parâmetros atmosféricos torna-se mais difícil, face a alta variabilidade da emissividade da superfície; portanto, poucos estudos têm sido realizados com este propósito.

Poe et al. (1973) observaram a dependência entre a frequência da radiação emitida em microondas e a emissividade de alvos; sendo esta dependência função das propriedades de absorção e do espalhamento do meio considerado. Eles classificaram os alvos, de acordo com a composição, em substâncias absorvedoras e espalhadoras. As substâncias absorvedoras (solo seco e úmido, mares, oceanos, etc.) aumentam sua emissividade, enquanto as substâncias espalhadoras (neve, gelo antigo, areia seca, etc.) diminuem sua emissividade com o aumento da frequência.

Num outro estudo, Wang e Schmugge (1980) analisaram a dependência entre a emissividade da superfície continental e o conteúdo de umidade do solo, a partir de estudos sistemáticos, considerando diferentes frequências em microondas e diversas amostras de solos com diferentes classes de textura. Como resultado, destacaram duas características distintas: a constante dielétrica para todas as amostras de solo aumentou lentamente com o aumento na quantidade de umidade no solo, devido ao grande contraste entre a constante dielétrica da água (~80) e a do solo seco (~3); e, o teor de umidade variou com o tipo de textura do solo, sendo menor para solo arenoso do que para solos com grande quantidade de argila.

A teoria básica dos estudos sobre a umidade do solo, a partir de dados remotos na faixa de microondas, considera a forte dependência entre as propriedades dielétricas do solo e o seu conteúdo de umidade. Segundo Schmugge et al. (1986), variações na constante dielétrica do solo, com base no teor de umidade, implicam em uma alteração da ordem de 30% na emissividade da superfície, isto é, de 0,95 para solos secos para valores iguais ou inferiores a 0,6 para solos úmidos. Outros fatores, tais como a rugosidade do solo e a vegetação, também contribuem para a variabilidade na emitância da superfície (Choudhury et al., 1979; Schmugge et al., 1980).

Por outro lado, grande esforço tem sido direcionado no sentido de melhor entender os mecanismos responsáveis pela emissão do solo e da vegetação na faixa de microondas, a partir de análises teóricas e experimentos de campo de pequena escala. A maior parte

dos estudos enfocam o uso de índices simples, como o “Microwave Vegetation Index” (MVI), o qual baseia-se na diferença de polarização para o canal de 37GHz. Além disso, para cada mês, as diferenças temporais de polarização são ordenadas e o segundo menor valor é retido a fim de maximizar a resposta da vegetação e minimizar os efeitos de umidade do solo e da nebulosidade (Prigent et al., 1997). O índice MVI tem sido largamente utilizado para monitorar a vegetação ou inundações, a partir de observações do radiômetro de multicanais que opera no espectro de microondas, o “Scanning Multichannel Microwave Radiometer” (SMMR), e do sensor “Special Sensor Microwave/Imager” (SSM/I), como por exemplo, por Choudhury et al. (1987), Choudhury e Tucker (1987), Choudhury (1988 e 1989), Justice et al. (1989), Tucker (1992), entre outros.

Choudhury et al. (1987) mostraram que a variação temporal da diferença entre as temperaturas de brilho vertical e horizontalmente polarizadas (ΔT), corresponde ao ciclo fenológico da vegetação e relaciona-se com valores mensais de NDVI. O estudo foi realizado para as regiões do norte da África e para as grandes planícies do sul dos Estados Unidos da América. Os dados utilizados foram obtidos pelos sensores AVHRR/NOAA-7 e SMMR/Nimbus-7 para o canal em 37GHz.

Utilizando a mesma fonte de dados de Choudhury et al. (1987), Choudhury e Tucker (1987) mostraram a correlação entre os valores mensais de ΔT e a variação da concentração atmosférica de CO₂ observada em Mauna Loa (20° N, 156° W). Por sua vez, verificaram que os dados do SMMR/Nimbus-7 e do AVHRR/NOAA-7 fornecem informações complementares para o monitoramento global da vegetação. Portanto, os dados do canal em 37 GHz poderiam ser utilizados para avaliar as alterações da vegetação (densidade de biomassa) e para identificar áreas em estado de desertificação. Como a vegetação emite radiação não polarizada e atua como um meio absorvedor e espalhador da radiação polarizada emitida pelo solo, o principal fator na determinação da magnitude de ΔT é o espalhamento e a absorção de radiação em microondas pela vegetação. Assim, características tais como a rugosidade da superfície, a cobertura de

neve, rios e lagos podem ser observadas. Os valores de ΔT geralmente são superiores a 20K em regiões desérticas e inferiores a 5K sobre áreas densamente vegetadas. Para regiões cobertas com água, como os rios, mares e oceanos, os valores de ΔT excedem 40K. Particularmente em áreas esparsamente vegetadas, o efeito de rugosidade diminui a diferença de polarização (Choudhury, 1988 e 1989). Todavia, como ressaltado por Tucker (1989), Prince e Choudhury (1989), Justice et al. (1989) e Tucker (1992), os efeitos atmosféricos, em particular a cobertura de nuvens, podem ser responsáveis por um aumento de ΔT em 37GHz, gerando dúvidas na interpretação do MVI para caracterizar propriedades da superfície.

Jones e Vonder Haar (1990) estimaram a emissividade da superfície continental, a partir de dados do sensor SSM/I a bordo do satélite do DMSP, com o objetivo de verificar a contribuição da radiação emitida pela superfície (em microondas) nas estimativas do conteúdo de água líquida das nuvens. As análises limitaram-se a um estudo de caso no Colorado. Os elementos de imagem contaminados por nuvens foram eliminados a partir de observações simultâneas do sensor “Visible and Infrared Spin Scan Radiometer” (VISSR) a bordo do satélite GOES-6. Os resultados mostraram valores de emissividade da superfície continental variando desde 0,94 para o canal 2, horizontalmente polarizado (19,35H GHz), até 0,976 para o canal 1, verticalmente polarizado (19,35V GHz). O desvio padrão da emissividade da superfície mostrou que as emissividades estimadas pelo canal 2 apresentaram maior variabilidade que as do canal 1 ($0,88 < \epsilon_h < 0,92$ e $0,94 < \epsilon_v < 0,95$). Essa maior variabilidade do canal 2 foi associada aos efeitos de rugosidade da superfície. Outra característica observada nas estimativas foi a baixa emissividade da superfície, que está associada a dois principais fatores: um evento de precipitação (> 50 mm), que aumentou a umidade do solo, e a irrigação na região. Estes resultados estão consistentes com aqueles de Choudhury et al. (1979), os quais mostraram que os efeitos da rugosidade nas medidas de temperatura de brilho são maiores para solos úmidos, onde as diferenças de temperatura de brilho entre uma superfície plana e uma rugosa podem ser maiores que 50K.

Mais recentemente, [Prigent et al. \(1997\)](#) estimaram a emissividade da superfície continental, em microondas, para os meses de março, julho, outubro e dezembro de 1991, para as regiões da África, grande parte da Europa e oeste da Ásia. Para tal, utilizaram a solução da ETR e dados do sensor SSM/I que opera a bordo do satélite F10/DMSP. Além disso, com a finalidade de remover as contribuições da atmosfera (absorção e espalhamento) e da nebulosidade, utilizaram dados climatológicos de temperatura da superfície do “International Satellite Cloud Climatology Project” (ISCCP) e perfis de temperatura e umidade inferidos a partir do sistema “TIROS Operacional Vertical Sounder” (TOVS/TIROS-N). Inicialmente, a contribuição da nebulosidade foi eliminada com a ajuda de observações de satélite nos canais visível e infravermelho termal (dados do ISCCP). Posteriormente, a contribuição atmosférica para céu claro foi calculada a partir de estimativas de perfis verticais de temperatura e umidade, inferidos a partir do sistema TOVS. Finalmente, calcularam a emissividade da superfície utilizando a temperatura da superfície (surface skin temperature), derivada de observações no infravermelho termal (dados do ISCCP), e a temperatura de brilho obtida a partir do sensor SSM/I. Os desvios padrões das variações diárias das emissividades variaram em torno de 0,012 para todos os canais. Os maiores valores de desvio padrão, observados principalmente sobre o deserto, foram associados a prováveis erros na estimativa do conteúdo de vapor d’água obtido a partir dos sensores do sistema TOVS. O forte ciclo diurno observado nessa região (variação de 30K na temperatura em 3 horas), associado à utilização de um único perfil de temperatura e umidade do sistema TOVS, também contribuiu para que ocorressem maiores valores de desvio padrão. Considerando uma incerteza da ordem de 30% nas estimativas de água precipitável a partir de dados TOVS, as incertezas nas emissividades estimadas para os canais em 19 GHz e 37 GHz variaram, aproximadamente, de 0,001 (em altas latitudes) a 0,02 (em baixas latitudes), respectivamente. Para os canais de 22 GHz e 85 GHz, as incertezas nas estimativas das emissividades variaram de 0,005 a 0,1 em altas e baixas latitudes, respectivamente.

Para verificar quais parâmetros devem ser obtidos com melhor precisão, estudos de sensibilidade dos erros instrumentais de medidas das temperaturas de brilho e da

superfície, dos perfis de vapor d'água da atmosfera e do modelo de absorção atmosférica (H_2O e O_2) foram efetuados por Prigent et al. (1997). Os resultados indicaram que erros na temperatura de brilho apresentaram alterações na emissividade com valores médios de 0,006/K e 0,004/K para os pares de canais de 22 GHz e 85 GHz e de 19 GHz e 37 GHz, respectivamente. Para a temperatura da superfície, a sensibilidade da emissividade, às variações na latitude e estação do ano, não excedeu 0,06/K; entretanto, grande variação na temperatura diurna (numa mesma área, tal como no deserto) pode gerar erros na emissividade da ordem de 0,18. As emissividades em 22 GHz e 85 GHz apresentaram maior sensibilidade para erros no perfil de umidade e para o modelo de absorção atmosférica.

A partir de análises de correlação entre a emissividade em microondas e propriedades da superfície, Prigent et al. (1997) observaram a influência da vegetação, topografia, cobertura de neve e umidade do solo nas estimativas de emissividade da superfície continental. Essas análises indicam a possibilidade de se utilizar a emissividade para monitorar a fenologia da vegetação em escalas regional e global, podendo melhorar as informações sobre a distribuição espacial da vegetação, principalmente no que concerne à densidade de biomassa. O efeito da umidade do solo e das enchentes implicam em um decréscimo na emissividade em ambas polarizações e um aumento nas diferenças de polarização, devido às diferenças nas propriedades dielétricas da água, solo e vegetação. A neve seca, por ser uma substância espalhadora, diminui a emissividade da superfície. De maneira geral, a emissividade da superfície continental varia com a textura, composição e teor de umidade do solo. Entretanto, a região espectral de detecção, a geometria de visada e a temperatura absoluta da superfície são fatores que alteram a emissividade.

O conhecimento da emissividade em microondas é importante não apenas por ser um parâmetro fundamental para monitoramento contínuo da superfície continental a partir de dados remotos, mas também por ser um parâmetro físico importante dentre as propriedades específicas de um material.

CAPÍTULO 3

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A atmosfera terrestre é um sistema complexo que caracteriza-se por apresentar grande variabilidade espacial e possuir características físicas próprias (pressão, temperatura e partículas suspensas), que influenciam o processo de aquisição de dados remotos. Neste capítulo apresentam-se os princípios físicos e as formulações matemáticas, que envolvem as principais grandezas radiométricas, utilizadas na teoria de transferência radiativa.

3.1 - LEI DA RADIAÇÃO DE PLANCK

Considere uma cavidade limitada por uma parede, com vácuo, que recebe radiação eletromagnética e que a absorva completamente em qualquer comprimento de onda (λ). Se o sistema estiver isolado, a temperatura no interior poderá tornar-se constante quando atingir o equilíbrio termodinâmico com o campo da radiação (corpo negro de Elsasser). A intensidade do campo é a mesma em toda cavidade, independente da direção, e igual à intensidade de emissão em qualquer parte da parede (radiação isotrópica). De fato, se assim não o fosse, haveria aquecimento em certos setores da cavidade, contrariando a segunda lei da termodinâmica (equilíbrio termodinâmico).

Um corpo negro é definido como um emissor de radiação que, a uma certa temperatura, apresenta a máxima densidade espectral de radiação emitida. Logo, a radiação de um corpo negro é definida como a quantidade máxima de energia emitida por unidade de área e tempo numa certa temperatura (Liou, 1980).

Com base em estudos experimentais, muitas tentativas foram realizadas para compreender o comportamento do espectro de um corpo negro, sendo sintetizadas pela lei de Planck, isto é, um corpo negro, com temperatura absoluta T, irradia energia eletromagnética em todas as direções, com radiância espectral (B_λ ou B_ν) dada por (Ulaby et al., 1981):

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1 \right)}, \quad (3.1)$$

expressa em $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$, ou ainda,

$$B_\nu(T) = \frac{2h\nu^3}{c^2 \left(e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1 \right)}, \quad (3.2)$$

onde $B_\nu(T)$ é expressa em $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{Hz}^{-1}$, h é a constante de Planck ($6,6256 \times 10^{-34} \text{ J s}$); ν é a frequência (Hz); T é a temperatura absoluta (K); c é a velocidade da luz ($3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$) e, K é a constante de Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$).

A função exponencial e^x , onde $x \equiv \frac{hc}{k\lambda T}$ ou $x \equiv \frac{h\nu}{kT}$, pode ser desenvolvida em série de potência de Taylor tal que:

$$e^x = 1 + x + \frac{x^2}{2!} + \frac{x^3}{3!} + \dots \quad (3.3)$$

De acordo com a lei de Rayleigh-Jeans, para a região de microondas ($\lambda \geq 5 \times 10^{-3}$ m ou $\nu \geq 60$ GHz) a intensidade de radiação emitida pelo alvo é linearmente proporcional à temperatura da superfície. Considerando os valores das constantes h e K e utilizando um valor arbitrário para T , da ordem de 10^2 K, encontra-se um valor aproximado para x , tal que,

$$x \equiv \frac{h\nu}{kT} \approx 10^{-2}. \quad (3.4)$$

Como $x \ll 1$, a Equação (3.3) pode ser aproximada, de tal forma que $e^x \cong 1 + x$, desprezando-se os termos de ordem superior. Deste modo, a lei de Rayleigh-Jeans, a partir das Equações (3.1) e (3.2), é representada por:

$$B_\lambda(T) = \frac{2kcT(\lambda)}{\lambda^4} \quad (3.5)$$

ou

$$B_\nu(T) = \frac{2k\nu^2T(\nu)}{c^2}. \quad (3.6)$$

Observa-se que, para a região espectral de microondas (frequências de 1,0 a 300 GHz), as radiâncias calculadas pela equação da lei de Rayleigh-Jeans são consistentes com aquelas calculadas utilizando-se a equação que expressa a lei de radiação de Planck (Figura 3.1).

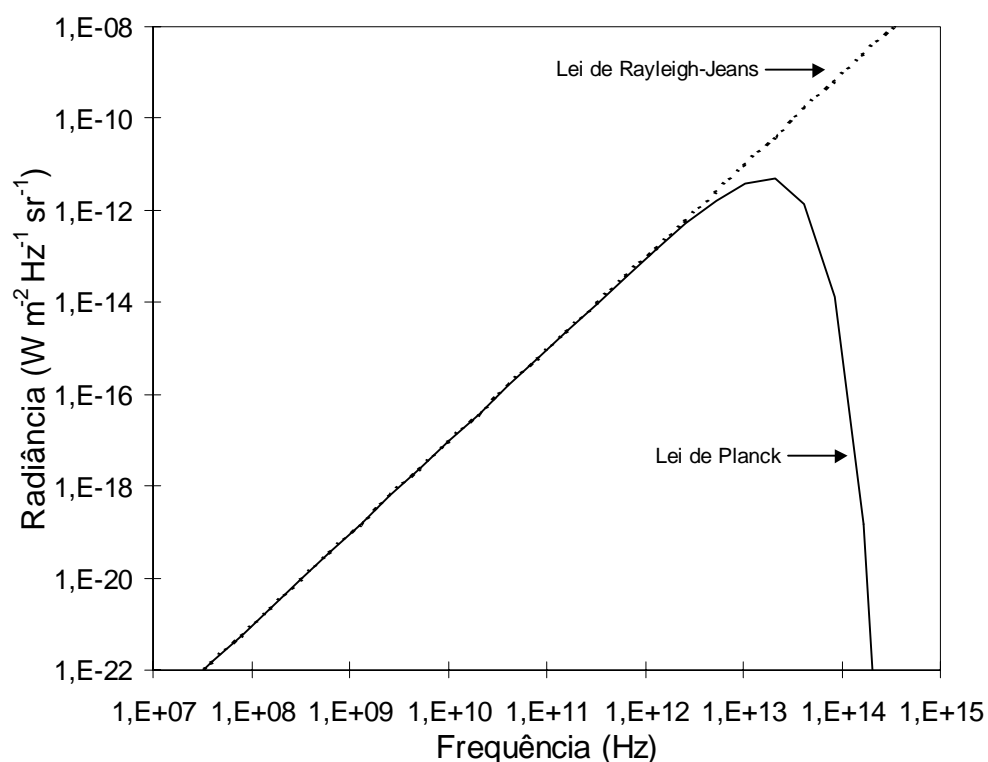


Fig. 3.1 - Comparação entre as radiâncias calculadas utilizando a lei de Planck e a lei de Rayleigh-Jeans, para um corpo à temperatura de 300 K.
FONTE: Adaptada de Ulaby et al. (1981, p. 198).

