



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.28.16.32-TDI

**CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS VERTICAIS
DAS NUVENS A PARTIR DE MULTICANAIS E
SIMULAÇÕES COM MODELO DE TRANSFERÊNCIA
RADIATIVA**

Wagner Flauber Araujo Lima

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Luiz Augusto
Toledo Machado, aprovada em 20
de abril de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BK87AE>>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

Presidente:

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.28.16.32-TDI

**CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS VERTICAIS
DAS NUVENS A PARTIR DE MULTICANAIS E
SIMULAÇÕES COM MODELO DE TRANSFERÊNCIA
RADIATIVA**

Wagner Flauber Araujo Lima

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Luiz Augusto
Toledo Machado, aprovada em 20
de abril de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BK87AE>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Lima, Wagner Flauber Araujo.

L628c Caracterização das estruturas verticais das nuvens a partir de multicanais e simulações com modelo de transferência radiativa / Wagner Flauber Araujo Lima. – São José dos Campos : INPE, 2012.

xx + 119 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.28.16.32-TDI)

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

Orientador : Dr. Luiz Augusto Toledo Machado.

1. canais multiespectrais. 2. perfis de reflectividade. 3. classificação de nuvem. 4. modelo de transferência radiativa. I.Título.

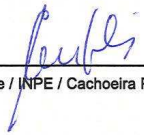
CDU 551.507:629.783(8)

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

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

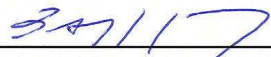
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Meteorologia

Dr. Carlos Frederico de Angelis



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Daniel Alejandro Vila



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Rodrigo Augusto Ferreira de Souza



Convidado(a) / UEA / Manaus - AM

Dr. José Ricardo de Almeida França



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

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

Aluno (a): Wagner Flauber Araujo Lima

São José dos Campos, 20 de abril de 2012

AGRADECIMENTOS

Dentre as pessoas que de alguma forma colaboraram para a execução e finalização desta Tese, quero agradecer: ao meu orientador, Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, pelo incentivo e orientação durante o desenvolvimento do trabalho.

À Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (DSA-CPTEC) por oferecer toda infraestrutura e os dados necessários para o desenvolvimento do trabalho.

Aos pesquisadores, Dra. Catherine Prigent e Dr. Eric Defer pelo apoio científico durante a minha visita no “Observatoire de Paris-LERMA”. A ajuda de vocês foi muito valiosa para o desenvolvimento de parte do Capítulo 5.

A meus pais, Benedito e Miriam e minhas irmãs, Christiane e Viviane, pelo constante apoio e incentivo durante todos os anos de minha formação.

E, em especial, a minha esposa Ramona aos meus filhos Wagner Augusto e Maria Clara, pelo amor, companheirismo e incentivo.

RESUMO

Este trabalho propõe testar e avaliar dois procedimentos para estimar as características das estruturas verticais das nuvens por meio do uso de satélites meteorológicos. A primeira proposta baseia-se no uso de simulações com um modelo de transferência radiativa acoplada com modelo numérico de previsão de mesoescala e medições de radiancias multiespectrais. Esse procedimento foi avaliado utilizando simulações de temperatura de brilho (TB) a partir do modelo de transferência radiativa, RTTOV-8 (*Radiative Transfer Model for ATOVS- Versão 8*), para os canais do sensor TMI (*TRMM Microwave Imager*) a bordo do satélite *TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)* e HSB (*Humidity Sounder for Brazil*) a bordo do satélite *AQUA*. Neste estudo foram utilizadas, como parâmetro de entrada para o RTTOV, as saídas simuladas pelo modelo de mesoescala, *BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modelling System)*, para um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) ocorrido na região do Chaco. O objetivo principal dessa etapa foi analisar o potencial das simulações do RTTOV em sinergia com as simulações do *BRAMS* e, adicionalmente, obter informações sobre a estrutura vertical das nuvens. O estudo foi realizado por meio de comparações entre simulações e observações por satélite, utilizando campos, histogramas e cortes transversais. As características termodinâmicas dos sistemas precipitantes e suas estruturas verticais foram bem capturadas pelo modelo *BRAMS*, com ressalva para o deslocamento e intensidade dos hidrometeoros do CCM que foram subestimados. De modo geral, uma boa concordância é obtida entre os campos de TB simulados e observados para todos os canais analisados. Devido à subestimação dos hidrometeoros pelo *BRAMS*, foi observada uma discrepância entre as TB simuladas e medidas em 85 GHz para valores de TB mais frios. Esse resultado revela o potencial desta metodologia no ajuste das parametrizações de microfísica das nuvens, permitindo, após ajustes, simulações mais realísticas e a descrição do campo 3D das propriedades microfísicas das nuvens. A segunda metodologia avaliada baseou-se no potencial de uso do sensor *SEVIRI* na descrição dos perfis verticais de nuvens a partir de características multispectral do topo das nuvens. Nesse estudo foram utilizados, de forma conjunta, os perfis de refletividade, a classificação do tipo de nuvens extraído do algoritmo *2A25 do TRMM* e a temperatura de brilho dos canais do *SEVIRI* para extrair informações de padrões de nuvens. As análises foram realizadas para quatro tipos de nuvens, convectiva (CV), nuvem quente (WC), estratiforme com banda brilhante (BB) e estratiforme sem banda brilhante (ST) e quatro combinações entre as diferenças de temperatura de brilho dos canais do *SEVIRI*, ($BTD_{10.8-3.9}$), ($BTD_{6.2-10.8}$), ($BTD_{8.7-10.8}$) e ($BTD_{10.8-12}$). Em uma primeira etapa foram determinados 16 centróides médios típicos da região de estudo, com 3 para WC e ST, 4 CV e 6 BB. Os resultados mostraram que as diferenças de canais analisadas neste trabalho são bastante favoráveis para distinção entre nuvens com propriedades quentes e frias. A análise discriminante apontou um desempenho muito bom para classificação de tipos de nuvens, com taxa de sucesso em torno de 77.4 e 73.5% para a noite e dia, respectivamente.

CHARACTERIZATION OF CLOUDS VERTICAL STRUCTURES USING MULTI-CHANNELS AND RADIATIVE TRANSFERENCE MODEL SIMULATIONS

ABSTRACT

The purpose of this work is to test and validate two ways of estimating the characteristics of clouds vertical structures using meteorological satellites. The first proposal aims to use simulations with a radiative transference model coupled with a meso-scale numerical forecast model and multi-spectral radiance measurements. This procedure was validated using brightness temperature (BT) simulations from the radiative transference model, *Radiative Transfer Model for ATOVS* (RTTOV), for all the channels from *TRMM Microwave Imager* (TMI) and *Humidity Sounder for Brazil* (HSB) sensors. In this study, RTTOV was forced with simulation outputs from the meso-scale model, BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modelling System*) for a Mesoscale Convective Complex (MCC) case in the Chaco region. The main goal of this stage was to analyse the potential of RTTOV simulations in cooperation with BRAMS simulations and additionally, get information on clouds vertical structures. The study was performed by comparing simulations with satellite observations using fields, histograms and vertical sections. The thermodynamic features of the precipitating systems and their vertical structures were well captured with BRAMS, except for the MCC hydrometeors displacement and intensity which were underestimated. In general a good agreement between the simulated and observed BT fields was obtained. Due to BRAMS hydrometeors underestimation, differences were noticed between simulated BT at 85GHz for colder BT values. This result shows the potential of the methodology to adjust microphysics parameterizations, allowing more realistic 3D fields representations of clouds microphysical properties. The second methodology evaluated in this study was based on the potential of using SEVERI sensor in describing clouds vertical profiles from multi-spectral features of clouds top. In this study, reflectivity profiles, clouds type classification obtained from TRMM 2A25 algorithm and BT from SEVERI channels to extract information on cloud patterns were cooperatively used. Analysis were carried out for four cloud types: convective (CV), warm cloud (WC), stratiform with (BB) and without (ST) bright bands plus four combinations among SEVIRI, (BTD10.8-3.9), (BTD6.2-10.8), (BTD8.7-10.8) and (BTD10.8-12) channels. In a first stage, 16 typical mean centroids in the studied region were identified, being 3 from WC and 3 from ST, 4 CV and 6 BB. Results showed that differences in channels analyzed in this work are favorable in identifying warm from cold cloud properties. Discriminant analysis showed good performance to classify cloud types, with skill of about 77.4 and 73.5% for night and day respectively.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Relações entre comprimento de onda e frequência para o espectro eletromagnético.....	9
Figura 2.2 - a) Espectro da radiação solar no topo da atmosfera. Es curvas pontilhadas representam a emissão de um corpo negro ideal nas temperaturas indicadas. b) Espectro de absorção para os principais gases da atmosfera....	10
Figura 2.3 - Índice imaginário de refração do gelo e água para os comprimentos de onda entre 3 a 13 μm	16
Figura 2.4 - Albedo de espalhamento simples das nuvens de gelo (ice) e água líquida (water) para os raios efetivos (r_e) de 5-100 μm nos comprimentos de onda entre 3 a 13 μm	17
Figura 2.5 - Curvas de radiâncias de corpo negro para o sol (6000 k) e para terra (288 k). A linha vertical é a região detectada pela banda 3,9 μm	18
Figura 2.6 - Albedo simples de espalhamento em função do raio da partícula de gelo (ice) e água (water) da nuvem no comprimento de onda de 3,9 μm	19
Figura 2.7 - Transmitância atmosférica em função da frequência, na ausência de espalhamento.....	20
Figura 3.1 - Perfis teóricos de LWC para diferentes valores de IWL para os tipos de nuvens (a) cumulonimbus; (b) estratiformes.....	37
Figura 4.1 - Área de estudo usada para realização das análises de classificação de Perfis de Refletividade de nuvens usando canais Multiespectrais.	43
Figura 5.1 - Fluxograma do desenvolvimento realizado para as simulações dos modelos RTTOV e BRAMS.....	49
Figura 5.2 - Imagem Realçada do Canal-4 do satélite GOES-8 para um evento de Complexo Convectivo de Mesoescala do dia 17 a 18/01/03 nos seguintes horários: a) 19:15 UTC, b) 23:15 UTC, c) 04:15 UTC, d) 06:45 UTC, e) 10:15 UTC e f) 16:15 UTC.	50
Figura 5.3 – Campos do BRAMS para o CCM às 09:30 UTC do dia 18. Os campos mostram o conteúdo integrado na coluna atmosférica para água líquida, chuva, cristais de gelo e precipitação sólida.....	54