3.2 - TEMPERATURA DE BRILHO

A temperatura de brilho de um corpo real é definida como a temperatura do corpo negro numa certa frequência (ν). O termo emissividade (ϵ) permite relacionar a temperatura de brilho de um objeto, $T_b(\nu)$, com a sua temperatura, $T(\nu)$, ou seja,

$$T_b(\nu) = \epsilon_\nu T(\nu) \quad (\text{K}). \quad (3.7)$$

Assim, pode-se determinar a temperatura de brilho em microondas ($\lambda \geq 5 \times 10^{-3}$ m ou $\nu \geq 60$ GHz), correspondente a lei de radiação de Rayleigh-Jeans, isolando T das Equações (3.5) e (3.6):

$$T_b(\lambda) = \frac{\lambda^4 B_\lambda(T_b)}{2kc} \quad (3.8)$$

e

$$T_b(\nu) = \frac{c^2 B_\nu(T_b)}{2k\nu^2}. \quad (3.9)$$

3.3 - EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

A Equação de Transferência Radiativa (ETR) descreve os mecanismos de troca de energia que a radiação eletromagnética pode sofrer ao interagir com um meio de propagação. Os tipos de interações que a radiação eletromagnética sofre ao atravessar uma camada de espessura ds na atmosfera terrestre são: espalhamento simples e múltiplo, emissão e absorção (Liou, 1980).

Devido ao processo de absorção pelos diversos gases e partículas em suspensão, parte da energia eletromagnética é convertida em energia térmica. Assim, um feixe de radiação se propagando em um meio é atenuado pela sua interação com a matéria. Se a intensidade de radiação I_ν sofre uma variação dI_ν , após atravessar uma espessura ds na direção de propagação, então esta perda de intensidade pode ser expressa por:

$$\frac{dI_\nu}{ds} = -k_a(\nu)\rho I_\nu, \quad (3.10)$$

onde $k_a(\nu)$ (em $\text{m}^2 \text{Kg}^{-1}$) é o coeficiente de absorção de todos os gases e partículas em suspensão na direção de propagação, e ρ (em Kg m^{-3}) é a densidade do meio.

Da mesma forma, o espalhamento atmosférico provoca um decréscimo na intensidade da radiação representada por:

$$\frac{dI_\nu}{ds} = -k_s(\nu)\rho I_\nu, \quad (3.11)$$

onde $k_s(\nu)$ (em m^2Kg^{-1}) é o coeficiente de espalhamento das partículas na direção de propagação.

Por outro lado, a intensidade pode ser adicionada pelo espalhamento da radiação, sobre algumas partículas do meio, pelas contribuições de energia em várias direções. Este acréscimo de energia pode ser expresso por:

$$\frac{dI_\nu}{ds} = k_s(\nu)\rho J_\nu(\theta, \phi), \quad (3.12)$$

onde $J_\nu(\theta, \phi)$ (em $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{Hz}^{-1}$) é a função fonte de espalhamento.

Considerando equilíbrio termodinâmico, há outro importante processo em microondas que atua como fonte de energia, isto é, a contribuição da emissão térmica do meio, representada por:

$$\frac{dI_\nu}{ds} = k_a(\nu)\rho B_\nu(T). \quad (3.13)$$

A Equação de Transferência Radiativa pode ser definida como a somatória das contribuições das diferentes interações citadas anteriormente (Elachi, 1987), que são expressas pelas Equações (3.10), (3.11), (3.12) e (3.13). Portanto:

$$\frac{dI_\nu}{ds} = -k_a(\nu)\rho I_\nu - k_s(\nu)\rho I_\nu + k_s(\nu)\rho J_\nu(\theta, \phi) + k_a(\nu)\rho B_\nu(T), \quad (3.14)$$

ou

$$\frac{dI_v}{ds} = -I_v [k_a(\nu) + k_s(\nu)] \rho + k_s(\nu) \rho J_v(\theta, \phi) + k_a(\nu) \rho B_v(T). \quad (3.15)$$

Substituindo $k_a(\nu)$ na Equação (3.15) por $k(\nu) - k_s(\nu)$, onde $k(\nu) = k_a(\nu) + k_s(\nu)$ é o coeficiente de extinção, e dividindo todos os termos por $\rho k(\nu)$, obtém-se:

$$\frac{dI_v}{k(\nu)\rho ds} = -I_v + \frac{k_s(\nu)}{k(\nu)} J_v(\theta, \phi) + \left(1 - \frac{k_s(\nu)}{k(\nu)}\right) B_v(T), \quad (3.16)$$

que também pode ser escrita como:

$$-\frac{dI_v}{k(\nu)\rho ds} = I_v - \omega(\nu) J_v(\theta, \phi) - (1 - \omega(\nu)) B_v(T), \quad (3.17)$$

onde $\omega(\nu) = k_s(\nu)/k(\nu)$ é uma constante adimensional definida como o albedo de espalhamento simples.

Existem diversas soluções para a ETR, como, por exemplo, as apresentadas por Chandrasekhar (1969); Liou (1980) e Kummerow e Wienman (1988). De modo geral, todas elas utilizam condições de contorno simplificadas e artifícios do cálculo numérico.

Considere um meio não espalhante, onde haja um corpo negro e que o local esteja em equilíbrio termodinâmico. Um feixe de intensidade I_v ao atravessar um meio é submetido a um processo de absorção, enquanto que a emissão por parte da matéria ocorre simultaneamente. Portanto, a ETR pode ser escrita da seguinte forma:

$$-\frac{dI_v}{k(\nu)\rho ds} = I_v - B_v(T). \quad (3.18)$$

A Equação (3.18) é chamada Equação de Schwarzschild. O primeiro termo do lado direito indica a redução da intensidade radiante devido à absorção, enquanto o segundo termo representa o incremento da intensidade radiante devido à emissão do corpo negro pelo material. Para se obter uma solução para a Equação de Schwarzschild, define-se a espessura ótica monocromática do meio entre os pontos s e s_1 , da seguinte forma:

$$\tau_v(s_1, s) = \int_s^{s_1} k(v) \rho \, ds, \quad (3.19)$$

observando que

$$d\tau_v(s_1, s) = -k(v) \rho \, ds. \quad (3.20)$$

Assim, a Equação (3.18) pode ser escrita sob a forma:

$$\frac{dI_v(s)}{k(v)\rho \, ds} = -I_v(s) + B_v[T(s)] \quad (3.21)$$

Como a radiação eletromagnética é atenuada ao atravessar a atmosfera terrestre, deve-se multiplicar a Equação (3.21) pelo fator $\exp[-\tau_v(s_1, s)]$, que representa a transmitância atmosférica, e integrá-la desde a superfície (0) até o topo da atmosfera (s_1). Desta forma, obtém-se:

$$\int_0^{s_1} d[I_v(s) e^{-\tau_v(s_1, s)}] = \int_0^{s_1} B_v[T(s)] e^{-\tau_v(s_1, s)} k(v) \rho \, ds. \quad (3.22)$$

Consequentemente,

$$I_\nu(s_1) = I_\nu(0) e^{-\tau_\nu(s_1,0)} + \int_0^{s_1} B_\nu[T(s)] e^{-\tau_\nu(s_1,s)} k(\nu)\rho ds, \quad (3.23)$$

sendo $I_\nu(s_1)$ a radiância monocromática emergente no topo da atmosfera; $I_\nu(0)$ a contribuição da radiância monocromática da superfície; $B_\nu[T(s)]$ a radiância monocromática da atmosfera numa certa altitude e $\mathfrak{T}_\nu(s) = e^{-\tau_\nu(s)}$ a transmitância monocromática de cada camada atmosférica.

Na Equação (3.23), o primeiro termo do lado direito representa a atenuação da intensidade radiante devido à absorção atmosférica, desprezando-se o espalhamento atmosférico. Já o segundo termo representa a contribuição da emissão do meio entre a superfície (0) e o topo da atmosfera (s_1). Se a temperatura e o coeficiente de extinção ao longo da trajetória do feixe forem conhecidos, a Equação (3.23) pode ser integrada em função de ds para obtenção da intensidade radiante em s_1 .

Como a emissividade da superfície em microondas é sempre diferente de 1, há uma contribuição da radiância refletida pela superfície, de modo que a radiância emergente da superfície pode ser expressa por:

$$I_\nu(0) = \varepsilon_s(\nu)B_\nu[T(0)] + (1 - \varepsilon_s(\nu)) \int_{s_1}^0 B_\nu[T(s)] e^{-\tau_\nu(0,s)} k(\nu)\rho ds, \quad (3.24)$$

onde $\varepsilon_s(\nu)$ é a emissividade da superfície. Na Equação (3.24), o primeiro termo do lado direito representa a contribuição devido à emissão da superfície terrestre. O segundo é a contribuição da emissão de toda a atmosfera para a superfície terrestre que, por sua vez, é refletida pela superfície na mesma frequência e atenuada pela atmosfera na direção do sensor.

Substituindo a Equação (3.24) na Equação (3.23), tem-se:

$$I_\nu = \varepsilon_s(\nu) B_\nu [T(0)] e^{-\tau_\nu(0,s_1)} + (1 - \varepsilon_s(\nu)) e^{-\tau_\nu(0,s_1)} \int_{s_1}^0 B_\nu [T(s)] e^{-\tau_\nu(0,s)} k(\nu) \rho ds + \int_0^{s_1} B_\nu [T(s)] e^{-\tau_\nu(s,s_1)} k(\nu) \rho ds. \quad (3.25)$$

Considerando que o comprimento de onda em microondas seja $\lambda \geq 5 \times 10^{-3}$ m e aplicando-se a lei de Rayleigh-Jeans na Equação (3.9), tem-se:

$$I_\nu = \frac{2k\nu^2 T_b(\nu)}{c^2} \quad (3.26)$$

Substituindo as Equações (3.6) e (3.26) na Equação (3.25), a solução da ETR pode ser expressa em termos de temperatura de brilho. Assim, após manipulações matemáticas, obtém-se:

$$T_b(\nu) = \varepsilon_s(\nu) T(0) e^{-\tau_\nu(0,s_1)} + (1 - \varepsilon_s(\nu)) e^{-\tau_\nu(0,s_1)} \int_{s_1}^0 T(s) e^{-\tau_\nu(0,s)} k(\nu) \rho ds + \int_0^{s_1} T(s) e^{-\tau_\nu(s,s_1)} k(\nu) \rho ds. \quad (3.27)$$

A contribuição para a temperatura de brilho no topo da atmosfera, considerando cada termo à direita da Equação (3.27), pode ser ilustrada conforme a Figura 3.2.

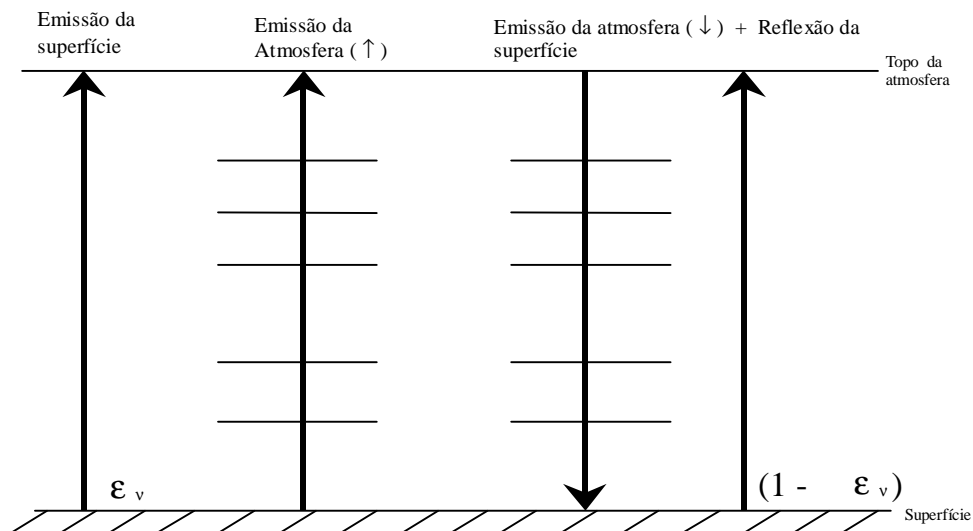


Fig. 3.2 - Contribuições para a temperatura de brilho no topo de uma atmosfera não dispersiva.
 FONTE: Liou (1980, p. 277).

No cálculo da temperatura de brilho, o primeiro termo à direita da Equação (3.27) é o mais significativo se comparado com os demais termos, pois a emissividade da superfície varia entre $0,4 < \epsilon_v < 1,0$. Essa variação depende de vários parâmetros, tais como, frequência, temperatura da superfície, tipo de solo, conteúdo de umidade do solo, vegetação, rugosidade e topografia da superfície, salinidade da superfície do mar e outros.

Outrossim, um sensor a bordo de um satélite não observa todos os pontos da superfície da Terra no nadir (na vertical), tornando-se necessário fazer uma correção quanto ao ângulo de visada (θ) do satélite. Assim sendo, torna-se possível determinar a

temperatura de brilho na posição em que se encontra um satélite (s_1), que observa a superfície segundo um ângulo de visada θ com a vertical, considerando a aproximação de planos-paralelo. Introduzindo o termo de correção ($ds = \sec\theta dz$) na Equação (3.27), obtém-se:

$$T_b(\nu, \theta) = \left[\varepsilon_s(\nu, \theta)T(0) + (1 - \varepsilon_s(\nu, \theta)) \int_{s_1}^0 T(z) e^{-\tau_\nu(0,z)\sec\theta} k(\nu, z) \rho \sec\theta dz \right] e^{-\tau_\nu(0,s_1)\sec\theta} + \int_0^{s_1} T(z) e^{-\tau_\nu(z,s_1)\sec\theta} k(\nu, z) \rho \sec\theta dz . \quad (3.28)$$

Nota-se que a Equação (3.28) é composta por dois termos. O primeiro termo corresponde à contribuição da radiação refletida pela superfície terrestre e à emissão da superfície à temperatura $T(0)$, ambos afetados pela opacidade da atmosfera. O segundo termo representa a radiação emitida pela atmosfera na direção do satélite, integrado na vertical (0 a s_1).

CAPÍTULO 4

CARACTERÍSTICAS DOS SENSORES ORBITAIS UTILIZADOS

4.1 - SENSOR SSM/I

O SSM/I é um sensor passivo em microondas a bordo dos satélites do DMSP. Os satélites do DMSP, dos Estados Unidos da América, operam em órbita heliossíncrona, quase polar e são de caráter operacional. Os satélites encontram-se a 833 Km de altitude, com um período orbital de aproximadamente 102 minutos, cruzando o Equador às 06:00 e 18:00 GMT em órbitas ascendentes e descendentes, respectivamente. A região espectral abrangida pelo SSM/I estende-se desde aproximadamente 300 MHz até 300 GHz (1m/1mm). Estes passaram a ser utilizados em pesquisas científicas no final da década passada quando suas imagens tornaram-se acessíveis aos usuários civis americanos.

O sensor SSM/I tem uma varredura cônica, que resulta num ângulo de imageamento constante de 53,1 graus com relação à superfície da Terra, e largura de varredura de aproximadamente 1400 Km. Este sensor mede a energia em microondas em 4 frequências (19, 22, 37 e 85 GHz), três das quais são duplamente polarizadas, exceto para o canal 22 GHz, que se restringe ao sinal verticalmente polarizado (Hollinger et al., 1987, 1990). A polarização vertical (Pv) refere-se à sensibilidade preferencial do canal para radiação de microondas verticalmente polarizada, enquanto a polarização horizontal (Ph) refere-se à sensibilidade preferencial do canal para radiação horizontalmente polarizada. A Tabela (4.1) sintetiza as informações básicas sobre os canais do SSM/I. Além disso, para cada dia de imagem existem 28 passagens do SSM/I (14 ascendentes e 14 descendentes) que juntas cobrem todo o globo. Sobre o Brasil há, em média, 2 passagens ascendentes e 2 descendentes por dia, o que totalizou 124 imagens para cada mês estudado.

TABELA 4.1 - CANAIS, FREQUÊNCIAS E RESOLUÇÃO DO SSM/I

Canal	Frequência (GHz)	Resolução (Km)
19 V	19,350	69x43
19 H	19,350	69x43
22 V	22,235	50x40
37 V	37,000	37x28
37 H	37,000	37x29
85 V	85,500	15x13
85 H	85,500	15x13

FONTE: Adaptada de Hollinger et al. (1987).

4.1.2 - CARACTERÍSTICAS DOS CANAIS ESPECTRAIS DO SSM/I

4.1.2.1 - CANAL EM 19 GHz

Conforme mostrado na Tabela (4.1), em termos de resolução espacial, a maior cena imageada pelo sensor SSM/I é obtida pelo canal em 19 GHz. Com esta resolução não é possível o imageamento de pequenas nuvens ou células individuais de precipitação. Por outro lado, os dados em 19 GHz são fundamentais para a estimativa da velocidade dos ventos sobre a superfície dos oceanos, bem como podem ser incorporados em modelos para estimativa do conteúdo de água das nuvens, precipitação e gelo nos oceanos. Além disso, a superfície continental e o gelo no mar em 19 GHz apresentam emissividade muito maior que a superfície dos oceanos. Este efeito produz nas imagens um contraste marcante entre os continentes, o gelo no mar e os oceanos.

4.1.2.2 - CANAL EM 22 GHz

O canal em 22 GHz está associado à região de absorção do vapor d'água. Este é o canal do SSM/I que contém apenas a polarização vertical. Devido a seu amplo campo de visada, os dados desse canal são processados para a obtenção de produtos (água líquida em nuvem) que necessitam de informações sobre o vapor de água sobre os oceanos.

4.1.2.3 - CANAL EM 37 GHz

Os dados em 37 GHz são usados para diversas aplicações, incluindo estimativas de água líquida em nuvem, de precipitação e do gelo no mar. As imagens são utilizadas para inferir importantes parâmetros atmosféricos. Por exemplo, sinais de brilho de cor branca em imagens no canal de 37 GHz sobre oceanos indicam nuvens com presença de água e possível precipitação.