Figura 5.4 – Perfis verticais de hidrometeoros médios para o CCM simulado pelo BRAMS nos horários das 04:30 UTC (linha preta) e 09:30 UTC (linha vermelha). A média foi calculada apenas para os valores de razão de mistura maiores que zero.....	56
Figura 5.5 – Campos de temperatura de brilho observada e simulada para os canais de emissão sobre o CMM. Coluna esquerda: TB observadas pelo sensor TMI às 09:40 UTC. coluna direita: TB simuladas pelo RTTOV às 09:30 UTC de 18/01/2003.	59
Figura 5.6 – Campos de temperatura de brilho observada e simulada para os canais de espalhamento sobre o CMM. Coluna esquerda: TB observadas pelo sensor TMI às 09:40 e hsb às 04:30 UTC. Coluna direita: TB simuladas pelo RTTOV às 04:30 e 09:30 UTC para de 18/01/2003.	61
Figura 5.7 – Distribuições de Frequência da temperatura de brilho observada (linha vermelha) e simulada (linha azul) para os canais 10, 19, 22, 37 e 85 ghz, todos na polarização Vertical.	64
Figura 5.8 – Secções Transversais para o Complexo Convectivo simulado na latitude de -26°s, e observado na latitude de -24.6°s para os canais do TMI. Na última linha, o integrado dos hidrometeoros simulados pelo BRAMS são também apresentados.....	66
Figura 6.1 - Centróides para os perfis a) Nuvem quente (WC), b) Convectivo (CV), c) Estratiforme com banda brilhante (BB) e d) Sem Banda brilhante (ST). Os valores nos gráficos representam a frequência absoluta para cada centróide, e, entre parênteses, a frequência relativa.....	77
Figura 6.2 - Histogramas de frequências acumuladas das DTB _{10.8-3.9n} , DTB _{10.8-3.9d} , DTB _{6.2-10.8} , DTB _{8.7-10.8} , e DTB _{10.8-12} para os quatro grupo de nuvens, a) Nuvens Quentes, b) Nuvens Convectivas, c) Nuvem Estratiforme com Banda Brilhante e d) Nuvem Estratiforme sem Banda Brilhante.	79
Figura 6.3 - Histogramas das a) DTB _{10.8-3.9n} , b) DTB _{10.8-3.9d} , c) DTB _{6.2-10.8} , d) DTB _{8.7-10.8} , e e) DTB _{10.8-12} para os quatros centróides convectivos.	81
Figura 6.4 - Histogramas das a) DTB _{10.8-3.9n} , b) DTB _{10.8-3.9d} , c) DTB _{6.2-10.8} , d) DTB _{8.7-10.8} , e e) DTB _{10.8-12} para os três centróides de nuvens quentes.	85
Figura 6.5 - Histogramas das a) DTB _{10.8-3.9n} , b) DTB _{10.8-3.9d} , c) DTB _{6.2-10.8} , d) DTB _{8.7-10.8} , e e) DTB _{10.8-12} para os seis centróides estratiformes com banda brilhante.....	88

Figura 6.6 - histogramas das a) $DTB_{10.8-3.9n}$, b) $DTB_{10.8-3.9d}$, c) $DTB_{6.2-10.8}$, d) $DTB_{8.7-10.8}$, e e) $DTB_{10.8-12}$ para os três centróides Nuvem Estratiforme sem Banda Brilhante..... 90

Figura A. 1 - Gráfico de dispersão entre $DTB_{6.2-10.8}$ e $TB_{10.8\mu m}$ para o grupo de pixels classificados como nuvens quentes (topo) (a). Histograma da temperatura de brilho do canal 10.8 μm para o grupo de pixels classificados como nuvens quentes (base) (b)..... 118

Figura A. 2 - Exemplo que apresenta posição do pixel (asterisco) em: a) Imagem da temperatura de brilho do canal 10.8 μm (topo esquerdo); b) perfis verticais de refletividade (topo direito); c) Corte transversal a-b sobre o pixel (base esquerdo); d) Corte transversal c-d sobre o pixel (base direita)..... 119

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Conteúdo de água líquida para nuvens Cumulonimbus e estratiforme	36
Tabela 4.1 - Características dos Canais do TMI/TRMM.....	40
Tabela 4.2 - Características dos Canais do PR/TRMM.....	41
Tabela 4.3 – Característica técnicas dos Canais do HSB.....	44
Tabela 4.4 - Características do Sensor SEVIRI a bordo do satélite MGS.....	45
Tabela 6.1 - Distribuição de Frequência absoluta (no.) e relativa dos 17.622 perfis de refletividade entre os grupos, Convectiva (CV), nuvem quente (WC), Estratiforme com banda brilhante (BB) e sem banda brilhante (ST). o índice “i” representa os perfis dos subgrupos de cada grupo de nuvem	75
Tabela 6.2 - Parâmetros estatísticos, Média (MED) e Variância (VAR), das diferenças de canais para cada centróide dos grupos de Nuvens Quentes (WC), Nuvens Convectivas (CV), Nuvem estratiforme com Banda Brilhante (BB) e Nuvem Estratiforme sem Banda Brilhante (ST).	93
Tabela 6.3 - Coeficientes das funções lineares discriminante de “FISHER” para classificar os grupos de nuvens quentes (WC), Convectiva (CV) e Estratiforme com Banda brilhante (BB), para o período noturno e diurno, usando as diferenças $DTB_{10.8-3.9}$, $DTB_{6.2-10.8}$, $DTB_{8.7-10.8}$, E $DTB_{10.8-12}$, a temperatura de brilho do canal $10.8\mu M$ (TBCH10) e desvio padrão da TBCH10 dos 9 pixels vizinhos (DPCH10).	95
Tabela 6.4 - Porcentagem de sucesso para as funções lineares de “FISHER” separadamente para o período noturno e diurno, usando como variáveis as diferenças $DTB_{10.8-3.9}$, $DTB_{6.2-10.8}$, $DTB_{8.7-10.8}$, e variáveis $DTB_{10.8-12}$, DPCH10 e TBCH10.....	96

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AIRS	<i>Atmospheric Infrared Sounder</i>
AMSU-A/B	<i>Advanced Microwave Sounding Unit A/B</i>
ATMET	<i>Atmospheric, Meteorological, and Environmental Technologies</i>
ATSR	<i>Along Track Scanning Radiometer</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
BRAMS	<i>Brazilian Regional Atmospheric Modelling System</i>
DSA	<i>Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais</i>
DMSP	<i>Defense Meteorological Satellite Program</i>
CCM	<i>Complexo Convectivo de Mesoescala</i>
CNRS	<i>Centre National de la Recherche Scientifique</i>
CPTEC	<i>Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos</i>
ERS	<i>European remote sensing satellite</i>
ESMR	<i>Electrically Scanning Microwave Radiometer</i>
FINEP	<i>Financiadora de Estudos e Projetos</i>
GCE	<i>Goddard Cumulus Ensemble</i>
GMT	<i>Greenwich Mean Time</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GPM	<i>Global Precipitation Measurements</i>
GPROF	<i>Goddard Profiling Algorithm</i>
HDF	<i>Hierarchical Data Format</i>
HSB	<i>Humidity Sounder for Brazil</i>
IAG	<i>Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas.</i>
IR	<i>InfraRed</i>
IME	<i>Instituto de Matemática e Estatística</i>
INPE	<i>Instituto Nacional Pesquisa Espaciais</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
IWP	<i>Ice Water Path</i>
LIS	<i>Lightning Imaging System</i>
MSG	<i>Meteosat Second Generation</i>