4.1.2.4 - CANAL EM 85 GHz

Os dados em 85 GHz são os que apresentam a melhor resolução espacial do SSM/I; logo, são usados para uma variedade de aplicações, incluindo estimativas de precipitação, do conteúdo de água líquida das nuvens e do gelo no mar. Os outros canais do SSM/I estimam água líquida de nuvens e precipitação por meio da emissão; entretanto, a precipitação em 85 GHz é detectada não apenas por emissão, mas também por espalhamento das partículas de gelo. A emissão, devido à precipitação, gera temperaturas de brilho mais altas que aquelas do oceano, enquanto que o espalhamento pela precipitação produz temperaturas de brilho mais baixas. A vantagem do sinal de espalhamento consiste na possibilidade de detecção da precipitação convectiva no continente e no oceano.

4.2 - SISTEMA TOVS

O sistema de sondagens TOVS, que opera a bordo do satélite da série TIROS-N, é composto de três instrumentos independentes: um sondador de radiação no infravermelho com alta resolução - “High Resolution Infrared Radiation Sounder” (HIRS-2), uma unidade de sondagem estratosférica - “Stratospheric Sounding Unit” (SSU) e uma unidade de sondagem em microondas - “Microwave Sounding Unit” (MSU).

O HIRS-2 é um radiômetro de varredura com 20 canais espectrais (1 no visível e 19 no infravermelho) projetados para medir radiâncias atmosféricas para a inferência de perfis verticais de temperatura entre a superfície e 50 hPa, de umidade em três camadas atmosféricas e do conteúdo de ozônio numa coluna atmosférica. Os canais do infravermelho detectam a energia emitida pela superfície e pela atmosfera, enquanto que o canal visível detecta a energia refletida ou espalhada pelo sistema terra - atmosfera. O SSU é um radiômetro composto por três canais, modulados por pressão (1 hPa a 20 hPa), que mede as radiâncias emitidas pelo dióxido de carbono das camadas da alta atmosfera, e é usado na inferência de perfis verticais de temperatura em níveis estratosféricos (entre 25 e 50 Km). O MSU é um radiômetro de varredura projetado para medir radiâncias atmosféricas em 4 canais do espectro de microondas, com o propósito de inferir perfis verticais de temperatura na presença de nuvens (Smith et al. 1979). As Tabelas (4.2), (4.3) e (4.4) apresentam as principais características dos instrumentos HIRS-2, SSU e MSU, respectivamente.

Os satélites das séries TIROS-N são operados pela NOAA e realizam 4 coberturas diárias (uma a cada 6 horas), que podem ser obtidas com duas plataformas em altitudes apropriadas, uma na órbita da manhã/noite (designada a.m. ou matutina) e outra na órbita da tarde/madrugada (designada p.m. ou vespertina). A Tabela (4.5) apresenta as especificações gerais dos sensores do sistema TOVS.

TABELA 4.2 – PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DO SONDADOR HIRS-2

Canais	λ central (μm)	Principal absorvedor	Região de máxima contribuição (hPa)
1	15,00	CO ₂	30
2	14,70	CO ₂	60
3	14,50	CO ₂	100
4	14,20	CO ₂	400
5	14,00	CO ₂	600
6	13,70	CO ₂ /H ₂ O	800
7	13,40	CO ₂ /H ₂ O	900
8	11,10	Janela	Superfície
9	9,70	O ₂	25
10	8,30	H ₂ O	900
11	7,30	H ₂ O	700
12	6,70	H ₂ O	500
13	4,57	N ₂ O	1000
14	4,52	N ₂ O	950
15	4,46	CO ₂ /N ₂ O	700
16	4,40	CO ₂ /N ₂ O	400
17	2,24	C ₂ O	5
18	4,00	Janela	Superfície
19	3,70	Janela	Superfície
20	0,70	Janela	Nuvem

FONTE: Adaptada de Smith et al. (1979, p. 1179).

TABELA 4.3 – PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DO SONDADOR SSU

Canais	λ (cm ⁻¹)	Principal absorvedor	Região de máxima contribuição (hPa)
1	15,0	CO ₂	15,0
2	15,0	CO ₂	4,0
3	15,0	CO ₂	1,5

FONTE: Adaptada de Smith et al. (1979, p. 1179).

TABELA 4.4 – PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DO SONDADOR MSU

Canais	Frequências (GHz)	Principal absorvedor	Região de máxima contribuição (hPa)
1	50,31	Janela	Superfície
2	53,73	O ₂	700
3	54,96	O ₂	300
4	57,95	O ₂	90

FONTE: Adaptada de Smith et al. (1979, p. 1179).

TABELA 4.5 – ESPECIFICAÇÕES GERAIS DO SISTEMA TOVS

PARÂMETROS	HIRS -2	SSU	MSU
Ângulo máximo de varredura (grau)	49,5	40,0	47,4
Número de campos de visada por linha	56	8	11
Campo de visada angular (grau)	1,25	10,0	7,5
Resolução à superfície no nadir (Km)	17,4	147,3	109,3
Resolução à superfície no final da linha (Km)	58,5/29,9	244,0/186,1	323,1/178,8
Largura da varredura (Km)	1120	737	1174

FONTE: Adaptada de Werbowetzki (1981, p. 25-27).

CAPÍTULO 5

DADOS E METODOLOGIA

5.1 - DADOS

Neste trabalho utilizaram-se dados de temperaturas de brilho obtidas a partir do sensor SSM/I, que opera a bordo do satélite F14/DMSP, os quais foram cedidos pelo “Global Hydrology Resource Center” (GHRC) do “Global Hydrology and Climate Center” em Huntsville, Alabama (EUA). A Figura (5.1) ilustra uma passagem do satélite F14/DMSP sobre o território brasileiro no dia 29/07/97. Além disso, utilizaram-se dados de temperatura da superfície (surface skin temperature) obtidos a partir do sistema TOVS/TIROS-N. Os dados do sistema TOVS foram coletados pela antena da Divisão de Satélite Ambiental (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) em Cachoeira Paulista (São Paulo), abrangendo a região compreendida entre as latitudes 5°S e 40°S e longitudes 30°W e 80°W. A Figura (5.2) ilustra os campos de temperatura da superfície obtidos a partir das passagens dos satélites NOAA - 12 e NOAA - 14 nos dias 04/05/98 (22:47 Z) e 02/05/98 (05:14 Z), respectivamente. Os dados utilizados correspondem aos meses de julho e de dezembro de 1997 e a área estudada abrange todo o território brasileiro.

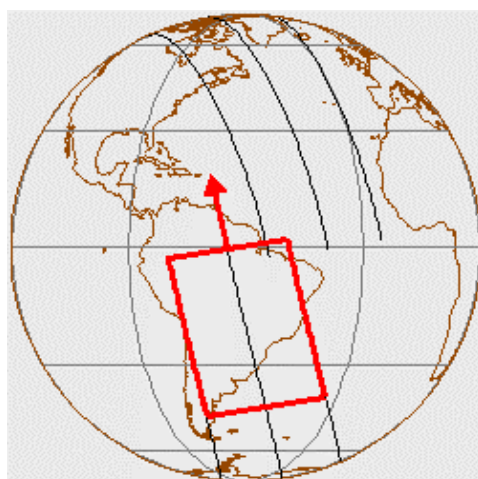


Fig. 5.1 - Imagem SSM/I (Sat - F14) correspondente a 29 de Julho de 1997 (22:43:53, Lat: -21.00 Lon: 305.40) em 85GHz (Polarização Horizontal).
 FONTE: DMSP (1997).

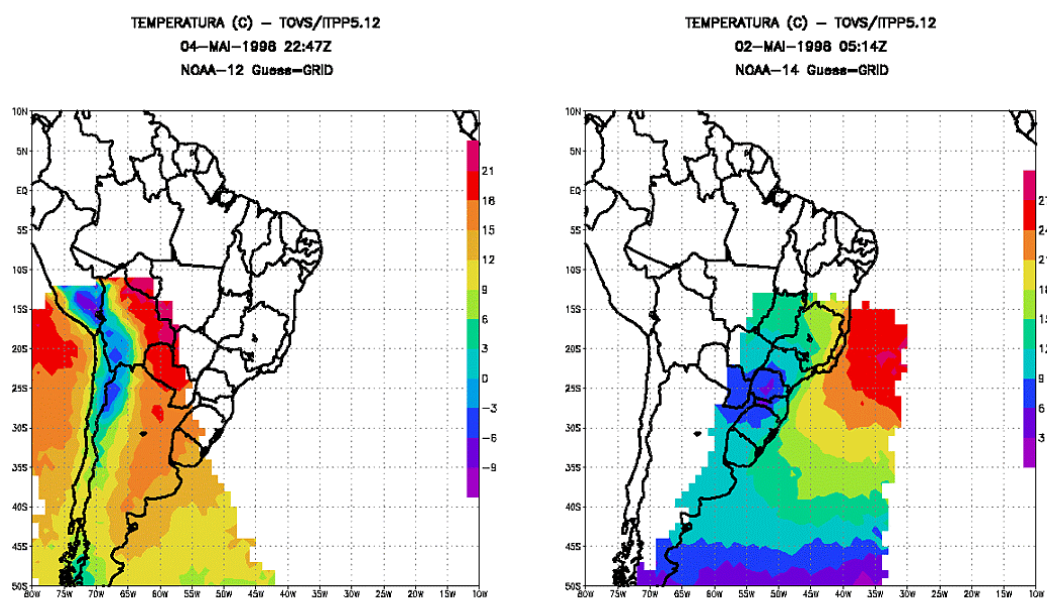


Fig. 5.2 - Campos de temperatura da superfície obtidos a partir do HIRS/TOVS, utilizando o ITPP5.12.
 FONTE: INPE (1998).

5.2 - METODOLOGIA

Nesta seção apresentam-se a solução da ETR e a metodologia adotada, acompanhados das discussões pertinentes, em particular, no que concerne a: (1) processamento das imagens dos satélites NOAA-12, NOAA-14 e F14/DMSP; (2) sobreposição dos dados obtidos das imagens SSM/I com dados TOVS; (3) cálculo da emissividade e da rugosidade da superfície. Além disso, uma breve discussão do método Kriging de interpolação, do modelo ATM e do ITPP-5.0 é apresentada.

Cabem as seguintes observações: (1) todos os programas desenvolvidos e adaptados encontram-se em linguagem FORTRAN; (2) as frequências utilizadas do sensor SSM/I são em 19 GHz e 85 GHz, nas resoluções espaciais de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ e $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, respectivamente. A escolha das resoluções espaciais da grade foi feita com base nas características da resolução de cada canal do SSM/I (Tabela 4.1).

5.2.1 – SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA (ETR)

Sobre uma superfície plana, a solução da ETR para uma atmosfera plano paralelo sem espalhamento, pode ser expressa em termos de temperatura de brilho para cada polarização ortogonal P (P pode representar a polarização horizontal, P_H , ou a polarização vertical, P_V). Assim, a partir da Equação (3.28) têm-se as seguintes equações:

$$TbP = T_s \epsilon_p e^{-\tau(0,s_1)\sec\theta} + T_{atm}^{\downarrow} (1 - \epsilon_p) e^{-\tau(0,s_1)\sec\theta} + T_{atm}^{\uparrow} \quad (5.1)$$

e

$$TbP_V - TbP_H = (T_S - T_{atm}^{\downarrow}) e^{-\tau(0,s_1)\sec\theta} (\varepsilon_{P_V} - \varepsilon_{P_H}), \quad (5.2)$$

onde

$$T_{atm}^{\downarrow} = \int_0^{s_1} T(z) \rho k(z) e^{-\tau(0,z)\sec\theta} dz \quad (5.3)$$

e

$$T_{atm}^{\uparrow} = \int_0^{s_1} T(z) \rho k(z) e^{-\tau(z,s_1)\sec\theta} dz, \quad (5.4)$$

sendo TbP a temperatura de brilho para a polarização P; T_S a temperatura da superfície (surface skin temperature); ε_P a emissividade da superfície para a polarização P; θ o ângulo de visada do satélite; ρ a densidade atmosférica; $k(z)$ o coeficiente de absorção atmosférica para uma dada altitude z ; $T(z)$ a temperatura atmosférica para a altitude z ;

e, $\tau(z_0, z_1) = \int_{z_0}^{z_1} \rho k(z) dz$ a opacidade atmosférica de z_0 a z_1 .

Isolando os termos que correspondem à emissividade da superfície nas Equações (5.1) e (5.2) obtém-se, respectivamente, as seguintes equações:

$$\varepsilon_P = \frac{TbP - T_{atm}^{\uparrow} - T_{atm}^{\downarrow} e^{-\tau(0,s_1)\sec\theta}}{e^{-\tau(0,s_1)\sec\theta} (T_S - T_{atm}^{\downarrow})} \quad (5.5)$$

e

$$\varepsilon_{P_V} - \varepsilon_{P_H} = \frac{Tb_{P_V} - Tb_{P_H}}{e^{-\tau(0,s_1)\sec\theta} (T_S - T_{atm\downarrow})}. \quad (5.6)$$

Neste trabalho utilizaram-se as Equações (5.5) e (5.6) para determinação da emissividade da superfície nas polarizações P e da rugosidade da superfície, respectivamente.

5.2.2 – APLICAÇÃO DO MÉTODO

A emissão da superfície terrestre, em microondas, é função de sua temperatura e de sua emissividade. Essa depende da composição da superfície (solo, vegetação, neve, teor de umidade do solo, etc.) e da geometria (rugosidade da superfície, tipo de vegetação, topografia, etc.). Desta forma, pode-se assumir que a variabilidade temporal da emissividade da superfície continental é pequena se comparada com a variabilidade atmosférica na escala de tempo de 1 mês, conforme ressaltado por Prigent et al. (1997).

Assim, assumindo estas considerações elaborou-se os campos médios mensais de emissividade da superfície continental do território brasileiro. O processamento dos dados dos satélites F14/DMSP e NOAA são descritos a seguir. A Figura 5.3 mostra o esquema das etapas seguidas para a estimativa da emissividade da superfície.

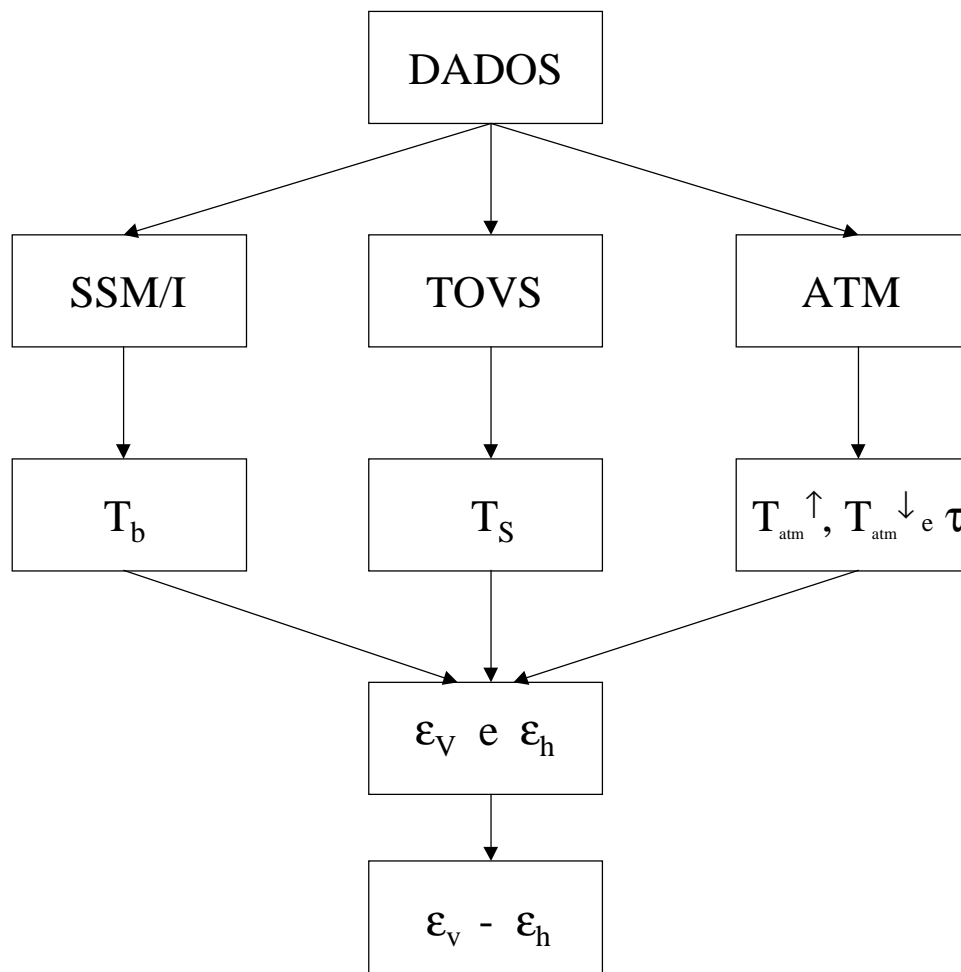


Fig. 5.3 – Esquema utilizado para a estimativa da emissividade da superfície continental.

Na primeira etapa, fez-se a leitura dos arquivos correspondentes às passagens do satélite F14/DMSP (SSM/I), a fim de selecionar as imagens compreendidas entre as latitudes 10°N e 40°S e longitudes 30°W e 75°W, ou seja, imagens sobre o Brasil. Para cada dia tem-se 28 passagens do F14/DMSP (14 ascendentes e 14 descendentes) que, juntas, cobrem todo o globo, o que totaliza 1736 passagens para julho e dezembro. Com o auxílio de um software, que acompanha o conjunto de dados do F14/DMSP, realizou-se a navegação das imagens para selecionar as passagens de interesse. Selecionadas as imagens, elaborou-se um programa para leitura dos arquivos de temperatura de brilho e transformação da projeção de satélite em ponto de grade. Uma vez executado este

programa, navegou-se linha e coluna de cada uma das passagens do SSM/I, criando arquivos com dados de latitude, longitude e temperatura de brilho nas resoluções espaciais correspondentes às frequências de 19 e 85 GHz.