MW	<i>Microwave</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NASDA	<i>National Space Development Agency of Japan</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmosphere Administration</i>
ODA	<i>Assimilação de Dados de Observação</i>
PNAE	<i>Plano Nacional de Atividades Espaciais</i>
PNT	<i>Previsão Numérica de Tempo</i>
PR	<i>Precipitation Radar</i>
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modelling System</i>
RTTOV	<i>Radiative Transfer Model for ATOVS</i>
SEVIRI	<i>Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager</i>
SI	<i>Scattering Index</i>
SSM/I	<i>Special Sensor Microwave Imager</i>
SSM/T-2	<i>Special Sensor Microwave/Temperature-2</i>
TB	<i>Temperatura de Brilho</i>
TMI	<i>TRMM Microwave Imager</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
USP	<i>Universidade de São Paulo</i>
VIRS	<i>Visible and InfraRed Scanner</i>
VIS	<i>Visível</i>

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 MOTIVAÇÃO	5
1.2 OBJETIVO	7
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
2.1 RADIAÇÃO ELETROMAGNÉTICA	9
2.2 PROPRIEDADES ÓPTICAS DA RADIAÇÃO SOLAR	10
2.3 PROPRIEDADES ÓPTICAS NA BANDA DO INFRAVERMELHO	13
2.4 PROPRIEDADE ÓPTICA DA BANDA DE MICROONDAS	20
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	23
3.1 SENSORIAMENTO REMOTO UTILIZANDO O VISÍVEL E INFRAVERMELHO.....	23
3.2 USO DO ESPECTRO DE MICROONDAS NA ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO	27
3.3 MODELO ATMOSFÉRICO DE MESOESCALA RAMS/BRAMS	33
3.4 MODELO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA RTTOV	34
3.5 PERFIL VERTICAL DAS NUVENS	35
4. DESCRIÇÃO DOS DADOS.....	39
4.1 SATÉLITE TRMM	39
4.1.1 Base de dados - TMI/TRMM.....	40
4.1.2 Base de Dados – PR/TRMM	41
4.2 BASE DE DADOS – HSB/AQUA	43
4.3 BASE DE DADOS METEOSAT SEGUNDA GERAÇÃO (MSG):	44
5. COMPARAÇÃO ENTRE RADIÂNCIAS MEDIDAS POR SATÉLITES E SIMULADAS	47
5.1 INTRODUÇÃO	47
5.2 ESTUDO DE CASO: COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA	50
5.3 OS MODELOS RTTOV E BRAMS.....	51

5.3.1.	Modelo de transferência Radiativa - RTTOV	51
5.3.2.	Modelo de Previsão Numérica - BRAMS	52
5.4	RESULTADO	53
5.4.1	Estrutura Vertical dos Hidrometeoros: Estudo de caso para um CCM	54
5.4.2	Comparações entre Temperatura de Brilho Simulada e Observada	56
5.4.3	Distribuições de Frequência para as Temperaturas de Brilho Simulada e Observada.....	62
5.4.4	Secção Transversal para o CCM.....	65
5.5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	67
6. CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS VERTICAIS DAS NUVENS A PARTIR DE MULTICANAIS		69
6.1	INTRODUÇÃO	69
6.2	DADOS	72
6.2.1	PR/TRMM	73
6.2.2	SEVIRI/MSG	73
6.3	DEFINIÇÃO DOS PERFIS DE REFLETIVIDADE DAS NUVENS	73
6.4	ANÁLISES MULTICANAIS PARA OS GRUPOS DE NUVENS	78
6.4.1	Análise para os Subgrupos: Nuvens Convectivas	80
6.4.2	Análise para os Subgrupos: Nuvens Quentes	83
6.4.3	Análise para os Subgrupos: Nuvens Estratiformes com e sem Banda Brilhante	87
6.5	ESTATÍSTICAS GERAIS DA CLASSIFICAÇÃO DOS PERFIS DE NUVENS	92
6.6	CLASSIFICAÇÃO DOS PERFIS DE NUVENS.....	93
6.7	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	97
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES		101
7.1	CONSIDERAÇÕES FINAIS	101
7.2	CONCLUSÕES FINAIS.....	103
7.3	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTURO	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		109
APÊNDICE A – ANÁLISE DA CONTAMINAÇÃO POR MULTICAMADA NA CLASSIFICAÇÃO DE NUVENS QUENTES.....		117

1. INTRODUÇÃO

A precipitação é uma das componentes atmosféricas de maior importância no planeta, pois afeta de várias formas o ambiente e, conseqüentemente, a sociedade. Ela está entre os parâmetros atmosféricos mais difíceis de medir, devido a sua elevada variabilidade no tempo e no espaço (HABETS et al., 2004). A forma convencional utilizada para quantificar a precipitação que ocorre em uma determinada região é por meio de pluviômetros e/ou radares distribuídos em diversos pontos da superfície da Terra. Em ambos os métodos, as observações e as quantificações da precipitação ficam comprometidas nas áreas remotas de terra ou água, onde os dados não são coletados rotineiramente. Estas dificuldades ditam uma estratégia de amostragem que, inevitavelmente, requer o uso de dados coletados por sensores a bordo dos satélites em órbita da Terra. Além disso, os satélites, pela sua capacidade de espacializar a informação geográfica, conseguem realizar medidas mais homogêneas e coerentes no espaço e tempo. Desse modo, uma das principais maneiras para suprir a deficiência ou limitações dos meios convencionais, em obter informações sobre a precipitação em escala global e contínua, é por intermédio das diversas técnicas de estimativa de precipitação por sensoriamento remoto.

Os sensores, para estimar a precipitação remotamente, podem ser divididos entre ativos e passivos. Os ativos irradiam energia sobre os alvos e medem a quantidade de energia retroespalhada por eles, os quais são comumente conhecidos como radares meteorológicos e estão a bordo de satélites meteorológicos de órbita baixa, pois ainda não existe tecnologia para equipar satélites geoestacionários. Por outro lado, os passivos medem a energia emitida pelo sistema Terra-Atmosfera que é absorvida ou espalhada durante a sua propagação na atmosfera. Existem várias técnicas de estimativa de precipitação por meio de sensores passivos. Os primeiros métodos utilizaram dados de imagens do visível (BARRET, 1970; FOLLANSBEE, 1973), em seguida, a do infravermelho (ARKIN E MEIMER, 1987; ADLER E NEGRI, 1988;

VICENT et al., 1998), ambos a bordo dos satélites geoestacionários. Posteriormente, através das imagens dos sensores de microondas a bordo dos satélites de órbitas polares surgiram estudos que empregavam as frequências de microondas para estimativa de precipitação (SMITH e MUGNAI, 1988; ADLER et al., 1991; KUMMEROW e GIGLIO, 1994; FERRARO et al., 2000; WENG et al., 2003).

A estimativa de precipitação à superfície por satélite pode ser avaliada pela relação entre a altura do topo da nuvem e a taxa de precipitação na superfície ou entre as características microfísicas das nuvens e precipitação. Os métodos de estimativa de precipitação que utilizam os canais do visível ou infravermelho são baseados nas hipóteses de que a alta refletividade ou baixo valor da temperatura de brilho de uma nuvem pode ser uma indicação de convecção e, conseqüentemente, associado a uma taxa de precipitação na superfície. Porém, uma falha desse método é que nem toda nuvem brilhante ou com topo frio está efetivamente precipitando e com a mesma intensidade. Essa relação é somente razoável para médias no tempo e no espaço e dificilmente apresenta bons desempenhos em tempo real e na escala do pixel.

Por outro lado, as estimativas de precipitação que utilizam medidas em microondas são baseadas nas interações entre os hidrometeoros e a radiação nesse comprimento de onda por absorção, emissão ou espalhamento. As frequências baixas (abaixo de 60 GHz), quando interagem com as nuvens ou precipitação, têm como efeitos predominantes a emissão e absorção pela água líquida. Assim, o sinal nestas frequências é uma relação direta com as gotas de chuva e, desta maneira, com a taxa de precipitação, porém é utilizado apenas sobre os oceanos. As emissividades dos oceanos são baixas e uniformes (0,4 – 0,5), portanto estas superfícies são ideais para a inferência da precipitação, pois há um grande contraste entre este e a precipitação. Logo o oceano apresenta temperaturas de brilho baixas e as nuvens bem mais altas em função da emissividade das nuvens com gotas de chuva. Para as frequências altas (acima de 60 GHz), o espalhamento pelos cristais de gelo, presentes em

altos níveis nas nuvens convectivas, é o efeito mais importante. Dessa maneira, o sinal nestes comprimentos de onda tem uma relação indireta com a taxa de precipitação, no entanto, desde que o sinal espalhado seja independente da superfície, ele pode ser aplicado sobre o continente.

Existem distintas técnicas de estimativa de precipitação que utilizam a faixa de microondas (FERRARO et al., 2000; STAELIN e CHEN, 2000; KUMMEROW e GIGLIO, 1994a). Por exemplo, a técnica aplicada por Ferraro et al. (2000) para estimar a precipitação baseia-se na relação indireta entre tamanho e concentração das partículas de gelo com a diferença entre os canais de 89 GHz e 150 GHz. Staelin e Chen (2000) aplicaram redes neurais para estimar a taxa de precipitação a partir de dados de temperatura de brilho dos canais de 183 GHz do AMSU-B, a bordo do NOAA-15. Outra técnica mais sofisticada - o GPROF (*Goddard Profiling Algorithm*) -, apresentada por Kummerow e Giglio (1994a), baseia-se em um algoritmo de inversão que usa um banco de dados, o qual, para sua construção, foi preciso usar de um modelo de transferência radiativa acoplado com um modelo de nuvens, a fim de obter os perfis verticais de hidrometeoros e as respectivas temperaturas de brilho simuladas para cada canal do sensor SSM/I - *Special Sensor Microwave/Imager*, a bordo dos satélites da U.S. *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP). Portanto, uma melhor estimativa da precipitação à superfície é realizada através do conhecimento preliminar das características microfísicas das nuvens, tais como, estruturas verticais do conteúdo de vapor da água, conteúdo de água líquida, distribuições de gelo e neve dentro da nuvem, conforme modelados e discutidos por Lima et al. (2007).

Por outro lado, a desvantagem desses métodos é que as medidas em microondas se restringem a satélites de órbitas polares ou equatoriais, com poucas medidas ao longo do dia; logo esses satélites não permitem um acompanhamento contínuo das precipitações. Para suprir esse problema e assegurar uma amostragem temporal suficiente, diferentes soluções estão sendo propostas e, entre estas, destaca-se a rede de satélites apresentada

pelo “*Global Precipitation Measurement Mission*” (GPM) que, devido ao grande sucesso do programa “*Tropical Rainfall Measuring Mission*” (TRMM) - elaborado pela “*National Aeronautics and Space Administration*” (NASA) e “*National Space Development Agency of Japan*” (NASDA) -, tenta-se estender esta experiência do TRMM para o programa GPM para estimar precipitação global a cada 3 horas. O Brasil participa dessa proposta desde 2004, quando lançou o Programa GPM-BR com o objetivo de participar efetivamente da Missão GPM. No primeiro semestre de 2005, o Programa foi incluído no Plano Nacional de Atividades Espaciais – PNAE 2005-2014 - do governo brasileiro. Os objetivos do GPM-BR se orientam no sentido do Brasil construir e lançar um satélite de órbita equatorial equipado com radiômetros na faixa de microondas para estimar a precipitação global a cada 3 horas, em áreas de 25 x 25 km. E com a necessidade do país de se preparar para a era GPM, uma das etapas para implementação do programa é a criação de Grupos de Apoio à Pesquisa e Desenvolvimento (GAP), cuja responsabilidade é realizar pesquisa e desenvolvimento em algoritmos e radiômetros na faixa das microondas para estimar precipitação. Nesse contexto, espera-se que os resultados dessa pesquisa possam auxiliar no desenvolvimento de algoritmos de estimativa de precipitação por satélite sobre o Brasil. O país já elaborou um estudo com o CNES e realizou diversas reuniões com a NASA, embora ainda não tenha uma proposta concreta efetiva para a participação ativa no GPM. Há brasileiros que fazem parte da equipe científica e os conhecimentos adquiridos estão sendo utilizados para a preparação dos algoritmos operacionais do GPM. Estes consistem em três tipos: aquele que utiliza somente o radar ativo, outro que combina o radar e os microondas passivos e um tipo que se vale somente dos dados coletados pelos microondas passivo. Esse trabalho visa dar uma contribuição a este último tipo de algoritmo.

A estimativa de precipitação foi notavelmente aprimorada a partir do lançamento do satélite TRMM e, conseqüentemente, com o desenvolvimento de novos algoritmos (ADLER et al., 1991; HUFFMAN et al., 1997). Contudo, a

estimativa de precipitação através do sensoriamento remoto por microondas sobre o continente ainda tem várias deficiências porque é estimada indiretamente (BERG et al., 2006) e a precipitação de nuvens quentes é calculada com pouca precisão (SHORT e NAKAMURA, 2000; LIU e ZIPSER, 2009). Assim, o desenvolvimento e o aperfeiçoamento de metodologias de estimativas de precipitação, mais exatas por satélites meteorológicos sobre o continente, são de fundamental importância para as mais variadas aplicações, tais como agricultura, hidrologia, economia, meteorologia ou climatologia.

Estudo recente tem mostrado que a melhor forma de estimar a precipitação por satélite é por meio da aproximação física, ou seja, conhecer os processos físicos das nuvens como: a estrutura tridimensional, a evolução temporal, os tipos de hidrometeoros e os estágios do ciclo de vida da nuvem. Stephens e Kummerow (2007) afirmam que as hipóteses adotadas sobre a estrutura vertical de precipitação da nuvem, assim como os detalhes das propriedades das partículas de gelo e distribuição de tamanho, são uma das principais fontes de incertezas na estimativa de precipitação. Eles consideram que melhores definições do estado da atmosfera e da estrutura vertical das nuvens e da precipitação são necessárias para melhorar a qualidade das estimativas de precipitação a partir de observações por satélites. Processos de extração de informações sobre as propriedades microfísicas de nuvens, a partir de satélites geoestacionários ou através de modelos numéricos, para aprimorar um banco de dados das propriedades microfísicas das nuvens, podem contribuir fortemente para estimativas de precipitação por satélites, com melhorias do modelo das nuvens e do conhecimento sobre o efeito destas no balanço radiativo da Terra.

1.1 Motivação

Além do saber de que as nuvens são fundamentais para a maioria dos aspectos da vida humana, por meio da produção da precipitação, e que esta é essencial para fornecer e manter os reservatórios de água doce, sobre a qual a

vida humana depende, é necessário, ainda, ter conhecimento de que as nuvens ainda exercem uma influência importante no balanço de energia do planeta. São elas que liberam calor latente por meio do processo de condensação e a formação da precipitação e controlam a dinâmica atmosférica. Também influenciam fortemente sobre a quantidade de radiação solar e infravermelha que entra e sai da atmosfera. Esta influência é complexa e não totalmente compreendida, mas tem o potencial de exercer efeitos profundos sobre o clima e controlar as retroações que afetam as mudanças climáticas. Além disso, com o crescente aumento na velocidade de processamento dos computadores e a necessidade em se obter informações em maior resolução espacial e temporal, os modelos de previsão de tempo estão evoluindo para resoluções de poucos quilômetros a escala de metros. Com o aumento da resolução dos modelos numéricos de previsão de tempo, a física a ser resolvida pelo modelo passa da parametrização de nuvens para a microfísica explícita. Neste caso, os processos físicos no interior das nuvens necessitam ser modelizados, embora o conhecimento destes processos e sua modelagem ainda são pouco conhecidos e, portanto, um grande esforço precisa ser empregado nessa área. É fácil de imaginar que em alguns anos todos os modelos de previsão de tempo rodarão com microfísica explícita e tanto o conhecimento da física quanto das informações nessa escala serão necessários para a assimilação ou para gerar novas formulações que melhorem a sua descrição. Por essas razões descritas que este trabalho se estabeleceu, com vistas a desenvolver meios de observar ou validar a distribuição e variabilidade das propriedades das nuvens e da precipitação, por meio da utilização de sensoriamento remoto - uma ferramenta que permite espacializar as informações nessas escalas.

Dessa forma, a principal motivação deste trabalho é caracterizar os processos físicos das nuvens com a utilização de satélites para aprimorar e fornecer dados às estimativas de precipitação, à modelagem em alta resolução e aprimorar o conhecimento da estrutura vertical das nuvens e da precipitação.

1.2 Objetivo

O objetivo geral do trabalho é propor duas formas de obter a estrutura vertical das nuvens. A primeira, analisar, avaliar e obter informações dos processos microfísicos das nuvens, a partir de simulações de modelos numéricos de previsão, com auxílio do modelo de transferência radiativa. A segunda, descrever as estruturas verticais das nuvens, a partir das características multiespectrais do topo da nuvem, e apresentar assinaturas espectrais de combinações de canais e suas limitações para descrever essas.

Para alcançar o objetivo principal foram necessárias as seguintes atividades:

- Analisar o impacto das simulações em microondas, a partir do modelo de transferência radiativo, e comparar com imagens de satélite para validação das estimativas e conhecer a estrutura vertical dos sistemas precipitantes;
- Verificar o impacto e o potencial das combinações entre canais na faixa do infravermelho para classificar diferentes perfis verticais das nuvens e precipitação;
- Classificar os padrões das nuvens precipitantes com enfoque na estrutura vertical das nuvens;

A seguir é mostrada uma descrição sucinta para cada capítulo:

O Capítulo 2 apresenta a fundamentação teórica no aspecto de sensoriamento remoto relevantes para a compreensão do trabalho foi feita uma discussão de elementos teóricos como: as propriedades ópticas das bandas espectrais do visível (VIS), infravermelho (IR) e microondas (MW).

O Capítulo 3 apresenta um breve histórico a respeito acerca do uso das bandas do visível, infravermelho e microondas na recuperação de propriedades físicas das nuvens, a partir de observações por satélites, que serviu de

embasamento teórico para a metodologia utilizada e para a discussão dos resultados.

O Capítulo 4 apresenta os dados que foram utilizados, períodos, formatos e local onde foram coletados.

No Capítulo 5 são apresentados os resultados e discussões das simulações do modelo de transferência radiativa, RTTOV-8, para os canais do sensor de microondas TMI a bordo do satélite TRMM e o sensor HSB a bordo do AQUA.

No Capítulo 6 discute o potencial dos canais multiespectrais do sensor SEVIRI, a bordo dos satélites Meteosat segunda geração (MSG), em obter informações sobre perfis verticais de nuvens a partir de características físicas do topo.