Na segunda etapa, selecionou-se as sondagens TOVS de acordo com os horários das passagens do satélite F14/DMSP sobre o Brasil, ou seja, sondagens de passagens do NOAA-12 e NOAA-14 coincidentes com as do F14/DMSP. Utilizando o programa ITPP5.0 efetuou-se o processamento das sondagens TOVS, gerando arquivos de dados de temperatura da superfície para áreas de céu aberto (sem nuvens). Em seguida, elaborou-se um outro programa para leitura dos arquivos de temperatura da superfície e transformação dos dados de projeção imagem para pontos de grade, a partir de interpolação linear nas resoluções de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ e $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Todavia, em virtude da diferença de horário entre as passagens dos satélites NOAA-12, 14 e do F14/DMSP, fez-se necessário considerar os campos médios mensais de temperatura da superfície para os horários da manhã (matutino), da tarde (vespertino) e da noite (noturno). Os horários matutino, vespertino e noturno referem-se as 10h 30min, 17h e 21h 30min, respectivamente. Erros da ordem de 5°K nas estimativas de temperatura da superfície resultam em alterações inferiores a 2% nos valores de emissividade. Assim, a utilização de campos médios mensais de temperatura da superfície, para o cálculo de emissividade, pode ser considerada válida.

Utilizando o método Kriging de interpolação criaram-se os campos médios mensais de temperatura da superfície. Além disso, utilizou-se uma “máscara” para interpolar os dados de temperatura da superfície somente para os pontos de grade que se encontravam sobre o continente brasileiro. Desta forma, os possíveis erros associados a temperatura da superfície decorrentes da interpolação na fronteira continente-oceano são minimizados.

Na terceira etapa, efetuou-se simulações com o modelo ATM para obtenção dos parâmetros $T_{\text{atm}}^{\uparrow}$, $T_{\text{atm}}^{\downarrow}$ e τ . Utilizou-se o modo satélite de observação em 19 GHz e 85 GHz, considerando uma atmosfera tropical padrão para todo o território brasileiro. Os valores estimados pelo modelo ATM encontram-se no Apêndice A.

Na quarta etapa, iniciou-se o cálculo da emissividade da superfície a partir da Equação (5.5). Estimou-se as emissividades nas polarizações vertical e horizontal para cada passagem do satélite F14/DMSP. Como uma única imagem do SSM/I cobre apenas parte do território brasileiro (faixa de 20° de longitude aproximadamente), só foi possível efetuar os cálculos sobre as regiões onde haviam pontos de grade com valores de temperatura de brilho e de temperatura da superfície coincidentes. Deste modo, gerou-se arquivos de emissividade da superfície continental correspondentes às respectivas passagens do sensor SSM/I a bordo do F14/DMSP.

Para obter o campo médio mensal da emissividade da superfície para o território brasileiro, elaborou-se um programa que agrupou todos os arquivos de emissividade. O programa lê cada arquivo de emissividade filtrando os valores inferiores a 0,74, eliminando do campo médio mensal os pontos de grade com presença de nuvens e água. Ainda, para os pontos de grade onde haviam mais de um valor de emissividade efetuou-se uma média aritmética. Escolheu-se o limite de 0,74 com base nos resultados apresentados por Beer (1980). Seus resultados mostram valores de emissividade da superfície continental (Austrália) variando de 0,75 a 0,93, para diferentes tipos de solo (areia, granito, calcário).

Na última etapa, efetuou-se a subtração dos campos de emissividade na polarização horizontal dos campos na polarização vertical. Tal procedimento teve a finalidade de verificar o padrão de rugosidade da superfície, conforme descrito pela Equação (5.6).

5.2.3 – MÉTODO KRIGING

O método Kriging é uma técnica de interpolação que permite estimar um valor de $Z(x)$ (função arbitrária) num determinado ponto x_0 , atribuindo pesos às amostras com base numa média móvel ponderada. Esses pesos são calculados de forma a minimizar a variância estimada. A técnica de kriging assume que os dados de uma determinada população encontram-se correlacionados no espaço (Vieira et al., 1983). O programa de interpolação utilizado neste trabalho foi cedido pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE).

5.2.4 - MODELO ATM

O modelo “Atmospheric Transmission at Millimetric and submillimetric wavelengths” (ATM) foi desenvolvido para realizar simulações do efeito atmosférico (absorção/emissão), sobre a transmissão de ondas eletromagnéticas desde 1 até 1000 GHz de frequência. Este modelo, desenvolvido por Cernicharo em 1985 e aperfeiçoado por Pardo em 1996 (Pardo, 1996), permite calcular a opacidade atmosférica (espessura ótica), para cada frequência e para diferentes camadas, a partir de valores da temperatura, da pressão atmosférica e dos tipos de moléculas (H_2O , O_2 e gases minoritários). O programa pode utilizar diferentes padrões atmosféricos, tais como atmosfera tropical, subpolar e em latitudes médias, permitindo também introduzir informações sobre outros perfis atmosféricos (Pardo, 1996). Neste trabalho utilizou-se o modo satélite de observação para obter os valores de T_{atm}^{\uparrow} , T_{atm}^{\downarrow} e τ de uma atmosfera tropical padrão.

5.2.5 – ITPP-5.0

O ITPP5.0 é um “pacote” computacional que permite inferir perfis verticais de temperatura e de umidade da atmosfera, utilizando o processamento de observações dos

sensores HIRS-2 e MSU do sistema TOVS. Este pacote foi desenvolvido pela “Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies” (CIMSS) da Universidade de Wisconsin em Madison, nos Estados Unidos da América. Estas informações são transmitidas pelo satélite NOAA, multiplexadas com os dados dos sensores AVHRR, além de outros dados pertinentes à missão do satélite, como por exemplo, a temperatura da superfície. O arquivo que contém os dados do sistema TOVS é designado pelo modelo como `tovstipi.dat` (Planet, 1988). Os módulos utilizados no presente trabalho foram o `Preinw` e o `Ingtow`. O `Preinw` corresponde ao módulo de entrada onde ocorre o processamento do arquivo `tovstipi.dat`. O módulo `Ingtow` processa os arquivos `(.dat)`, criados pelo `Preinw`, transformando os valores digitais dos canais 1 a 19 do sensor HIRS-2 em temperaturas de brilho (T_b). Neste trabalho utilizou-se os dados do canal 8 do HIRS-2 (janela atmosférica). Ressalta-se que o ITPP-5.0 considera que a temperatura da superfície é igual a T_b , para condições de céu aberto.

CAPÍTULO 6

RESULTADOS

Inicialmente, apresentam-se os campos médios mensais de temperatura da superfície dos horários matutino, vespertino e noturno. Em seguida, apresentam-se dois campos de temperatura de brilho para uma passagem descendente do F14/DMSP. Posteriormente, mostram-se os campos médios mensais de emissividade em 19 GHz e 85 GHz, nas polarizações vertical e horizontal. Finalmente, mostram-se os campos médios mensais resultantes da diferença entre os valores de emissividade nas polarizações vertical e horizontal ($\epsilon_v - \epsilon_h$), considerando as correspondências entre esses campos e os padrões topográficos e parâmetros da vegetação. As médias mensais mencionadas acima referem-se aos meses de julho e dezembro de 1997.

6.1 – Campos de Temperatura

O território brasileiro estende-se desde 5°16' N até 33°45' S, limitado ao norte pelo Equador e ao sul pelo Trópico de Capricórnio. Devido a sua vasta extensão territorial, observa-se grande variabilidade nos campos de temperatura da superfície, com valores decrescendo à medida que se afasta do Equador. Isto se deve ao aumento do ângulo de inclinação de incidência dos raios solares.

O campo de temperatura da superfície, para o horário matutino de julho (Figura 6.1), apresenta um gradiente meridional e temperaturas mais elevadas sobre as regiões Norte e Nordeste (nos trópicos). As temperaturas elevadas estão associadas à intensa radiação solar incidente sobre essas regiões. Além disso, a entrada de frentes frias provenientes do Sul do país pode provocar quedas esporádicas nas temperaturas da região Norte, principalmente a Oeste. Valores mínimos de temperatura da superfície são observados sobre as regiões Sul e Sudeste (nas latitudes médias). O campo de temperatura média

para o horário vespertino (Figura 6.2) apresenta valores significativamente maiores para todo o país, se comparado com o campo do horário matutino, em virtude deste horário estar mais próximo do de máximo aquecimento da superfície continental. Por sua vez, as áreas mais aquecidas estão localizadas sobre as regiões Centro Oeste e Nordeste. Para o horário noturno observa-se um padrão semelhante ao campo de temperatura do horário matutino, mantendo o gradiente meridional de temperatura, porém com valores mais elevados de temperatura (Figura 6.3). Ressalta-se que os campos de temperatura da superfície, obtidos para julho, apresentaram um padrão consistente com os campos climatológicos de temperatura do ar (abrigo) apresentados no Climanálise (1986).

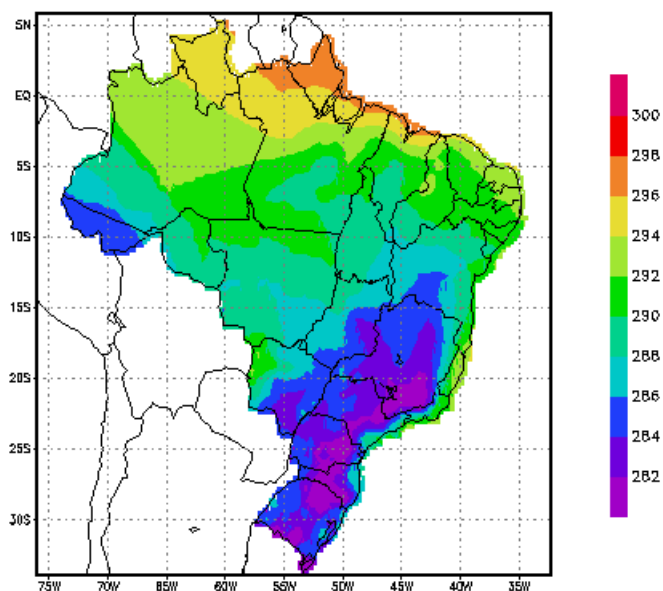


Fig. 6.1 – Temperatura da Superfície (K) para o horário matutino (julho).

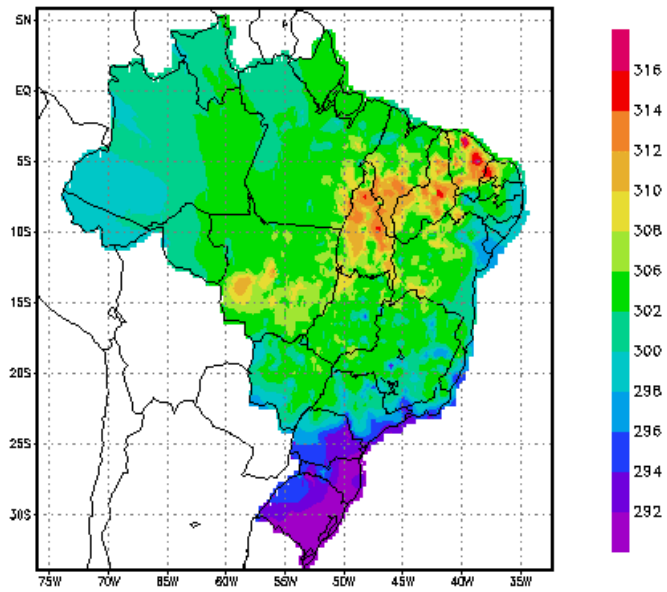


Fig. 6.2 – Temperatura da Superfície (K) para o horário vespertino (julho).

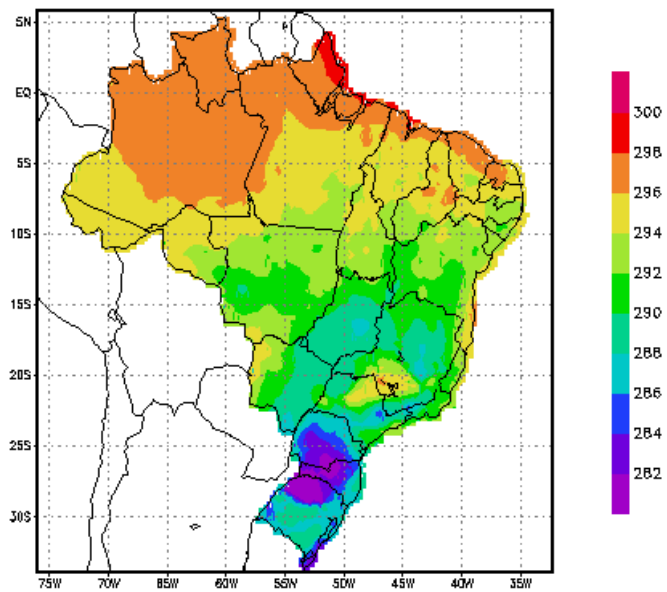


Fig. 6.3 – Temperatura da Superfície (K) para o horário noturno (julho).

Para dezembro, o campo de temperatura da superfície, do horário matutino, apresenta um gradiente zonal de temperatura sobre a região Norte do país (Figura 6.4). Esse gradiente zonal não está consistente com o padrão climatológico apresentado no Climanálise (1986) para esta região. A diferença pode estar associada à existência de poucos pontos de grade com dados, já que para a interpolação foram utilizadas apenas temperaturas da superfície para condições de céu aberto e esta época do ano corresponde ao período chuvoso da região (presença de nebulosidade). Desta forma, o método Kriging de interpolação não estimou de maneira satisfatória o campo de temperatura da superfície para o horário matutino. Além disso, esse gradiente zonal de temperatura pode estar relacionado com as variações no fuso horário. Observando o campo de temperatura da superfície para o horário vespertino, verifica-se um padrão semelhante ao campo de temperatura da superfície de julho (Figura 6.5); no entanto, as temperaturas mais elevadas são observadas sobre a região Nordeste do Brasil. O campo de temperatura da superfície do horário noturno (Figura 6.6) apresenta-se mais consistente que o da manhã, mantendo um padrão semelhante ao de julho. As áreas com temperaturas mais elevadas encontram-se sobre as regiões Norte, Nordeste e na região Centro Oeste sobre o Pantanal.

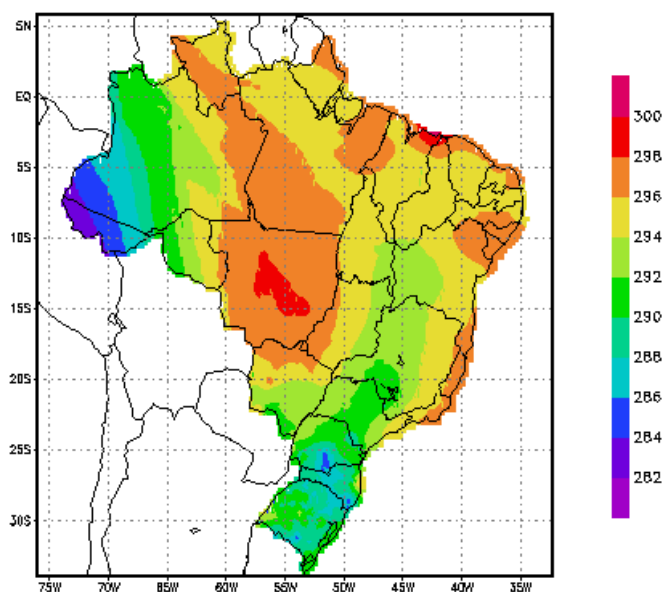


Fig. 6.4 – Temperatura da Superfície (K) para o horário matutino (dezembro).

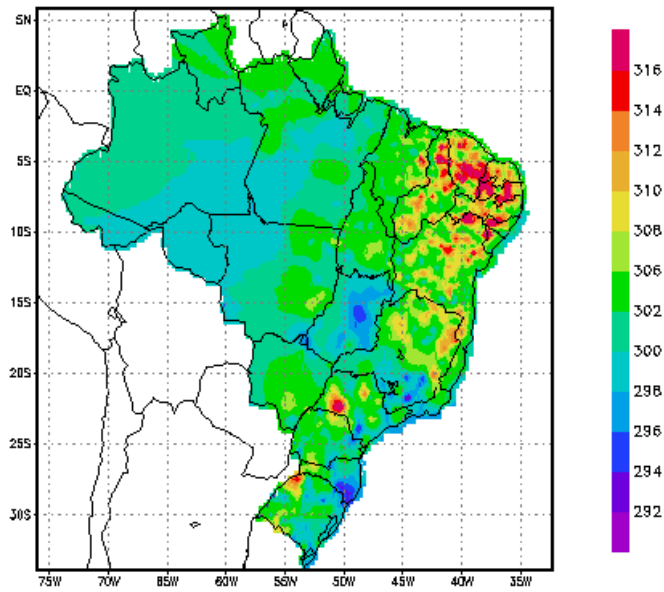


Fig. 6.5 – Temperatura da Superfície (K) para o horário vespertino (dezembro).

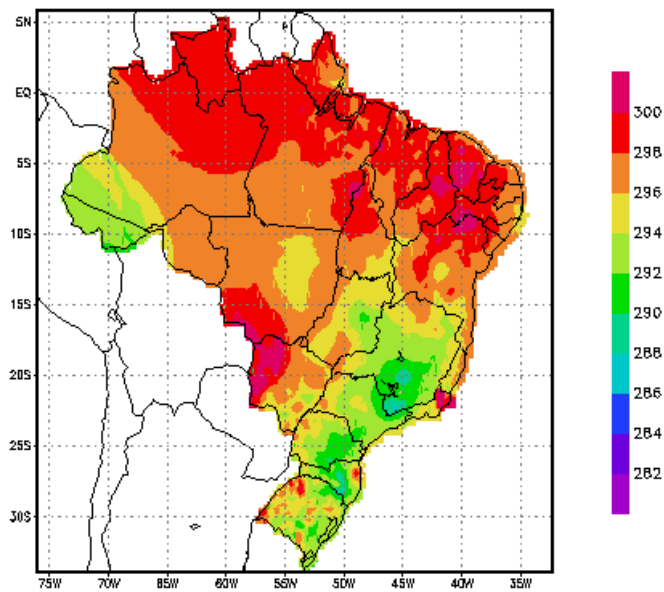


Fig. 6.6 – Temperatura da Superfície (K) para o horário noturno (dezembro).