O Capítulo 7 apresenta as considerações finais e conclusões sobre os principais resultados encontrados durante o desenvolvimento do trabalho e sugestões para trabalhos futuros.

No Apêndice A é apresentado os resultados das análises realizados para o estudo da contaminação por multicamada na Classificação de nuvens Quentes.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo serão apresentadas informações no aspecto de Sensoriamento Remoto, relevantes para a compreensão deste trabalho. Será realizada uma breve descrição a respeito das propriedades ópticas das bandas espectrais do visível (VIS), infravermelho (IR) e microondas (MW).

2.1 Radiação Eletromagnética

Todas as informações medidas pelos satélites sobre a Terra e a atmosfera chegam na forma de radiação eletromagnética. Esta energia desloca-se no espaço por meio de ondas eletromagnéticas, que não necessitam de um meio físico para serem transportadas e podem viajar através do vácuo ou atmosfera. Existem vários tipos de radiação eletromagnética, os quais se diferenciam pelo comprimento de onda ou frequência. A relação entre estas duas medidas é dada por meio da relação $f = c/\lambda$, onde f é a frequência, c é a velocidade da luz no vácuo, e λ é o comprimento de onda. O intervalo contínuo de todas as ondas eletromagnéticas, organizadas de acordo com a frequência e o seu comprimento, chama-se espectro eletromagnético. Por questão de convenção, este foi subdividido em algumas bandas espectrais discretas. A Figura 2.1 apresenta os limites das frequências e comprimento de onda das mais importantes bandas espectrais, embora esses limites não sejam muitos rígidos.

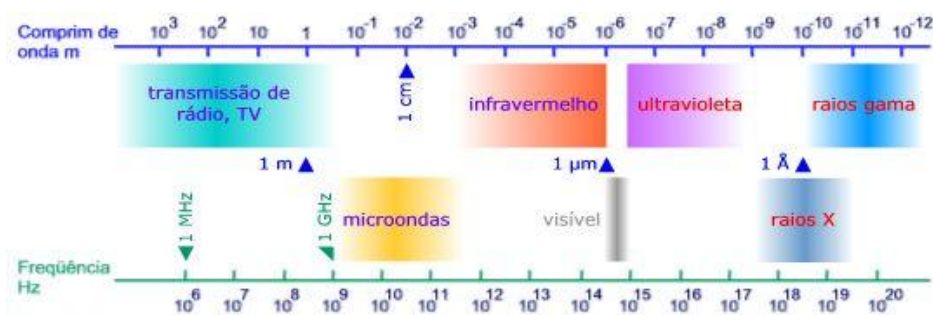


Figura 2.1 - Relações entre comprimento de onda e frequência para o espectro eletromagnético.

Fonte: Adaptado de Petty (2004).

Em relação ao espectro eletromagnético, serão expostas apenas discussões acerca das bandas espectrais que são utilizadas na recuperação de propriedades micro e macrofísica das nuvens. A física básica do sensoriamento remoto das nuvens pelas faixas espectrais da radiação solar, infravermelha ou terrestre e microondas será discutida nas seções 2.2, 2.3 e 2.4, respectivamente; maiores detalhes dessas e outras bandas são encontrados em Petty (2004).

2.2 Propriedades ópticas da Radiação Solar

A radiação solar contém a banda do visível que se estende de aproximadamente 0,4 a 0,7 μm , nessa faixa inclui os comprimentos de ondas de máxima emissão da radiação emitida pelo sol, como se pode observar no espectro da radiação solar no topo da atmosfera na Figura 2.2a. Além disso, em situações de céu claro, a atmosfera é, notavelmente, transparente em todos os comprimentos de onda do visível, como mostra o espectro de absorção para céu claro na Figura 2.2b.

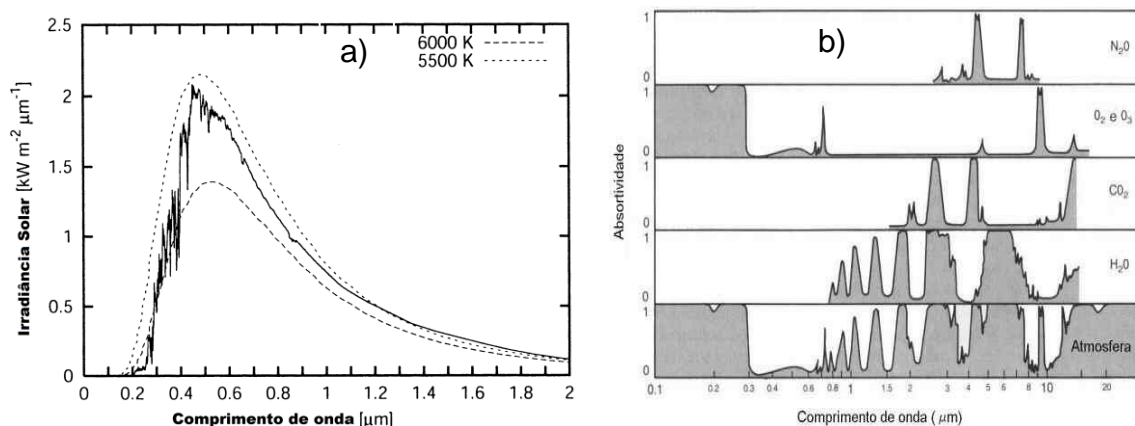


Figura 2.2 - a) Espectro da radiação solar no topo da atmosfera. As curvas pontilhadas representam a emissão de um corpo negro ideal nas temperaturas indicadas. b) Espectro de absorção para os principais gases da atmosfera.

Fonte: Adaptado de Petty (2004).

Em condições de céu encoberto a radiação no visível é fortemente espalhada quando interage com as partículas da nuvem e pode ser retroespalhada por mais de 100 vezes antes de se espalhar para fora da nuvem, visto que a absorção é geralmente baixa nessa faixa espectral. Este processo de espalhamento múltiplo é altamente influenciado pelas propriedades micro e macrofísicas das nuvens, Petty (2004).

As interações da radiação solar com as partículas das nuvens podem ser descritas por parâmetros, tais como: coeficiente de extinção total (β), albedo de espalhamento simples (ω) e a função de fase de espalhamento ($P(\theta)$).

O coeficiente de extinção total é a atenuação que um feixe de luz pode sofrer quando atravessa um meio como a atmosfera por absorção, espalhamento e emissão. É quantificado pela soma do coeficiente de espalhamento (β_s) e o coeficiente de absorção (β_a) e depende fortemente da distribuição de tamanho das gotas. No visível, a absorção pode ser negligenciada, então, o coeficiente de extinção é igual ao coeficiente de espalhamento. A importância relativa do coeficiente de extinção por espalhamento e absorção é caracterizada pelo albedo de espalhamento simples que corresponde à razão entre o coeficiente de espalhamento e o coeficiente de extinção total:

$$\omega = \frac{\beta_s}{\beta} = \frac{\beta_s}{(\beta_a + \beta_s)} \quad 2.1$$

A atenuação do feixe de radiação quando atravessa um meio de extinção é expressa pela lei de Beer-Bouguer-Lambert, (Liou, 200):

$$I_\lambda = I_\lambda(0)e^{-\tau_\lambda/\cos\theta_0} \quad 2.2$$

Onde I_λ é a intensidade do feixe de radiação depois que atravessou a atmosfera, $I_\lambda(0)$ é a radiação solar incidente no topo da atmosfera, τ_λ é a espessura óptica da nuvem para o comprimento de onda λ e $\cos\theta_0$ é o cosseno

do ângulo solar zenital. A partir da equação 2.2, observa-se que a intensidade de um feixe de radiação que atravessa um meio com atenuação homogênea decai exponencialmente, caracterizada pela espessura óptica da nuvem. Se considerada uma atmosfera plano-paralela, a espessura óptica indica a quantidade de material absorvedor e espalhador, opticamente ativo, encontrado no caminho atravessado pelo feixe de radiação. Essa espessura óptica é definida por:

$$\tau_{\lambda} = \int_{Z_{base}}^{Z_{topo}} \kappa_{ext,\lambda}(z) dz \quad 2.3$$

O coeficiente de extinção volumétrico, $\kappa_{ext,\lambda}(z)$, é uma medida da densidade óptica do meio e é definida como:

$$\kappa_{ext,\lambda}(z) = \beta_{\lambda} n(z) \quad 2.4$$

Onde $n(z)$ é a densidade dos espalhamentos (gotas de nuvens). O coeficiente volumétrico de extinção pode ser escrito como a soma do coeficiente de espalhamento e absorção:

$$\kappa_{ext,\lambda}(z) = \kappa_{a,\lambda} + \kappa_{s,\lambda} \quad 2.5$$

A função de fase descreve o espalhamento do feixe pelas partículas em várias direções. Ela descreve a relação entre a quantidade de energia que é espalhada no ângulo Θ com a direção da propagação da radiação incidente. Uma função de fase frequentemente utilizada para aplicações de transferência radiativa na atmosfera é a analítica $P(\Theta)$, de Henyey-Greenstein, definida em função do fator de assimetria (g) e o ângulo de espalhamento (Θ):

$$P(\Theta) = \frac{1}{4\pi} \frac{(1 - g^2)}{(1 + g^2 - 2g \cos\Theta)^{3/2}} \quad 2.6$$

Para um fator de assimetria igual a 1 (um), indica que o espalhamento é completamente frontal; quando igual 0 (zero), o espalhamento é simétrico. As gotas de nuvens e cristais de gelo, geralmente, têm valores de fatores de assimetria em torno de 0,85 e 0,7, respectivamente.

As reflectâncias das nuvens medidas por satélites no topo da atmosfera alteram com o comprimento de onda, devido ao espalhamento de Rayleigh, absorção dos gases e as propriedades espectrais das nuvens. A equação 2.7 é usada para calcular a reflectância espectral (R_λ) das nuvens no topo da atmosfera a partir de medidas da radiância espectral refletida (L_λ) e irradiância solar espectral ($F_{0,\lambda}$) (LIOU, 2002).

$$R_\lambda = \frac{\pi L_\lambda}{F_{0,\lambda} \cos \theta_0} \quad 2.7$$

A quantidade de radiância espectral refletida (L_λ) depende da geometria Sol-Satélite, a qual é indicada pelo ângulo zenital solar (θ_0), o ângulo zenital de visada do satélite (θ) e o ângulo azimute relativo.

2.3 Propriedades ópticas na Banda do Infravermelho

A banda do infravermelho estende-se do comprimento de onda de aproximadamente acima de 1,0 μm para 1000 μm (1 mm). Esta escala bastante larga abrange uma grande variedade de características de absorção e emissão da atmosfera. Ao contrário da faixa solar, a atmosfera não é uniformemente transparente a todos os comprimentos de onda do IR, a qual exibe características de forte absorção dependendo da interação da radiação com os constituintes da atmosfera, como se pode observar na Figura 2.2b.

No comprimento de onda do infravermelho termal o espalhamento por partículas de nuvens é desprezível, enquanto que a absorção e emissão são dominantes. Isto acontece porque o albedo de espalhamento simples é baixo, enquanto o parâmetro de assimetria é alto. Isto implica que a maior parte da

radiação é absorvida dentro de poucos eventos espalhados, enquanto que a radiação restante, não absorvida, é espalhada para frente. As nuvens opticamente espessas podem ser consideradas como um corpo negro, o que significa que emitem radiação no topo da nuvem, de acordo a função de Planck:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/K\lambda T} - 1)} \quad 2.8$$

Onde $B_{\lambda}(T)$ é a radiância espectral emitida ($Wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) no comprimento de onda $\lambda(\mu m)$ para um topo de nuvem com temperatura $T(K)$, h é a constante de Planck (Js^{-1}), K é a constante de Boltzmann (JK^{-1}) e c é a velocidade da luz (ms^{-1}).

As nuvens opticamente finas, assim como nuvens cirrus, são geralmente transparentes no infravermelho termal. Em particular, nos comprimentos de ondas próximos de 3,9 e 10 μm , essas nuvens não podem ser consideradas como corpo negro, e a quantidade da radiação espectral emitida observada no topo da atmosfera será afetada pelas suas propriedades, como espessura óptica, tamanho da partícula e fase termodinâmica (BAUM et al., 1994). Se considerado um número de hipóteses simplificadoras, a radiação emitida no topo da nuvem pode ser escrita como:

$$I_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda}B_{\lambda}(T_{nuvem}) + (1 - \varepsilon_{\lambda})B_{\lambda}(T_{superfície}) \quad 2.9$$

Onde ε_{λ} é a emissividade da nuvem, definida como a razão entre a radiância emitida pela nuvem com a radiância emitida pelo corpo que obedece à função de Planck. $B_{\lambda}(T_{nuvem})$ é a radiância espectral da nuvem no comprimento de onda λ , e $B_{\lambda}(T_{superfície})$ corresponde à superfície. T_{nuvem} e $T_{superfície}$ são as temperaturas de brilho da nuvem e superfície, respectivamente. A primeira é definida como a temperatura observada aparente, quando se assume uma superfície com emissividade igual a 1 (um). Na ausência do espalhamento a

emissividade da nuvem pode ser aproximada como uma função da espessura óptica (τ_λ) no comprimento de onda λ , e o coseno do ângulo de visada ($\cos\theta$), como definido por Minnis et al. (1993):

$$\varepsilon_\lambda = 1 - e^{-\tau_\lambda/\cos\theta} \quad 2.10$$

A emissividade aproxima-se de 1 para nuvens com grande espessura óptica e valores entre $0 < \varepsilon_\lambda < 1$ para nuvens opticamente finas. No entanto, a desconsideração do espalhamento pode levar a uma subestimação da emissividade da nuvem (MINNIS et al., 1993).

A absorção e espalhamento das nuvens são dependentes do índice de refração das partículas da nuvem e do seu tamanho (PETTY, 2004). O índice de refração (m) das partículas é dado por:

$$m = n_r - in_i \quad 2.11$$

Onde n_r é a parte real e influencia a velocidade de fase (v') do espalhamento pela partícula, de acordo com a equação 2.12, na qual c é a velocidade no vácuo.

$$v' = \frac{c}{n_r} \quad 2.12$$

Onde n_i é a parte imaginária e um indicador das propriedades de absorção da partícula, dado pela equação 2.13, em que β_a é o coeficiente de absorção e λ é o comprimento de onda.

$$\beta_a = \frac{4\pi n_i}{\lambda} \quad 2.13$$

A Figura 2.3 evidencia as diferenças de absorção entre o gelo e água líquida, através do índice imaginário de refração para os comprimentos de ondas entre 3 a 13 μm .

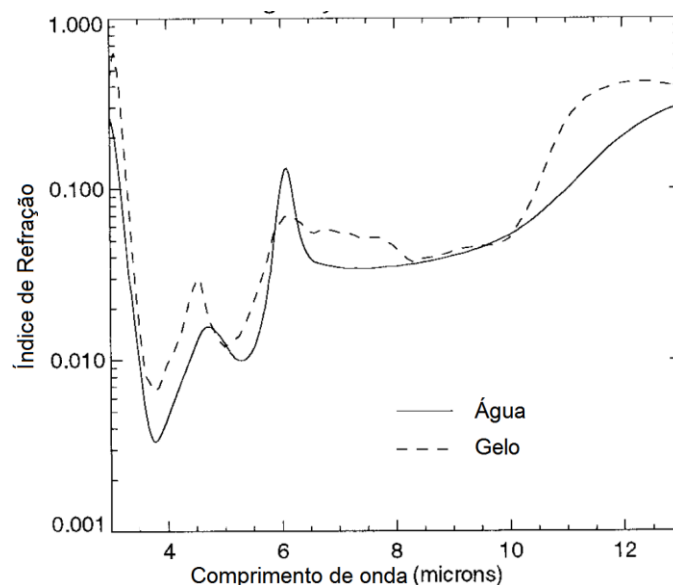


Figura 2.3 - Índice imaginário de refração do gelo e água para os comprimentos de onda entre 3 a 13 μm .

Fonte: Key e Intrieri (2000).

As diferenças nos valores dos índices de refração da água e do gelo irão resultar em valores distintos da radiação emitida pela nuvem. Por exemplo, se uma nuvem contém gotas de água e cristais de gelo à mesma temperatura (isto é, na mesma altitude), e tamanho e forma semelhante, a radiância medida na faixa 8-9 μm , nessas duas regiões da nuvem, será bem próxima devido à semelhança nos índices de refração. No entanto, na faixa entre 10 e 12 μm podem-se esperar diferenças significativas nas radiâncias medidas entre as regiões de gelo e água da nuvem, pois o gelo tem valores maiores do índice de refração do que a água nessas bandas. Assim, baseado apenas no índice imaginário de refração, as nuvens de gelo absorverão mais que as nuvens de água no espectro entre 10 e 12 μm , para o mesmo conteúdo de água. Isto resulta em temperaturas de brilho mais baixas para nuvens de gelo do que nuvens de água, na mesma altura e espessura.

A radiância medida pelo satélite é uma função da absorção/emissão, espalhamento e transmissão. O albedo de espalhamento simples (ω) indica o grau de eficácia da partícula em espalhar a radiação incidente. ω é uma função

da distribuição de tamanhos das partículas de gelo e água das nuvens, partículas pequenas espalham muito mais radiação que as grandes. A Figura 2.4 mostra o ω das nuvens de gelo e água para quatro diferentes raios efetivos (r_e), calculados com a teoria Mie para partículas esféricas.

Pode-se observar que o espalhamento em torno de 4 μm é maior do que os comprimentos de onda acima de 10 μm , isto complementa o princípio da forte absorção em comprimentos de ondas maiores. Observa-se também que quanto menor a partícula maior é o espalhamento e que, para tamanhos de cristais de gelo da ordem de tamanho encontrado nas nuvens convectivas, o espalhamento não varia muito para comprimentos de onda acima de 6 μm . Além disso, ω indica que as nuvens de gelo têm menor reflectância do que as nuvens de água líquida abaixo de 4 μm . Portanto, o albedo simples de espalhamento é uma função do tamanho e fase da partícula, de modo que os algoritmos de recuperação, que utilizam ω , estão baseados, em parte, no fato de que as gotas de água são tipicamente menores que os cristais de gelo.