Comparando os campos de temperatura da superfície para julho e dezembro, observa-se uma variação sazonal e a influência da latitude na distribuição de temperatura da superfície. Assim, para dezembro (verão) os campos apresentam valores de temperatura mais elevados se comparados com os de julho (inverno).

Os campos de temperatura da superfície mostrados nas Figuras (6.2) e (6.5) não foram utilizados para o cálculo da emissividade da superfície, por não haver passagens do satélite F14/DMSP sobre o Brasil no horário vespertino. Além disso, o campo de temperatura da superfície do horário matutino de dezembro (Figura 6.4) não correspondeu ao padrão climatológico de temperatura da região, logo não foi utilizado. Portanto, apenas os campos de temperatura da superfície apresentados nas Figuras (6.1), (6.3) e (6.6) foram utilizados para o cálculo da emissividade da superfície continental.

As Figuras (6.7) e (6.8) ilustram o campo de temperatura de brilho (T_b) para uma passagem descendente do satélite F14/DMSP sobre o Nordeste do Brasil, para a polarização horizontal em 85 e 19 GHz, respectivamente. Nota-se que o campo de T_b em 85 GHz apresenta melhor definição que o campo de T_b em 19 GHz (campo mais suavizado). É importante ressaltar que uma única passagem do satélite F14/DMSP (SSM/I) não cobre todo o Brasil.

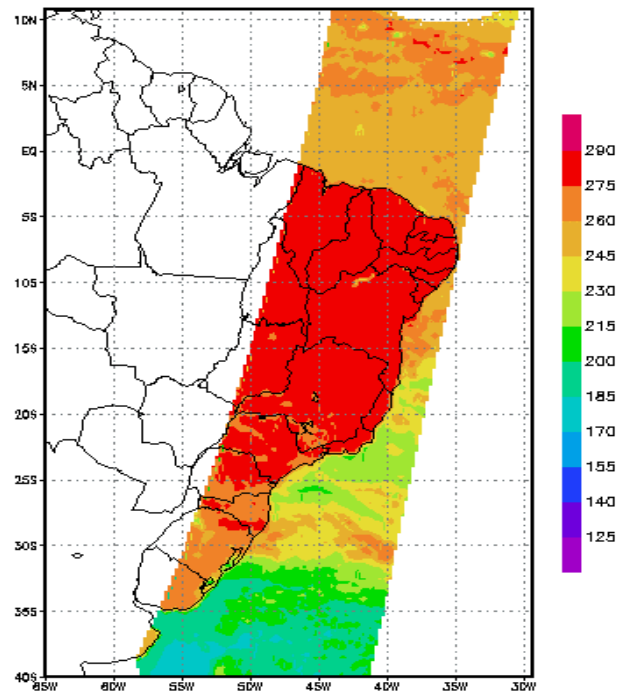


Fig. 6.7 – Temperatura de Brilho para a frequência de 85 GHz-Ph (julho).

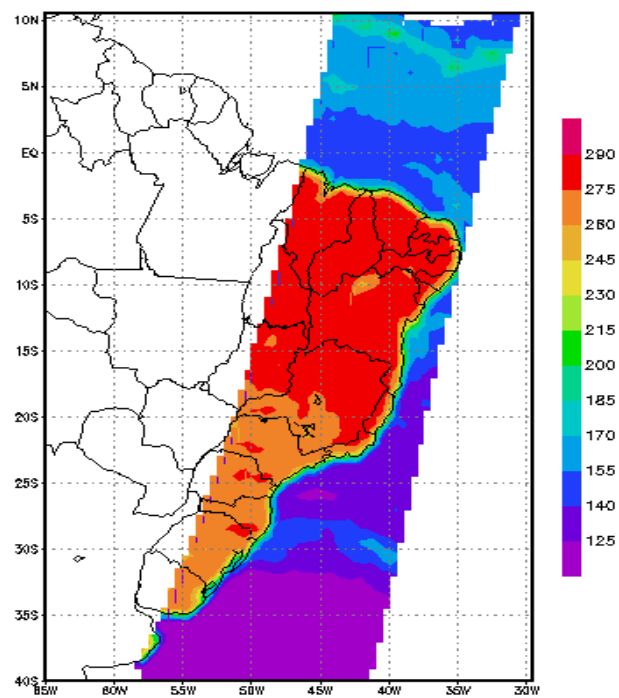


Fig. 6.8 – Temperatura de Brilho para a frequência de 19 GHz-Ph (julho).

6.2 – Campos de Emissividade

Os campos de emissividade de julho em 85 GHz, nas polarizações vertical e horizontal, são apresentados nas Figuras (6.9) e (6.10), respectivamente. Para as polarizações vertical e horizontal, os maiores valores de emissividade encontram-se sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil. Os valores mais baixos encontram-se em diferentes sub-regiões do país, tais como na Bacia Amazônica, no Pantanal e em pequenas áreas das regiões Sul e Sudeste. Os baixos valores de emissividade podem estar associados às coberturas e/ou características do terreno, como por exemplo, áreas não vegetadas ou esparsamente vegetadas. Estes resultados são similares aos encontrados por Prigent et al. (1997) para algumas regiões do continente africano. Nota-se ainda que os valores de emissividade para a polarização vertical são ligeiramente maiores que os valores apresentados para a polarização horizontal. Isso denota maior sensibilidade da polarização horizontal para identificação de áreas com baixos valores de emissividade da superfície continental.

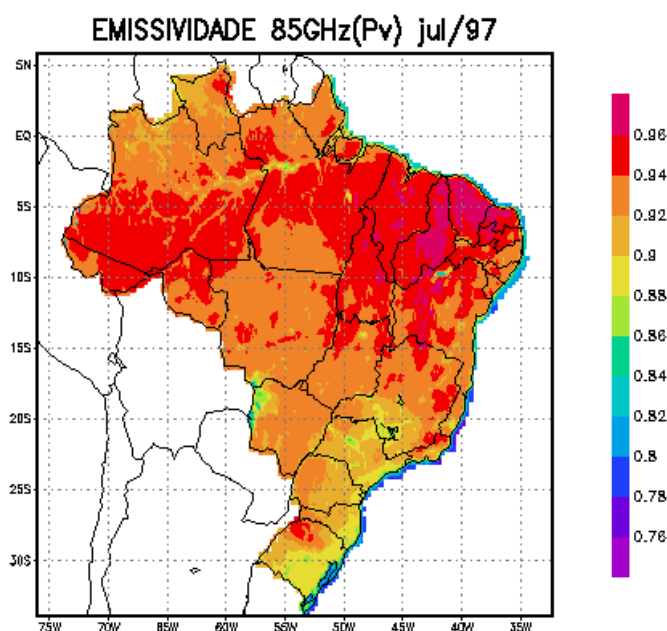


Fig. 6.9 – Emissividade para a frequência de 85 GHz-Pv (julho).

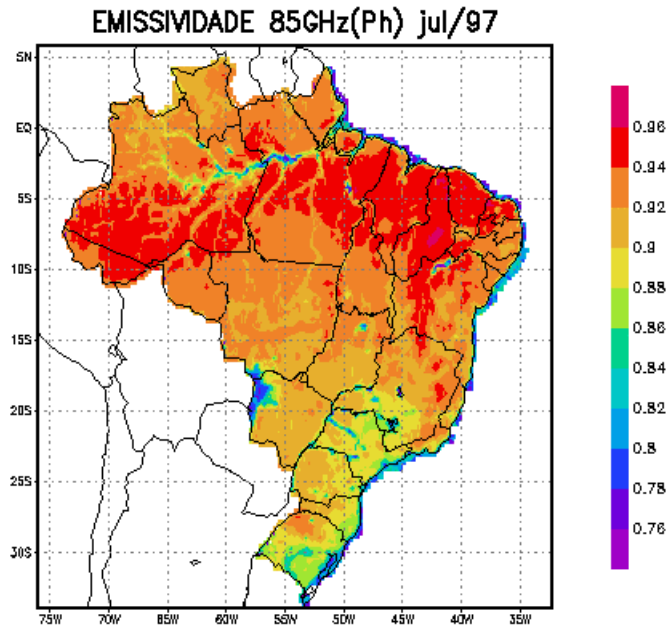


Fig. 6.10 – Emissividade para a frequência de 85 GHz-Ph (julho).

Para a frequência de 19 GHz, nas polarizações vertical e horizontal, os campos de emissividade (Figuras 6.11 e 6.12, respectivamente) apresentam um padrão mais homogêneo (suavizado) se comparados com os campos em 85 GHz. Além disso, destacam-se as regiões Norte (particularmente a Bacia Amazônica) e Centro Oeste (particularmente a região do Pantanal), por apresentarem os menores valores de emissividade de todo o território brasileiro. Os valores mínimos de emissividade podem estar associados às características do terreno, uma vez que nas resoluções espaciais utilizadas essas regiões podem ser consideradas como sendo superfícies planas, se comparadas com áreas vegetadas. Observa-se também, que os valores de emissividade para a polarização vertical são superiores àqueles para a polarização horizontal, característica também observada nos campos de emissividade para a frequência de 85 GHz.

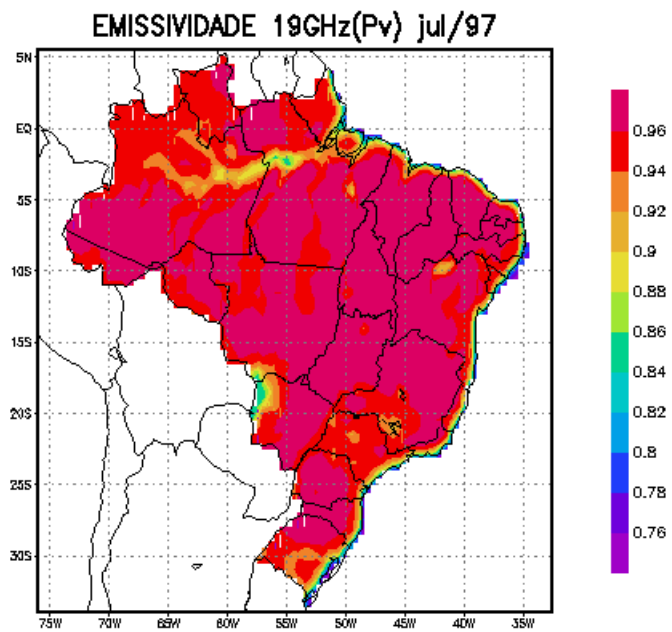


Fig. 6.11 – Emissividade para a frequência de 19 GHz-Pv (julho).

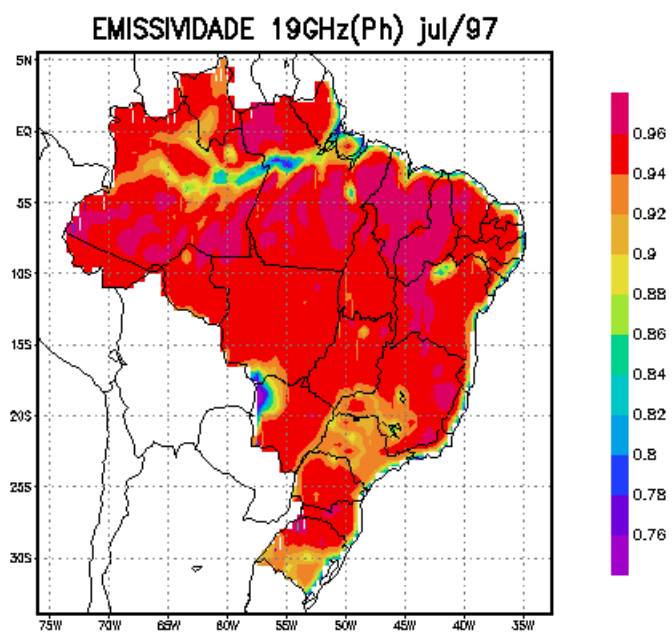


Fig. 6.12 – Emissividade para a frequência de 19 GHz-Ph (julho).

Para dezembro, os campos de emissividade em 85 GHz nas polarizações vertical e horizontal apresentam um padrão diferente daquele encontrado para julho (Figuras 6.13 e 6.14, respectivamente). As maiores diferenças estão sobre a região Sul e sobre os Estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul. Por outro lado, nota-se uma diminuição (0,02) nos valores de emissividade sobre a região Norte, principalmente sobre a Floresta Amazônica. Os campos de emissividade para 19 GHz, nas polarizações vertical e horizontal, apresentam um padrão semelhante ao de julho (Figuras 6.15 e 6.16, respectivamente), com um aumento nos valores de emissividade sobre o território brasileiro, em ambas polarizações.

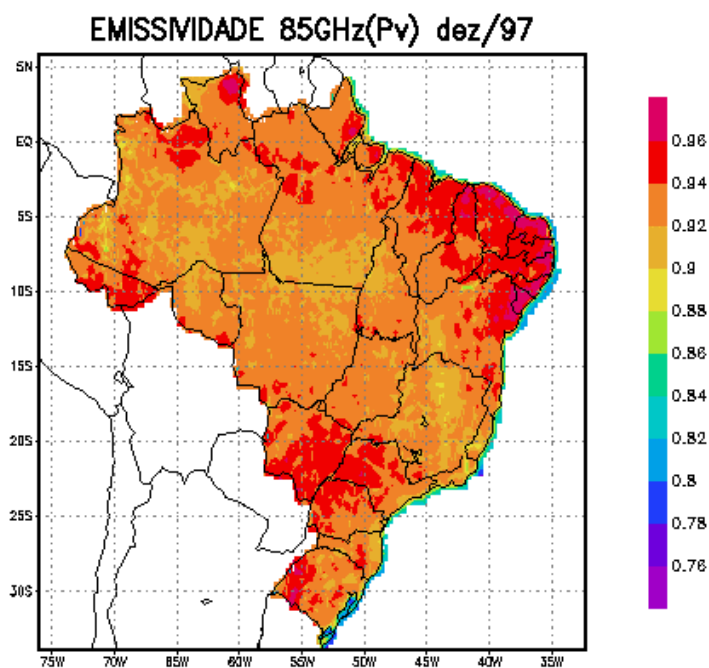


Fig. 6.13 – Emissividade para a frequência de 85 GHz-Pv (dezembro).

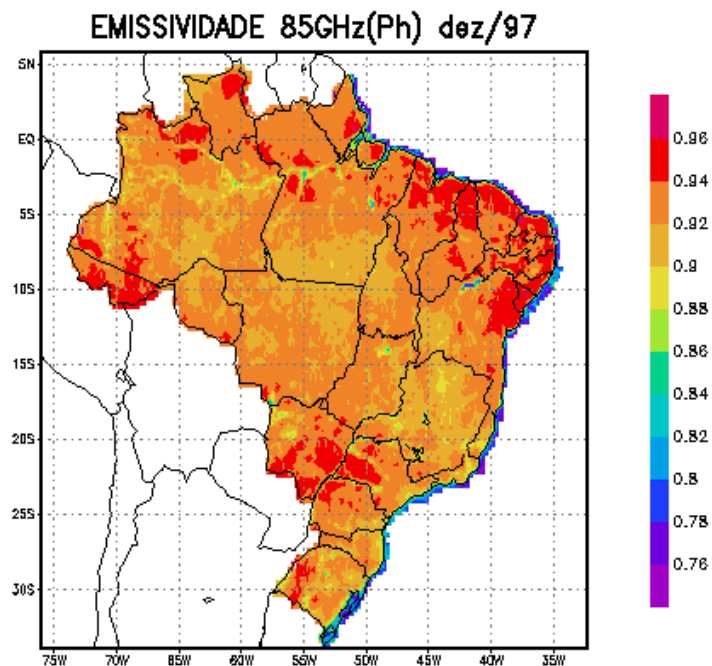


Fig. 6.14 – Emissividade para a frequência de 85 GHz-Ph (dezembro).

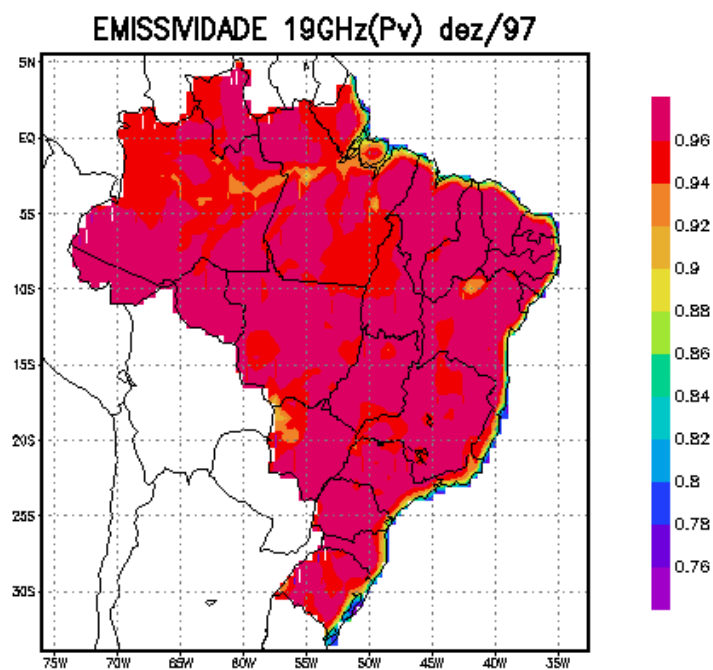


Fig. 6.15 – Emissividade para a frequência de 19 GHz-Pv (dezembro).

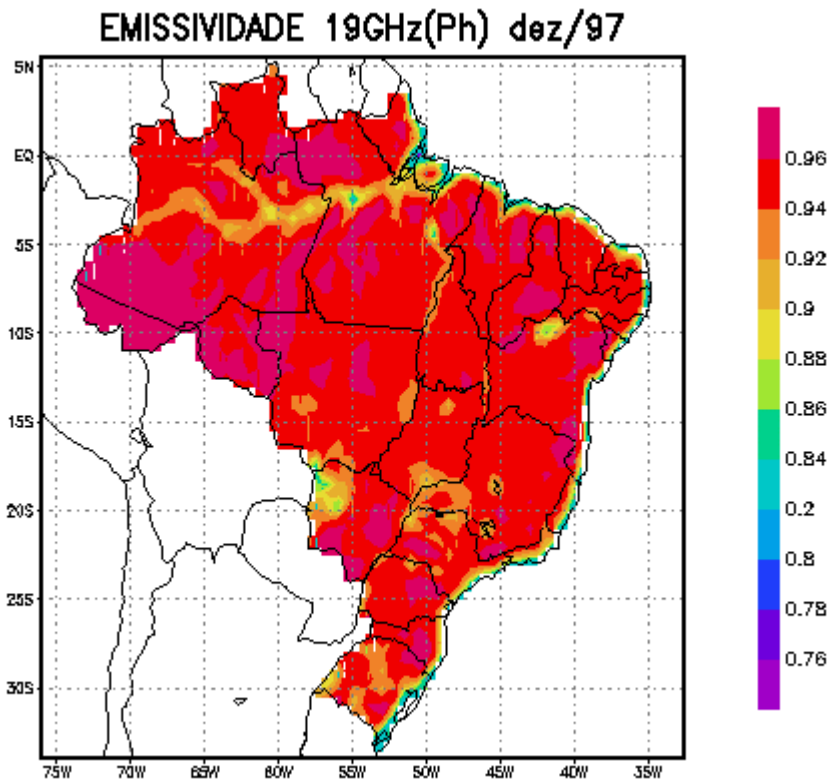


Fig. 6.16 – Emissividade para a frequência de 19 GHz-Ph (dezembro).

Comparando os campos de emissividade da superfície continental, entre julho e dezembro, verifica-se uma variação sazonal nesses campos, com valores mais elevados durante dezembro (verão). Esta variação na emissividade pode estar associada à alterações na vegetação (densidade de biomassa). Além disso, as emissividades em ambas as polarizações diminuem com o aumento da frequência. Esta tendência é mais evidente sobre áreas com vegetação esparsa, tais como sobre as regiões Sul e Centro Oeste do Brasil. É importante salientar que estas características também foram observadas por Prigent et al. (1997) para algumas regiões do continente africano.

Antes de estimar a emissividade da superfície continental aplicou-se a metodologia para determinar alguns valores de emissividade do oceano (Apêndice B). Os valores de emissividade encontrados variaram entre 0,30 e 0,69 aproximadamente. Esses valores

estão coerentes com os valores apresentados por Beer (1980), cujos resultados mostraram valores de emissividade para água calma variando entre 0,33 e 0,60.

6.3 – Campos da Diferença de Polarização

Para verificar a rugosidade da superfície continental sobre o território brasileiro e a alteração sazonal no padrão de rugosidade da vegetação calculou-se a diferença entre os campos de emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$).

O campo da diferença de emissividade de julho, em 85 GHz (Figura 6.17), apresenta os menores valores sobre a região Norte do país (Floresta Amazônica), apesar de se observar sobre essa região uma estreita faixa, estendendo-se de Oeste até o Oceano Atlântico, com valores máximos. Outros máximos são também observados sobre as regiões do Pantanal (Centro Oeste), Norte da Bahia e Sudoeste da região Sudeste. Os valores máximos de diferença de emissividade estão associados às características de superfícies planas (água, áreas não vegetadas ou esparsamente vegetadas), enquanto os menores valores estão associados às superfícies rugosas (áreas vegetadas e/ou montanhosas). Essas características também foram observadas por Prigent et al. (1997) para o continente africano. Para a frequência de 19 GHz (Figura 6.18), verifica-se um padrão consistente com o de 85 GHz, porém mais suavizado devido à resolução espacial da grade ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$). Padrão similar foi observado para os campos de dezembro em ambas as polarizações (Figuras 6.19 e 6.20).

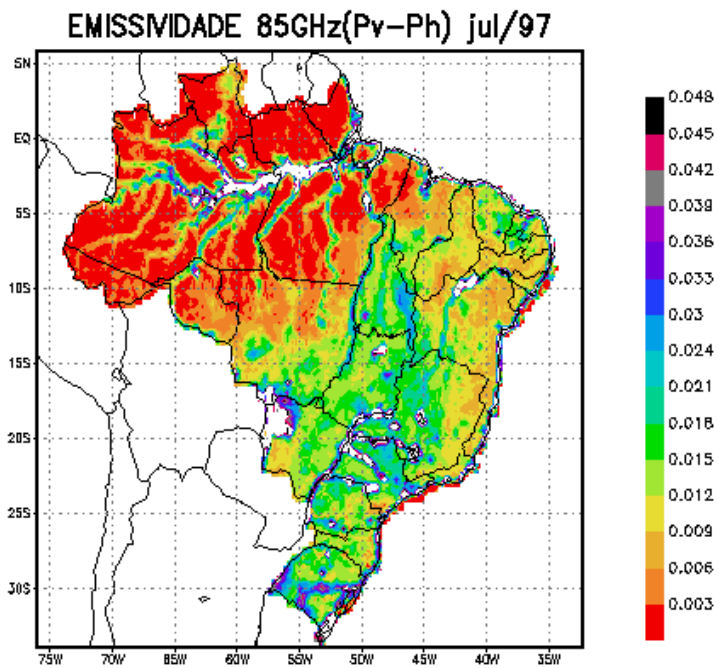


Fig. 6.17 – Diferença de Emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$) para a frequência de 85 GHz (julho).

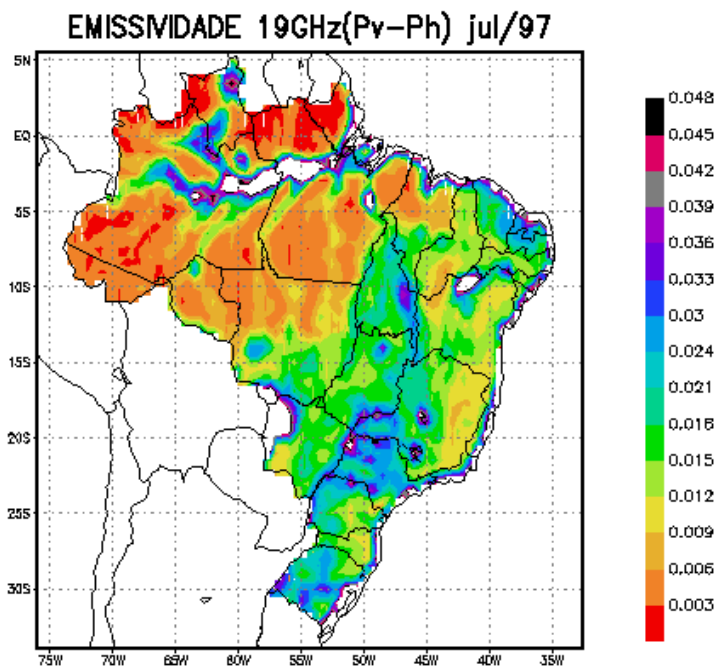


Fig. 6.18 – Diferença de Emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$) para a frequência de 19 GHz (julho).

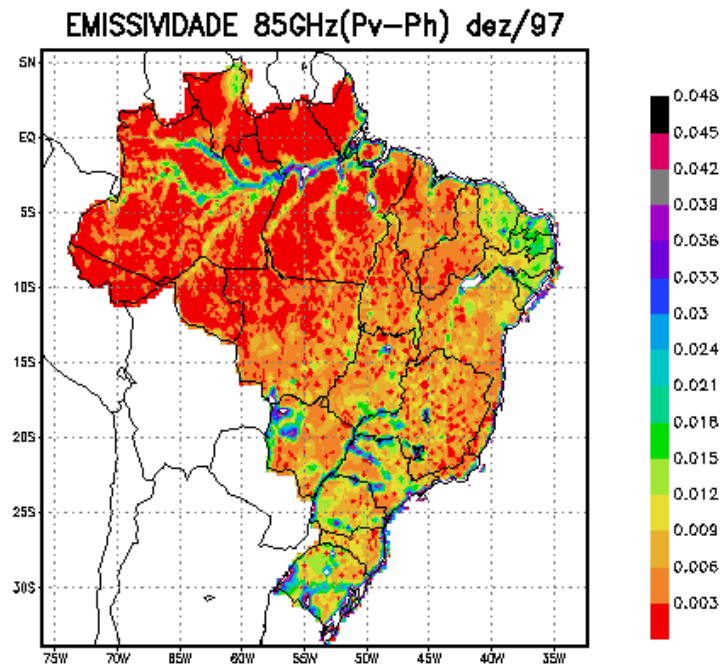


Fig. 6.19 – Diferença de Emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$) para a frequência de 85 GHz (dezembro).

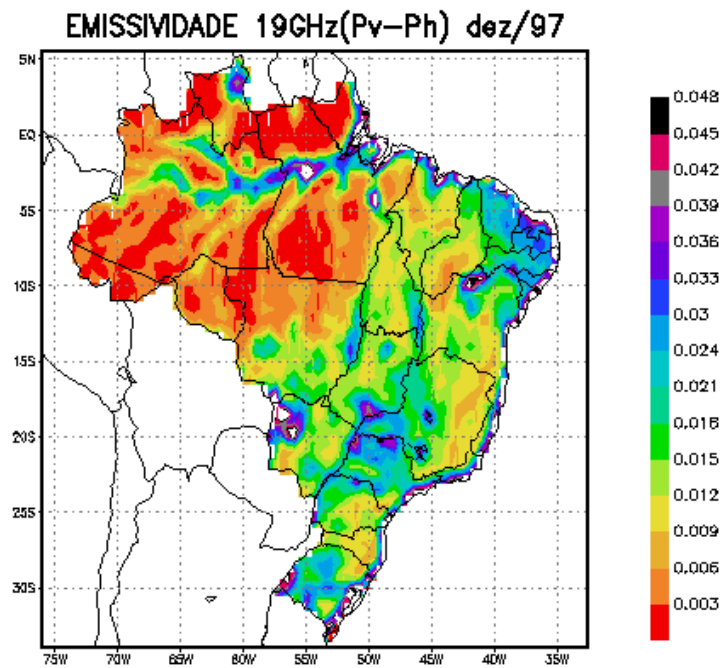


Fig. 6.20 – Diferença de Emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$) para a frequência de 19 GHz (dezembro).

De modo geral, nos campos em 85 GHz e em 19 GHz verifica-se uma diferença no padrão de rugosidade entre julho e dezembro. Em dezembro, observa-se um aumento considerável na rugosidade da superfície; no entanto, para a região Norte esta diferença não é tão significativa se comparada com as demais regiões do país. Esse aumento depende do tipo de vegetação e pode ser caracterizado pela classificação da vegetação. Assim, com o decréscimo da densidade de biomassa, a polarização horizontal diminui e a polarização vertical aumenta, resultando num aumento da diferença entre as polarizações. Essa característica também foi observada por Prigent et al. (1997).

A Figura (6.21) apresenta os campos climatológicos do índice de área foliar (“Leaf Area Index” - LAI) nas resoluções de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, obtidos por Ranga et al. (1997), a partir de nove anos de dados de NDVI (1982-1990). Comparando os campos de diferença de emissividade de dezembro (Figuras 6.19 e 6.20) e de julho (Figuras 6.17 e 6.18) com os campos de LAI das Figuras (6.21a) e (6.21b), respectivamente, observa-se a variação sazonal da vegetação. Assim, pode-se supor que o aumento de rugosidade nos campos das Figuras (6.19) e (6.20) está diretamente associado ao aumento da densidade de biomassa (alterações na vegetação).

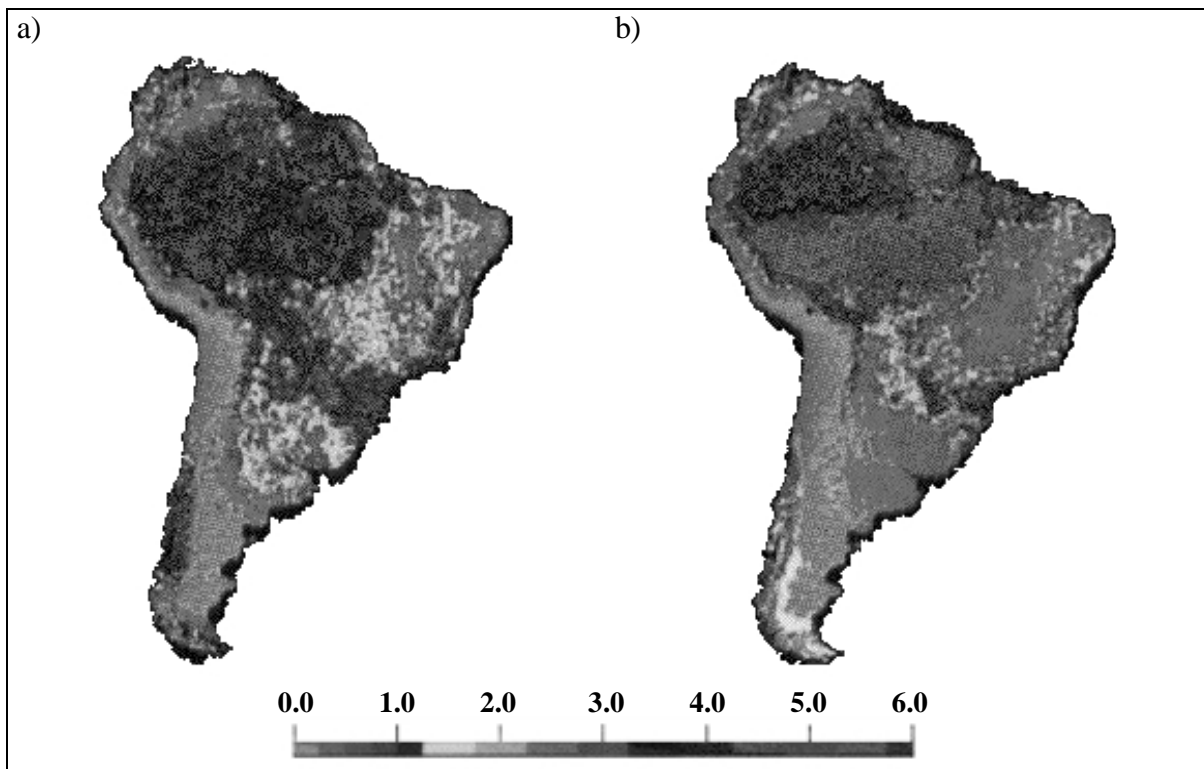


Fig. 6.21 – Índice de Área Foliar para janeiro (a) e julho (b).
FONTE: Ranga et al., (1997).

Outra característica observada foi a presença de baixos valores de diferença de emissividade próximo à costa leste do Brasil em julho e dezembro. Esses baixos valores podem estar associados às características topográficas da região (região montanhosa). A Figura (6.22) apresenta um mapa topográfico digital para a América do Sul elaborado pelos “Earth Resources Observation Systems Data Center” (EROS), cujas elevações são regularmente espaçadas em arcos de 30 segundos (~1 Km). Comparando os campos de diferença de emissividade de julho e de dezembro com o modelo de elevação digital da Figura (6.22), nota-se que sobre as regiões montanhosas (1500 m), próximas à costa leste dos Estados de Minas Gerais e Bahia, encontram-se baixos valores de diferença de emissividade.

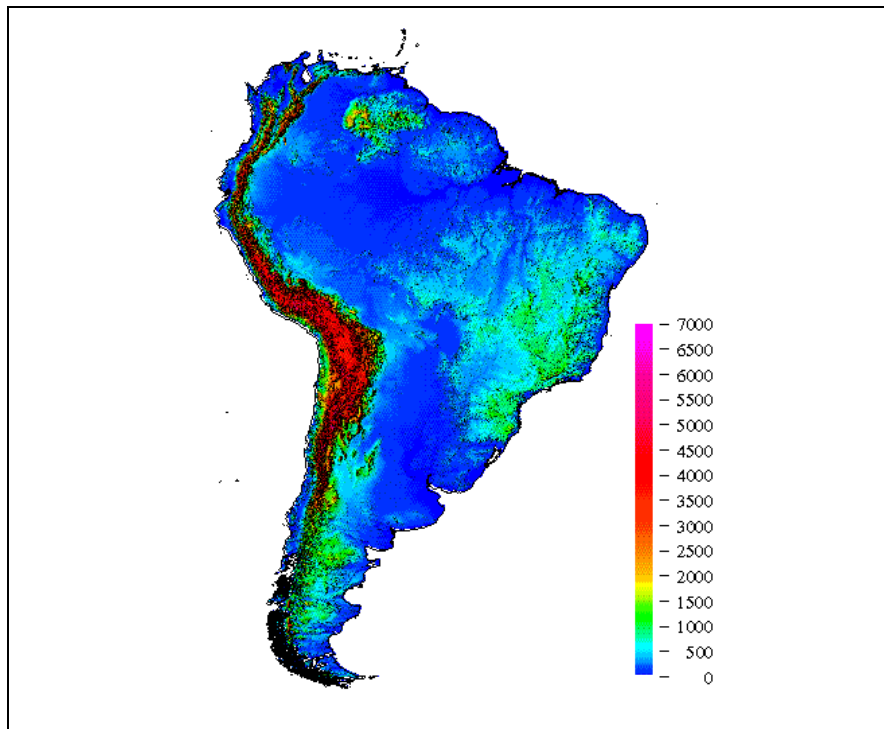


Fig. 6.22 – Topografia da América do Sul (metros).
 FONTE: EROS (1997).