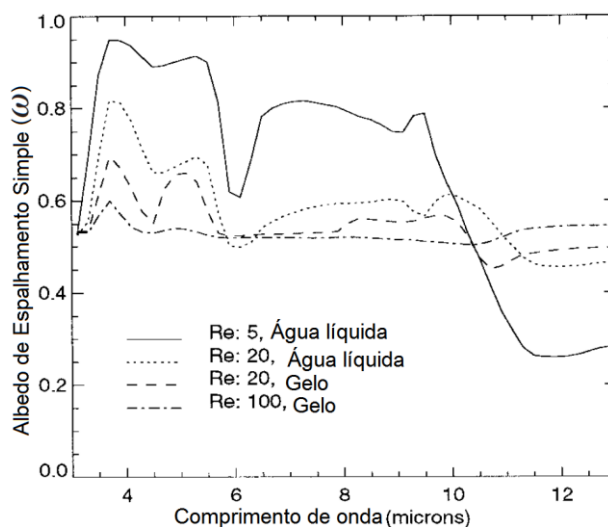


Figura 2.4 - Albedo de espalhamento simples das nuvens de gelo (ice) e água líquida (water) para os raios efetivos (r_e) de 5-100 μm nos comprimentos de onda entre 3 a 13 μm .

Fonte: Key e Intrieri (2000).

Uma particularidade do espectro do infravermelho é a presença da banda em torno de 3,9 μm . Neste comprimento de onda é possível medir tanto a radiação solar refletida, quanto a emitida pela superfície durante o dia. É possível observar esse comportamento na Figura 2.4, a qual apresenta as curvas de radiâncias de corpo negro para o sol (6000 K) e para terra (300 K). A linha vertical na Figura 2.5 é a região detectada pela banda 3,8 μm , o resultado da radiância recebida por um satélite (R_λ), durante o dia, neste comprimento de onda, é dado pela equação 2.12:

$$R_\lambda = \varepsilon_\lambda B_\lambda + r_\lambda S_\lambda \quad 2.14$$

Onde S_λ é a radiação solar, r_λ é a refletância da nuvem, B_λ é a energia emitida pela superfície e ε_λ é a emissividade da superfície.

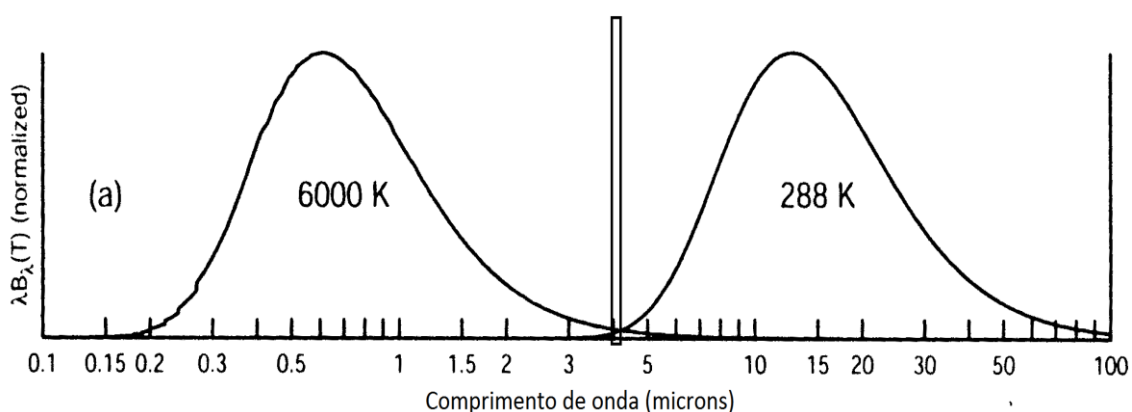


Figura 2.5 - Curvas de radiâncias de corpo negro para o sol (6000 K) e para terra (288 K). A linha vertical é a região detectada pela banda 3,9 μm .

Fonte: Adaptado de Petty (2004).

Como discutido anteriormente, a banda 3,9 μm é bastante sensível ao tamanho e fase da partícula da nuvem. A Figura 2.6 mostra o albedo de espalhamento simples em função do raio da partícula de gelo e água líquida da nuvem no comprimento de onda de 3,9 μm , o que evidencia bem essas dependências. Vale ressaltar que as gotas de águas refletem mais que as partículas de gelo

do mesmo tamanho. Devido a essa sensibilidade pode-se ver que durante o dia, as nuvens com gotas de água pequena, tais como cúmulos, nevoeiros e estratos são muito mais brilhantes, quando observados em $3,9 \mu\text{m}$, que nuvens de gelo, as quais refletem menos. Os estratos-cúmulos marinhos, com gotas maiores de água, parecem relativamente mais escuros quando comparados com cúmulos ou estratos sobre a Terra.

Devidos a essas propriedades físicas, o canal 3,9 é bastante usado em aplicações meteorológicas, por exemplo: detecção de nuvens baixas e nevoeiro, de cirrus fino, fase da água e tamanho da partícula e outras aplicações, como mostra Kerkmann et al. (2004).

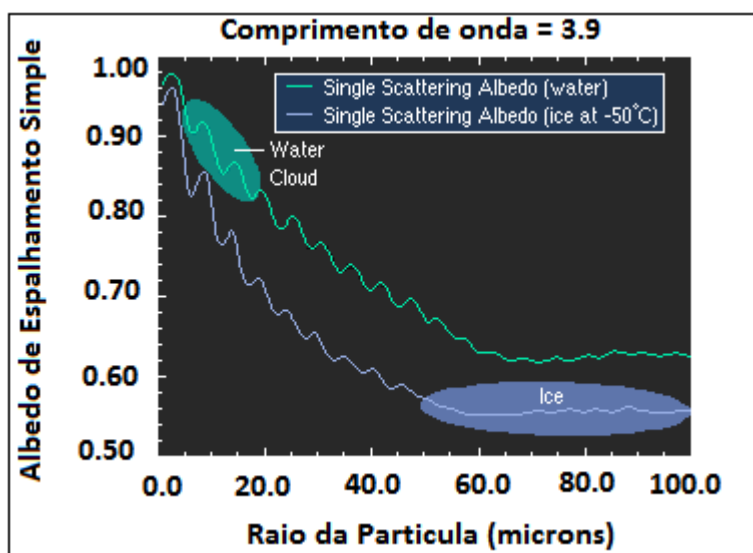


Figura 2.6 - Albedo simples de espalhamento em função do raio da partícula de gelo (ice) e água (water) da nuvem no comprimento de onda de $3,9 \mu\text{m}$.

Fonte: Kerkmann et al. (2004).

Analisar as diferenças espectrais de refletância da nuvem (radiação solar) e o comportamento espectral da temperatura de brilho ou emissividade (radiação infravermelho) é o princípio básico para a recuperação das propriedades micro e macrofísica das nuvens, a partir de observações no infravermelho.

2.4 Propriedade óptica da Banda de Microondas

Pode-se definir microondas como ondas com frequências entre 1 GHz a 300 GHz. A faixa espectral de microondas é muito importante para estudar as nuvens, especialmente as frequências bem abaixo de 100 GHz, pois as gotas de nuvens pouco interagem com a radiação, mas as gotas de chuva sofrem forte atenuação. As propriedades da superfície e a coluna total da atmosfera podem ser observadas do espaço em todas as condições do tempo, exceto nos eventos de chuva. A principal fonte natural emissora de microondas é o sistema terra-atmosfera. Do espaço, apenas a radiação cósmica de fundo atinge a terra (com temperatura de brilho em torno de 2,9 K). O sol, por ter alta temperatura, emite 99 % de sua energia em comprimentos de onda abaixo de $4\mu\text{m}$, e é desprezível a emissão em microondas. Na região de microondas, apenas as linhas de absorção do vapor d'água e molécula de oxigênio são significativas. Abaixo de 40 GHz, apenas uma fraca linha de absorção de vapor d'água em 22,2 GHz. Próximo de 31,4 GHz, o ar é relativamente transparente. A presença de oxigênio produz uma forte banda de absorção entorno de 60 GHz e 118,75 GHz. Para frequências maiores que 120 GHz, a absorção do vapor d'água torna-se dominante, devido à forte absorção em 183 GHz. A Figura 3.5 ilustra a transmitância atmosférica vertical em função da frequência para uma atmosfera padrão, em que se observam claramente as linhas de absorção (Liou, 2002).

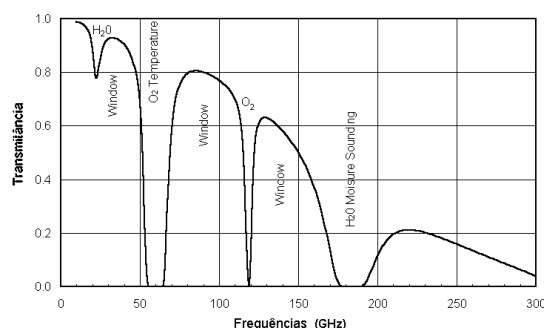


Figura 2.7 - Transmitância atmosférica em função da frequência, na ausência de espalhamento.