Em superfícies rugosas a energia emitida é espalhada em todas as direções. Em casos extremos, onde a superfície é muito rugosa, a energia é igualmente espalhada (Elachi, 1987). Portanto, a diferença de emissividade diminui com o aumento da topografia. Em áreas vegetadas, essas características são difíceis de serem avaliadas, pois a vegetação usualmente muda com a topografia e a diferença de emissividade é baixa (comportamento Lambertiano). Nas escalas espaciais utilizadas, as superfícies rochosas ou com vegetação esparsa atuam como uma superfície plana (homogênea), produzindo alta diferença de emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$).

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Estimativas das emissividades das superfícies continentais a partir de dados de satélite em microondas podem ser utilizadas para calibração e desenvolvimento de sensores orbitais, bem como para o monitoramento e caracterização de parâmetros da superfície, tanto em escala regional quanto continental. Neste trabalho, estimou-se a emissividade do território brasileiro considerando-se uma solução da Equação de Transferência Radiativa (ETR), dados de temperatura de brilho obtidos a partir do “Special Sensor Microwave/Imager” (SSM/I) e dados de temperatura da superfície obtidos pelo sistema “TIROS Operational Vertical Sounder” (TOVS). A contribuição atmosférica foi estimada a partir de simulações com o modelo “Atmospheric Transmission at Millimetric and submillimetric wavelengths” (ATM). Calculou-se a emissividade da superfície continental nos meses de julho e dezembro de 1997, para os canais do SSM/I em 19 e 85 GHz. Para verificar o padrão de rugosidade da superfície efetuou-se a diferença entre os campos de emissividade de polarização vertical e horizontal.

Na ausência de medidas diretas de emissividade para grandes áreas continentais, os resultados mostraram que os padrões regionais e mudanças sazonais nas estimativas de emissividade da superfície continental são compatíveis com a topografia de grande escala e com a distribuição espacial da vegetação. A variação sazonal da emissividade pode estar associada com alterações na vegetação (densidade de biomassa).

As regiões com vegetação esparsa ou solo rochoso apresentaram baixa emissividade para a polarização horizontal ($0.80 < \epsilon < 0.88$) e alta diferença de emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h > 0.015$) se comparadas com as áreas de vegetação densa. Nas escalas espaciais utilizadas ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$ e $0.5^\circ \times 0.5^\circ$), as superfícies rochosas ou com vegetação esparsa atuam como uma superfície plana (homogênea) produzindo alta diferença de

emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$). Por outro lado, as áreas de vegetação densa (floresta tropical) apresentaram altos valores de emissividade para a polarização horizontal e baixa diferença de emissividade, devido ao espalhamento provocado pela vegetação. Assim, com o decréscimo da densidade de biomassa a polarização horizontal diminui e a polarização vertical aumenta, resultando num aumento da diferença de polarização.

Outra característica verificada foi a presença de baixos valores de diferença de emissividade associados às características topográficas da região próximas à costa leste dos Estados de Minas Gerais e Bahia (região montanhosa). A diferença de emissividade diminui com o aumento da topografia (rugosidade). As áreas cobertas com água (rios e lagos) apresentaram baixa emissividade.

Portanto, a partir da estimativa da emissividade da superfície continental em microondas é possível recuperar parâmetros atmosféricos (nuvens) e monitorar a superfície terrestre (vegetação, inundações, etc.).

Para futuras pesquisas sobre as estimativas de emissividade da superfície, sugere-se a utilização do satélite geostacionário GOES-8, para estimar a temperatura da superfície com a aplicação do método “split window”. Os horários das imagens do GOES-8 podem melhor coincidir com as passagens do satélite F14/DMSP, permitindo identificar regiões com presença de nuvens. Dessa forma, a utilização de campos médios mensais de temperatura da superfície não será necessária, podendo-se obter valores de emissividade da superfície mais precisos. Além disso, como o sensor SSM/I não observa todos os pontos da superfície da Terra no nadir, torna-se necessário fazer uma correção quanto ao ângulo de visada (θ) do satélite.

Outra sugestão seria a utilização de dados de emissividade da superfície, obtidos a partir do sensor SSM/I (médias mensais), como estimativas de emissividade da superfície para frequências da unidade de sondagem avançada em microondas (AMSU). A utilização

dessas emissividades no ATOVS melhorará a precisão das inferências de temperatura das camadas inferiores da atmosfera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Beer, T. Microwave sensing from satellites. **Remote Sensing of Environment**, v.9, n.2, p. 65-85, 1980.
- Becker, F.; Li, Z. L. Towards a local split window method over land surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, v.11, n.3, p. 369-393, 1990.
- Chandrasekhar, S. **Radiative transfer**. New York: Elsevier, 1969. 346p.
- Choudhury, B. J.; Schmugge, T. J.; Newton, R. W.; Chang, A. Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. **Journal of Geophysical Research**, v.84, n.C9, p. 5699-5706, 1979.
- Choudhury, B. J.; Tucker, C. J.; Golus, R. E.; Newcomb, W. W. Monitoring vegetation using Nimbus-7 scanning multichannel microwave radiometer's data. **International Journal of Remote Sensing**, v.8, n.5, p. 533, 1987.
- Choudhury, B. J.; Tucker, C. J. Monitoring global vegetation using Nimbus-7 37 GHz data. Some empirical relations. **International Journal of Remote Sensing**, v.8, n.7, p. 1085-1090, 1987.
- Choudhury, B. J. Microwave vegetation index: a new longterm global data set for biospheric studies. **International Journal of Remote Sensing**, v.9, n.2, p. 185-186, 1988.

Choudhury, B. J. Monitoring global land surface using Nimbus-7 37 GHz data: teory and examples. **International Journal of Remote Sensing**, v. 10, n.10, p. 1579-1605, 1989.

Climanálise. São José dos Campos, INPE, 1986. Número especial.

Coll, C.; Caselles, V. A.; Sobrino, J. A.; Valor, E. On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, v.15, n.1, p. 105-122, 1994.

Defense Meteorological Satellite Program (DMSP). **Produtos do satélite f-14: Imagens em microondas**. [on line].
<http://podaac.jpl.nasa.gov:2031/SENSOR_DOCS/ssmi.html>. Jul. 1997.

Earth Resources Observation Sysens Data Center (EROS). **Produtos: Mapas topográficos**. [on line].
<<http://mapping.usgs.gov/mac/isb/pubs/booklets/usgsmaps/maps.html>>. Jul. 1997.

Elachi, C. **Introduction to the physics and techniques of remote sensing**. NewYork: John Wiley and Sons, 1987. 413p.

Hollinger, J. P.; Lo, R.; Poe, G.; Savage, R.; Pierce, J. L. **Special Sensor Microwave/Imager user`s guide**, Nav. Res. Lab. Washington, D. C., 1987.

Hollinger, J. P.; Pierce, J. L., Poe, G. A. SSM/I instrument evaluation. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.28, n.7, p. 781-790, 1990.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). **Produtos de satélites CPTEC/INPE: Produtos TOVS**. [on line].
<<http://www.cptec.inpe.br/satelite/indexp.html>>. Mai. 1998.

Jones, A. S.; Vonder Haar, H. T. Passive microwave remote sensing of cloud liquid water over land regions. **Journal of Geophysical Research**, v.95, n.D10, p. 16673-16683, 1990.

Justice, C. O.; Townshend, J. R.; Choudhury, B. J. Comparison of AVHRR and SMMR data for monitoring vegetation phenology on a continental scale. **International Journal of Remote Sensing**, v.10, n.10, p. 1607-1632, 1989.

Kneizys, P.R.; Shettle, E.P.; Abreu, L.W.; Chetwnd, J.H.; Anderson, G.P.; Gallery, W.O.; Selby, J.E.A.; Clough, S.A. **Atmospheric transmittance and radiance: computer code Lowtran 7**. Hanscon: AFGL, 1988. 200p. (AFGL-TR-88-0177).

Kummerow, C.; Wienman, D. Determining microwave brightness temperatures from precipitating horizontally finite and vertically structured clouds. **Journal of Geophysical Research**, v.93, n.20, p. 3720-3728, 1988.

Lin, B.; Rossow, W. B. Observations of cloud liquid water path over oceans: optical and microwave remote sensing methods. **Journal of Geophysical Research**, v.99, n.D10, p. 20907-20927, 1994.

Liou, K. **An introduction to atmospheric radiation**. New York: Academic Press, 1980. 392p.

McMillin, L. M. Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption. **Journal of Geophysical Research**, v.80, n.D7, p. 5113-5117, 1975.

- Pardo, J.R. **Études de l'atmosphère terrestre au moyen d'observations dans les longuers d'onde millimétriques et submillimétriques.** Paris. 202p. Dissertação (Doutorado em Astrofísica e Técnicas Espaciais) - Université PARIS VI - Universidad Complutense de Madrid, 1996.
- Planet, W. G., ed. **Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers.** Washington: NOAA, Oct. 1988. 92p. (NOAA Technical Memorandum NESS 107).
- Poe, G.; Meeks, D.; Edgeton, A. T. **Airbone Passive microwave measurements of NOAA hydrology sites.** Azura, Aerojet Electrosystems Company, 1973. 48p. (Report n.1752FR-1).
- Prigent, C.; Rossow, W. B.; Matthews, E. Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. **Journal of Geophysical Research**, v.102, n.D18, p. 21867-21890, 1997.
- Prince, S. D.; Choudhury, B. J. Interpretation of Nimbus-7 37 GHz microwave brightness temperature data in semiarid southern Africa. **International Journal of Remote Sensing**, v.10, n.10, p. 1643-1661, 1989.
- Ranga, B. M.; Nemani, R. R.; Running, S. W. Estimation of global leaf area index and absorbed par using radiative transfer models. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.35, n.6, p. 1380-1393, 1997.
- Schmetz, J. An atmospheric-correction scheme for operational application to Meteosat infrared measurements. **ESA Journal**, v.10, n.3, p. 145-158, 1986.
- Schmugge, T. J.; O'Neill, P. E.; Wang, J. R. Passive microwave soil moisture research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.24, n.1, p. 12-22, 1986.

- Schmugge, T. J.; Jackson, T. J.; McKim, H. L. Survey of methods for soil moisture determination. **Water Resources Research**, v.16, n.6, p. 961-979, 1980.
- Smith, W. L.; Woolf, H. M.; Hayden, C. M. The TOROS-N operational vertical sounder. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.60, n.10, p. 1177-1187, Oct. 1979.
- Sobrino, J. A.; Caselles, V. A. A methodology for obtaining the crop temperature from AVHRR/NOAA-9. **International Journal of Remote Sensing**, v.12, n.12, p. 2461-2475, 1991.
- Sobrino, J. A.; Coll, C.; Caselles, V. A. Atmospheric correction for land surface temperature using AVHRR/NOAA-11 channels 4 and 5. **Remote Sensing of Environment**, v.38, n.1, p. 19-34, 1991.
- Tucker, C. J. Comparing SMMR and AVHRR data for drought monitoring. **International Journal of Remote Sensing**, v.10, n.10, p. 1663-1672, 1989.
- Tucker, C. J. Relating SMMR 37GHz polarization difference to precipitation and atmospheric carbon dioxide concentration: A reappraisal. **International Journal of Remote Sensing**, v.13, n.2, p. 177-191, 1992.
- Ulaby, F. T.; Moore, R.K.; Fung, A. K. **Microwave remote sensing, active and passive**. Reading: Addison Wesley, v.1, 1981. 1064p.
- Valor, E.; Caselles, V. Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas. **Remote Sensing Environment**, v.57, n.2, p. 167-184, 1996.

Van de Griend, A. A.; Owe M. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, v.14, n.6, p. 1119-1131, 1993.

Vieira, S. R.; Hatfield, J. L.; Nielsen, D. L.; Biggar, J. W. Geostatistical Theory and Application to Variability of Some Agronomical Properties. **Journal of Agricultural Science**, v.51, n.6, p. 1-49, 1983.

Wang, J. R.; Schmugge, T. J. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.18, n.4, p. 288-295, 1980.

Werbowetzki, A. **Atmospheric sounding user's guide**. Wahington: NOAA, Apr. 1981. (NOAA Techical Report NESS 83).

APÊNDICE A

SIMULAÇÕES DO MODELO ATM

Os termos $T_{\text{atm}}^{\uparrow}$ ($T_{\text{atm}}^{\downarrow}$) e τ obtidos a partir de simulações no modo satélite do modelo ATM, para uma atmosfera tropical padrão, são apresentados nas Tabelas (A.1) e (A.2) para as frequências de 19,35 GHz e 85,50 GHz, respectivamente. Nessas tabelas encontram-se os valores que correspondem as altitudes das camadas entre h_1 e h_2 (Km), temperatura média da camada (K), pressão na camada (mb), coeficiente de absorção de cada camada e o coeficiente de absorção acumulado (Km^{-1}), a espessura óptica da camada (τ) e a emissão de cada camada da atmosfera (K).

TABELA A.1 – SIMULAÇÃO NO MODO SATÉLITE DO ATM EM 19.35 GHz

h_0 (Km)	H_1 (Km)	T(K)	P(mb)	$K(\text{km}^{-1})$	$\sum K$	τ	$T_{\text{atm}}^{\uparrow}$ (K)
86,000	88,000	176,320	0,00	1,02E-13	1,02E-13	2,04E-13	3,61E-11
84,000	86,000	177,260	0,00	2,10E-13	3,12E-13	6,24E-13	7,44E-11
82,000	84,000	179,420	0,01	4,29E-13	7,41E-13	1,48E-12	1,54E-10
80,000	82,000	182,804	0,01	8,26E-13	1,57E-12	3,14E-12	3,02E-10
78,000	80,000	187,642	0,01	1,55E-12	3,12E-12	6,24E-12	5,83E-10
76,000	78,000	194,070	0,02	2,86E-12	5,98E-12	1,20E-11	1,11E-09
74,000	76,000	201,434	0,03	5,00E-12	1,10E-11	2,20E-11	2,02E-09
72,000	74,000	208,630	0,04	8,76E-12	1,97E-11	3,94E-11	3,66E-09
70,000	72,000	215,474	0,05	1,50E-11	3,47E-11	6,94E-11	6,46E-09
68,000	70,000	222,320	0,07	2,54E-11	6,01E-11	1,20E-10	1,13E-08
66,000	68,000	229,160	0,09	4,28E-11	1,03E-10	2,06E-10	1,96E-08
64,000	66,000	236,000	0,12	6,99E-11	1,73E-10	3,46E-10	3,30E-08
62,000	64,000	242,840	0,16	1,14E-10	2,87E-10	5,74E-10	5,53E-08
60,000	62,000	249,680	0,21	1,81E-10	4,68E-10	9,36E-10	9,04E-08
58,500	60,000	255,002	0,26	2,73E-10	7,41E-10	1,11E-09	1,04E-07
57,000	58,500	258,500	0,32	3,96E-10	1,14E-09	1,71E-09	1,54E-07
55,500	57,000	261,386	0,39	5,65E-10	1,70E-09	2,55E-09	2,22E-07

(continua)

TABELA A.1 - Continuação

54,000	55,500	263,858	0,47	8,07E-10	2,51E-09	3,77E-09	3,19E-07
52,500	54,000	266,139	0,57	1,16E-09	3,67E-09	5,51E-09	4,64E-07
51,000	52,500	268,179	0,69	1,66E-09	5,33E-09	8,00E-09	6,68E-07
49,500	51,000	269,707	0,83	2,34E-09	7,67E-09	1,15E-08	9,48E-07
48,000	49,500	270,113	1,00	3,34E-09	1,10E-08	1,65E-08	1,35E-06
46,500	48,000	269,059	1,20	4,86E-09	1,59E-08	2,39E-08	1,96E-06
45,000	46,500	266,492	1,45	7,21E-09	2,31E-08	3,47E-08	2,88E-06
43,500	45,000	263,216	1,75	1,09E-08	3,40E-08	5,10E-08	4,30E-06
42,000	43,500	259,976	2,13	1,66E-08	5,06E-08	7,59E-08	6,46E-06
40,500	42,000	256,700	2,59	2,53E-08	7,58E-08	1,14E-07	9,72E-06
39,000	40,500	253,446	3,16	3,87E-08	1,14E-07	1,71E-07	1,47E-05
37,500	39,000	250,156	3,86	5,95E-08	1,74E-07	2,61E-07	2,23E-05
36,000	37,500	246,874	4,72	9,23E-08	2,66E-07	3,99E-07	3,42E-05
34,500	36,000	243,634	5,81	1,44E-07	4,11E-07	6,17E-07	5,28E-05
33,000	34,500	240,400	7,16	2,27E-07	6,38E-07	9,57E-07	8,19E-05
31,500	33,000	237,160	8,85	3,60E-07	9,98E-07	1,50E-06	1,28E-04
30,000	31,500	233,920	10,96	5,73E-07	1,57E-06	2,36E-06	2,01E-04
29,000	30,000	231,234	13,14	8,50E-07	2,42E-06	2,42E-06	1,97E-04
28,000	29,000	229,110	15,24	1,17E-06	3,59E-06	3,59E-06	2,68E-04
27,000	28,000	226,978	17,67	1,61E-06	5,21E-06	5,21E-06	3,66E-04
26,000	27,000	224,790	20,53	2,24E-06	7,44E-06	7,44E-06	5,03E-04
25,000	26,000	222,538	23,86	3,10E-06	1,05E-05	1,05E-05	6,91E-04
24,000	25,000	220,300	27,77	4,32E-06	1,49E-05	1,49E-05	9,52E-04
23,000	24,000	218,100	32,40	6,04E-06	2,09E-05	2,09E-05	1,32E-03
22,000	23,000	215,800	37,84	8,48E-06	2,94E-05	2,94E-05	1,83E-03
21,000	22,000	212,650	44,31	1,21E-05	4,15E-05	4,15E-05	2,58E-03
20,000	21,000	208,700	52,08	1,76E-05	5,92E-05	5,92E-05	3,68E-03
19,000	20,000	204,700	61,34	2,58E-05	8,50E-05	8,50E-05	5,29E-03
18,000	19,000	200,750	72,49	3,81E-05	1,23E-04	1,23E-04	7,66E-03
17,000	18,000	196,800	85,98	5,68E-05	1,80E-04	1,80E-04	1,12E-02
16,000	17,000	195,900	101,98	8,09E-05	2,61E-04	2,61E-04	1,58E-02
15,000	16,000	200,350	121,05	1,07E-04	3,68E-04	3,68E-04	2,14E-02
14,500	15,000	205,356	137,69	1,29E-04	4,97E-04	2,49E-04	1,33E-02
14,000	14,500	208,656	149,68	1,46E-04	6,43E-04	3,22E-04	1,52E-02
13,500	14,000	211,969	162,25	1,64E-04	8,07E-04	4,04E-04	1,74E-02
13,000	13,500	215,319	175,25	1,84E-04	9,91E-04	4,96E-04	1,98E-02
12,500	13,000	218,656	189,29	2,06E-04	1,20E-03	6,00E-04	2,25E-02

(continua)

TABELA A.1 - Continuação

12,000	12,500	221,956	204,78	2,33E-04	1,43E-03	7,15E-04	2,59E-02
11,500	12,000	225,231	221,16	2,65E-04	1,70E-03	8,50E-04	2,98E-02
11,000	11,500	228,481	238,15	3,01E-04	2,00E-03	1,00E-03	3,44E-02
10,500	11,000	231,800	256,26	3,47E-04	2,34E-03	1,17E-03	4,01E-02
10,000	10,500	235,250	275,75	4,06E-04	2,75E-03	1,38E-03	4,77E-02
9,500	10,000	238,669	296,31	4,82E-04	3,23E-03	1,62E-03	5,74E-02
9,000	9,500	241,969	317,81	5,80E-04	3,81E-03	1,91E-03	7,01E-02
8,500	9,000	245,269	340,67	7,09E-04	4,52E-03	2,26E-03	8,67E-02
8,000	8,500	248,619	365,16	8,76E-04	5,40E-03	2,70E-03	1,09E-01
7,500	8,000	251,975	390,97	1,09E-03	6,49E-03	3,25E-03	1,37E-01
7,250	7,500	254,488	411,15	1,29E-03	7,77E-03	1,94E-03	8,15E-02
7,000	7,250	256,163	424,96	1,44E-03	9,21E-03	2,30E-03	9,17E-02
6,750	7,000	257,830	439,16	1,61E-03	1,08E-02	2,70E-03	1,04E-01
6,500	6,750	259,486	453,78	1,82E-03	1,26E-02	3,15E-03	1,18E-01
6,250	6,500	261,136	468,78	2,05E-03	1,47E-02	3,68E-03	1,33E-01
6,000	6,250	262,780	484,16	2,32E-03	1,70E-02	4,25E-03	1,51E-01
5,750	6,000	264,433	499,98	2,62E-03	1,96E-02	4,90E-03	1,72E-01
5,500	5,750	266,102	516,29	2,97E-03	2,26E-02	5,65E-03	1,96E-01
5,250	5,500	267,777	533,04	3,37E-03	2,60E-02	6,50E-03	2,24E-01
5,000	5,250	269,458	550,23	3,82E-03	2,98E-02	7,45E-03	2,55E-01
4,750	5,000	271,137	567,85	4,28E-03	3,41E-02	8,53E-03	2,87E-01
4,500	4,750	272,812	585,91	4,73E-03	3,88E-02	9,70E-03	3,19E-01
4,250	4,500	274,487	604,41	5,19E-03	4,40E-02	1,10E-02	3,52E-01
4,000	4,250	276,163	623,35	5,67E-03	4,97E-02	1,24E-02	3,86E-01
3,750	4,000	277,837	642,80	6,45E-03	5,61E-02	1,40E-02	4,41E-01
3,500	3,750	279,513	662,80	7,66E-03	6,38E-02	1,60E-02	5,27E-01
3,250	3,500	281,188	683,30	9,19E-03	7,30E-02	1,83E-02	6,34E-01
3,000	3,250	282,862	704,29	1,11E-02	8,40E-02	2,10E-02	7,65E-01
2,750	3,000	284,327	725,79	1,33E-02	9,73E-02	2,43E-02	9,20E-01
2,500	2,750	285,495	747,79	1,58E-02	1,13E-01	2,83E-02	1,10E+00
2,250	2,500	286,495	770,29	1,88E-02	1,32E-01	3,30E-02	1,31E+00
2,000	2,250	287,327	793,29	2,23E-02	1,54E-01	3,85E-02	1,54E+00
1,750	2,000	288,356	816,87	2,56E-02	1,80E-01	4,50E-02	1,77E+00
1,500	1,750	289,731	841,05	2,83E-02	2,08E-01	5,20E-02	1,95E+00
1,250	1,500	291,231	865,80	3,08E-02	2,39E-01	5,98E-02	2,12E+00
1,000	1,250	292,856	891,11	3,32E-02	2,72E-01	6,80E-02	2,27E+00

(continua)

TABELA A.1 - Conclusão

0,750	1,000	294,450	917,06	3,60E-02	3,08E-01	7,70E-02	2,46E+00
0,500	0,750	295,950	943,69	3,96E-02	3,48E-01	8,70E-02	2,70E+00
0,250	0,500	297,450	970,93	4,37E-02	3,92E-01	9,80E-02	2,96E+00
0,000	0,250	298,950	998,81	4,82E-02	4,40E-01	1,10E-01	3,24E+00

TABELA A.2 – SIMULAÇÃO NO MODO SATÉLITE DO ATM EM 85,50 GHz

h_0 (Km)	H_1 (Km)	T(K)	P(mb)	$K(Km^{-1})$	$\sum K$	τ	$T_{atm} \uparrow$ (K)
86,000	88,000	176,320	0,00	3,93E-13	3,93E-13	7,86E-13	1,38E-10
84,000	86,000	177,260	0,00	8,01E-13	1,19E-12	2,38E-12	2,84E-10
82,000	84,000	179,420	0,01	1,62E-12	2,82E-12	5,64E-12	5,82E-10
80,000	82,000	182,804	0,01	3,10E-12	5,92E-12	1,18E-11	1,13E-09
78,000	80,000	187,642	0,01	5,77E-12	1,17E-11	2,34E-11	2,16E-09
76,000	78,000	194,070	0,02	1,05E-11	2,22E-11	4,44E-11	4,07E-09
74,000	76,000	201,434	0,03	1,80E-11	4,02E-11	8,04E-11	7,27E-09
72,000	74,000	208,630	0,04	3,11E-11	7,13E-11	1,43E-10	1,30E-08
70,000	72,000	215,474	0,05	5,24E-11	1,24E-10	2,48E-10	2,26E-08
68,000	70,000	222,320	0,07	8,73E-11	2,11E-10	4,22E-10	3,88E-08
66,000	68,000	229,160	0,09	1,45E-10	3,56E-10	7,12E-10	6,63E-08
64,000	66,000	236,000	0,12	2,32E-10	5,88E-10	1,18E-09	1,09E-07
62,000	64,000	242,840	0,16	3,70E-10	9,57E-10	1,91E-09	1,79E-07
60,000	62,000	249,680	0,21	5,75E-10	1,53E-09	3,06E-09	2,87E-07
58,500	60,000	255,002	0,26	8,52E-10	2,38E-09	3,57E-09	3,26E-07
57,000	58,500	258,500	0,32	1,22E-09	3,60E-09	5,40E-09	4,73E-07
55,500	57,000	261,386	0,39	1,72E-09	5,33E-09	8,00E-09	6,75E-07
54,000	55,500	263,858	0,47	2,44E-09	7,77E-09	1,17E-08	9,66E-07
52,500	54,000	266,139	0,57	3,50E-09	1,13E-08	1,70E-08	1,40E-06
51,000	52,500	268,179	0,69	4,99E-09	1,63E-08	2,45E-08	2,01E-06
49,500	51,000	269,707	0,83	7,07E-09	2,33E-08	3,50E-08	2,86E-06
48,000	49,500	270,113	1,00	1,02E-08	3,35E-08	5,03E-08	4,12E-06
46,500	48,000	269,059	1,20	1,50E-08	4,85E-08	7,28E-08	6,05E-06
45,000	46,500	266,492	1,45	2,26E-08	7,11E-08	1,07E-07	9,05E-06
43,500	45,000	263,216	1,75	3,49E-08	1,06E-07	1,59E-07	1,38E-05
42,000	43,500	259,976	2,13	5,40E-08	1,60E-07	2,40E-07	2,11E-05
40,500	42,000	256,700	2,59	8,38E-08	2,44E-07	3,66E-07	3,23E-05
39,000	40,500	253,446	3,16	1,30E-07	3,74E-07	5,61E-07	4,95E-05
37,500	39,000	250,156	3,86	2,03E-07	5,77E-07	8,66E-07	7,62E-05
36,000	37,500	246,874	4,72	3,18E-07	8,95E-07	1,34E-06	1,18E-04
34,500	36,000	243,634	5,81	5,02E-07	1,40E-06	2,10E-06	1,83E-04
33,000	34,500	240,400	7,16	7,92E-07	2,19E-06	3,29E-06	2,86E-04
31,500	33,000	237,160	8,85	1,26E-06	3,45E-06	5,18E-06	4,48E-04
30,000	31,500	233,920	10,96	2,01E-06	5,45E-06	8,18E-06	7,04E-04
29,000	30,000	231,234	13,14	2,97E-06	8,43E-06	8,43E-06	6,88E-04

(continua)

TABELA A.2 – Continuação

28,000	29,000	229,110	15,24	4,10E-06	1,25E-05	1,25E-05	9,39E-04
27,000	28,000	226,978	17,67	5,65E-06	1,82E-05	1,82E-05	1,28E-03
26,000	27,000	224,790	20,53	7,83E-06	2,60E-05	2,60E-05	1,76E-03
25,000	26,000	222,538	23,86	1,09E-05	3,69E-05	3,69E-05	2,42E-03
24,000	25,000	220,300	27,77	1,52E-05	5,20E-05	5,20E-05	3,34E-03
23,000	24,000	218,100	32,40	2,13E-05	7,33E-05	7,33E-05	4,64E-03
22,000	23,000	215,800	37,84	2,99E-05	1,03E-04	1,03E-04	6,46E-03
21,000	22,000	212,650	44,31	4,30E-05	1,46E-04	1,46E-04	9,13E-03
20,000	21,000	208,700	52,08	6,30E-05	2,09E-04	2,09E-04	1,31E-02
19,000	20,000	204,700	61,34	9,30E-05	3,02E-04	3,02E-04	1,90E-02
18,000	19,000	200,750	72,49	1,38E-04	4,40E-04	4,40E-04	2,77E-02
17,000	18,000	196,800	85,98	2,07E-04	6,48E-04	6,48E-04	4,08E-02
16,000	17,000	195,900	101,98	2,96E-04	9,44E-04	9,44E-04	5,79E-02
15,000	16,000	200,350	121,05	3,88E-04	1,33E-03	1,33E-03	7,76E-02
14,500	15,000	205,356	137,69	4,64E-04	1,80E-03	9,00E-04	4,76E-02
14,000	14,500	208,656	149,68	5,21E-04	2,32E-03	1,16E-03	5,43E-02
13,500	14,000	211,969	162,25	5,83E-04	2,90E-03	1,45E-03	6,16E-02
13,000	13,500	215,319	175,25	6,47E-04	3,55E-03	1,78E-03	6,95E-02
12,500	13,000	218,656	189,29	7,22E-04	4,27E-03	2,14E-03	7,87E-02
12,000	12,500	221,956	204,78	8,13E-04	5,08E-03	2,54E-03	8,99E-02
11,500	12,000	225,231	221,16	9,17E-04	6,00E-03	3,00E-03	1,03E-01
11,000	11,500	228,481	238,15	1,04E-03	7,04E-03	3,52E-03	1,18E-01
10,500	11,000	231,800	256,26	1,18E-03	8,22E-03	4,11E-03	1,37E-01
10,000	10,500	235,250	275,75	1,38E-03	9,60E-03	4,80E-03	1,61E-01
9,500	10,000	238,669	296,31	1,62E-03	1,12E-02	5,60E-03	1,92E-01
9,000	9,500	241,969	317,81	1,93E-03	1,31E-02	6,55E-03	2,32E-01
8,500	9,000	245,269	340,67	2,34E-03	1,55E-02	7,75E-03	2,84E-01
8,000	8,500	248,619	365,16	2,86E-03	1,83E-02	9,15E-03	3,52E-01
7,500	8,000	251,975	390,97	3,52E-03	2,19E-02	1,10E-02	4,39E-01
7,250	7,500	254,488	411,15	4,13E-03	2,60E-02	6,50E-03	2,59E-01
7,000	7,250	256,163	424,96	4,60E-03	3,06E-02	7,65E-03	2,91E-01
6,750	7,000	257,830	439,16	5,15E-03	3,57E-02	8,93E-03	3,27E-01
6,500	6,750	259,486	453,78	5,79E-03	4,15E-02	1,04E-02	3,70E-01
6,250	6,500	261,136	468,78	6,52E-03	4,80E-02	1,20E-02	4,18E-01
6,000	6,250	262,780	484,16	7,35E-03	5,54E-02	1,39E-02	4,74E-01
5,750	6,000	264,433	499,98	8,31E-03	6,37E-02	1,59E-02	5,38E-01

(continua)

TABELA A.2 – Conclusão

5,500	5,750	266,102	516,29	9,44E-03	7,32E-02	1,83E-02	6,14E-01
5,250	5,500	267,777	533,04	1,07E-02	8,39E-02	2,10E-02	7,01E-01
5,000	5,250	269,458	550,23	1,22E-02	9,61E-02	2,40E-02	7,99E-01
4,750	5,000	271,137	567,85	1,37E-02	1,10E-01	2,75E-02	9,01E-01
4,500	4,750	272,812	585,91	1,52E-02	1,25E-01	3,13E-02	1,00E+00
4,250	4,500	274,487	604,41	1,67E-02	1,42E-01	3,55E-02	1,10E+00
4,000	4,250	276,163	623,35	1,84E-02	1,60E-01	4,00E-02	1,21E+00
3,750	4,000	277,837	642,80	2,10E-02	1,81E-01	4,53E-02	1,39E+00
3,500	3,750	279,513	662,80	2,54E-02	2,07E-01	5,18E-02	1,68E+00
3,250	3,500	281,188	683,30	3,11E-02	2,38E-01	5,95E-02	2,05E+00
3,000	3,250	282,862	704,29	3,82E-02	2,76E-01	6,90E-02	2,52E+00
2,750	3,000	284,327	725,79	4,71E-02	3,23E-01	8,08E-02	3,09E+00
2,500	2,750	285,495	747,79	5,80E-02	3,81E-01	9,53E-02	3,77E+00
2,250	2,500	286,495	770,29	7,15E-02	4,53E-01	1,13E-01	4,59E+00
2,000	2,250	287,327	793,29	8,80E-02	5,41E-01	1,35E-01	5,55E+00
1,750	2,000	288,356	816,87	1,04E-01	6,45E-01	1,61E-01	6,44E+00
1,500	1,750	289,731	841,05	1,18E-01	7,63E-01	1,91E-01	7,12E+00
1,250	1,500	291,231	865,80	1,31E-01	8,94E-01	2,24E-01	7,70E+00
1,000	1,250	292,856	891,11	1,43E-01	1,04E+00	2,60E-01	8,17E+00
0,750	1,000	294,450	917,06	1,58E-01	1,19E+00	2,98E-01	8,75E+00
0,500	0,750	295,950	943,69	1,78E-01	1,37E+00	3,43E-01	9,52E+00
0,250	0,500	297,450	970,93	2,02E-01	1,57E+00	3,93E-01	1,03E+01
0,000	0,250	298,950	998,81	2,29E-01	1,80E+00	4,50E-01	1,11E+01

APÊNDICE B

EMISSIVIDADE DO OCEANO

As Tabelas (B.1) e (B.2) apresentam valores de emissividade do oceano para as frequências de 19,35 GHz e 85,50 GHz, respectivamente. Os valores referem-se ao mês de julho de 1997.

TABELA B.1 – EMISSIVIDADE DO OCEANO EM 19,35 GHz NAS
POLARIZAÇÕES VERTICAL E HORIZONTAL

Latitude	Longitude	Emissividade 19GHz (Pv)	Emissividade 19GHz (Ph)
-36.38	-43.03	0.617749	0.344127
-36.17	-42.10	0.605907	0.322368
-36.38	-53.94	0.623240	0.353929
-36.33	-53.58	0.624506	0.354648
-36.10	-51.95	0.614449	0.356414
-36.01	-51.35	0.628308	0.388064
-35.87	-50.48	0.638948	0.396654
-35.77	-49.91	0.629994	0.360123
-34.46	-43.29	0.626258	0.338135
-35.54	-50.87	0.633701	0.387144

TABELA B.2 – EMISSIVIDADE DO OCEANO EM 85,50 GHz NAS
POLARIZAÇÕES VERTICAL E HORIZONTAL

Latitude	Longitude	Emissividade 85GHz (Pv)	Emissividade 85GHz (Ph)
-36.01	-51.35	0.658255	0.327827
-30.05	-48.64	0.660629	0.369021
-27.38	-47.03	0.661784	0.392473
-32.20	-48.33	0.662833	0.348121
-32.10	-47.79	0.654770	0.310669
-31.36	-48.00	0.652000	0.339257
-30.16	-45.74	0.655066	0.320727
-29.40	-47.98	0.650125	0.356927
-28.45	-44.98	0.660366	0.333685
-25.17	-46.26	0.657850	0.388911