Baseado no espalhamento Lorenz-Mie para esfera, as propriedades radiativas das nuvens e precipitação no espectro de microondas têm as seguintes características:

- 1- As partículas de gelo nas nuvens pouco absorvem radiação em microondas, o efeito primário é o espalhamento da radiação;
- 2- As gotas de chuva e água líquida nas nuvens absorvem e espalham, com o predomínio maior da absorção para baixas frequências;
- 3- O Espalhamento do gelo e água líquida aumenta com a frequência.

Com relação às propriedades de espalhamento e absorção do gelo e água líquida, o espectro de microondas pode ser dividido em três regiões. Abaixo de 22 GHz, a absorção é o principal processo para a transferência radiativa em microondas, embora ocorra espalhamento, ele é termo secundário. Acima de 60 GHz, o processo de espalhamento é mais importante que a absorção. Entre 20 GHz e 60 GHz, tanto o espalhamento quanto a absorção são importantes. O espalhamento e absorção da partícula do gelo e d'água dependem de seus tamanhos relativos em relação à frequência de microondas. Para as frequências nas regiões de 22 GHz e 31 GHz, o espalhamento do cristal de gelo é desprezível, então as nuvens de gelo são transparentes para essas frequências de microondas.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo será apresentado um breve histórico acerca do uso das bandas do visível, infravermelho e microondas na recuperação de propriedades físicas das nuvens, a partir de observações por satélites. Assim como, a evolução e limitações do modelo de Mesoscala BRAMS e do Modelo de transferência Radiativa-RTTOV.

3.1 Sensoriamento Remoto utilizando o Visível e Infravermelho

O conhecimento global e regional das distribuições macro e microfísica das nuvens pode desempenhar um papel fundamental na compreensão do efeito das nuvens no balanço de radiação Terra-Atmosfera (KREBS et al. 2007). As nuvens são tanto eficientes na absorção da radiação de onda longa emergente quanto refletoras da radiação solar que chega à atmosfera. Devido a sua grande importância, a parametrização correta das nuvens é crucial para melhorar a precisão dos modelos de clima e mesoescala, uma vez que as nuvens foram consideradas como uma das incertezas dominantes nas previsões de futuras alterações climáticas (IPCC, 2001). Uma variedade de estudos tem utilizado radiômetros multiespectrais a bordo de satélites meteorológicos para estimar propriedades das nuvens.

Arking e Childs (1985) apresentaram uma técnica para extração de parâmetros de cobertura de nuvens a partir de três canais (visível, 3,7 μm e 11 μm) do AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), a bordo dos satélites NOAA. Os resultados obtidos indicam que o canal visível é sensível, primeiramente, à espessura ótica e o canal 11 μm à temperatura do topo das nuvens, enquanto que no comprimento de onda 3,7 μm a reflectância é altamente dependente do tamanho e fase das partículas. Pode-se observar na Figura 2.6 simulações do albedo espalhamento simples para o comprimento de onda de 3,9 μm , em função da fase da água e do tamanho da gota. O raio efetivo das gotas de nuvens de água varia entre 5 e 20 μm , enquanto as

partículas de gelo em nuvens cirrus são frequentemente maiores que 50 μm . Consequentemente, as nuvens de água refletem muito mais do que nuvens de gelo em 3.9 μm . Desse modo, essa banda mostra ser bastante promissora para estimar fase e tamanho de gotas.

Ao utilizar combinação tri-espectral nas bandas de 8, 11 e 12 μm , Strabala et al. (1994) desenvolveram um algoritmo que determina multicamadas e fase das nuvens. O método consiste em interpretar diagrama de dispersão da diferença da temperatura de brilho entre os canais 8 μm menos o canal 11 μm (8-11) μm versus a diferença entre o canal de 11 μm menos 12 μm (11-12) μm . A premissa dessa técnica é que absorção do gelo e vapor d'água são maiores na região da janela acima de 10,5 μm , de modo que diferenças positivas de temperatura de brilho entre (8-11 μm) indicam nuvens, enquanto as próximas de zero ou negativas revelam regiões livres de nuvens, devido à maior absorção do vapor da água em 8 μm do que em 11 μm , como observado por Ackerman et al. (1990). Nuvens de gelo tendem a ter valores maiores das diferenças entre os canais 8 e 11 μm do que entre 11 e 12 μm , enquanto que nuvens de água líquida apresentam diferenças maiores entre 11 e 12 μm do que entre 8 e 11 μm . A técnica foi aplicada aos sensores HIRS (High Resolution Infrared Sounder) e AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo dos satélites da série NOAA, os resultados mostram que é possível identificar com boa coerência à fase da nuvem: de gelo, de água ou mista, através do diagrama de dispersão das diferenças de temperatura de brilho entre (8-11) μm versus (11–12) μm . Tais diferenças são usadas, pois não se conhece o valor absoluto da temperatura do alvo, logo, aquelas entre dois canais descrevem diferenças apenas nos campos de emissividade, que são os que permitem fazer estimativas sobre a física da partícula.

Em 2001, Kawamoto et al., ao utilizar apenas canais no visível do sensor AVHRR a bordo dos satélites NOAA, desenvolveram um técnica capaz de determinar a espessura óptica e o raio efetivo das partículas da nuvem. No

processo de recuperação, eles adotaram uma tabela de pesquisa construída a partir do modelo de transferência radiativa LOWTRAN-7 (KNEIZYS et al. 1988) para cinco modelos de atmosferas. Assim, as radiâncias medidas nos canais 0,6 e 1,6 μm são comparadas com as tabelas e a que obtiver uma menor diferença é escolhida como a espessura óptica e o raio efetivo do alvo. O resultado com comparações com medidas “in situ” mostrou-se satisfatório com as mediadas em balões e relatos de aeronaves. Uma desvantagem desse método é que só pode ser aplicado durante o dia, devido ao uso das bandas no visível.

Jolivet e Feijit (2003) desenvolveram um algoritmo capaz de inferir propriedades microfísicas das nuvens a partir de medições do visível e infravermelho próximo. A técnica compara radiâncias médias com valores de uma tabela de radiâncias pré-calculada em 0,67 μm e 1,6 μm , e a que for mais próxima é selecionada. Os cálculos de transferência radiativa foram realizados para onze modelos de partícula de nuvens e assumidos como uma simples camada homogênea e plano-paralela. O método foi testado para dois casos usando medições do ATSR-2 (Along Track Scanning Radiometer instrument), a bordo do ERS-2, que incluía nuvens baixas, cirrus fino, espesso e semitransparente, claramente identificadas. Roebeling et al. (2006) utilizaram a técnica desenvolvida por Jolivet e Feijit (2003) ao sensores SEVIRI e AVHRR para fins de pesquisas climáticas. Dadas as diferenças entre o SEVIRI e AVHRR nas características espectrais, resolução espacial e ângulo de visada, os resultados para ambos os instrumentos mostraram-se bastante satisfatórios sobre o Noroeste da Europa, com uma ressalva de fazer um recalibração entre os sensores para a construção de um conjunto de dados uniforme de propriedade de nuvens.

Platnick et al. (2003), ao fazer uso de combinações entre os canais 8,5 e 11 μm do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) a bordo do satélite Terra, desenvolveram uma técnica para identificar a fase das nuvens. Em 2007, Wolters et al. demonstraram que esse método reproduz bem o ciclo

diário, com correlação de 0.89 e 0.86 para frequência de ocorrência de nuvens de água e gelo, respectivamente, quando comparada a medidas de lidar e radar de nuvens. Como visto, essas bandas espectrais mostraram-se bastante úteis para obter informações acerca das propriedades micro e microfísicas das nuvens, as quais podem ser utilizadas principalmente na previsão de curto prazo.

Além do uso para obter características microfísicas de nuvens, estudos mostram que essas bandas espectrais são bastante úteis para observações de padrões de tempestades severas, topos de nuvens penetrativas (convecção profunda), e podem ser utilizadas na previsão de curto prazo de tempo severo. Setvák et al. (2003), através das bandas 1,6 μm e 3,7 μm do sensor AVHRR/NOAA, examinaram as características espaciais e temporais dos topos das tempestades severas. Os resultados sugerem que o aumento da refletividade em 3,7 μm está associado a pequenos cristais de gelo (novos) no topo da nuvem, região com fortes movimentos ascendentes. Lindsey et al. (2006), por meio de três anos de dados dos canais 3,9 e 10,7 μm do satélite GOES, analisaram topos de sistemas convectivos sobre os Estados Unidos e observaram uma conexão entre a refletividade no canal de 3,9 μm e fortes correntes ascendentes de trovoadas, o que os fez produzir uma ferramenta a ser aplicada na previsão de curto prazo. Através das características microfísicas obtidas por diferenças de temperatura de brilho entre os canais 11 μm e 3,7 μm do sensor VIRS (Visible and Infrared Scanner) a bordo do satélite TRMM, Lensky e Rosenfeld (2003) determinaram regiões com potencial de chuva para auxiliar na estimativa de precipitação. Eles observaram, através de simulações com modelos de transferência radiativa, que as regiões com potencial de precipitação, nuvens espessas e com raio efetivo grande são delineadas por diferenças de temperatura de brilho (3,7 - 11 μm) no intervalo de -1 a 4 K. Machado et al. (2009) mostram que as diferenças positivas entre os canais 6 μm e 11 μm do satélite GOES são fortemente correlacionadas com a atividade elétrica das nuvens. Matos e Machado (2011) teorizam que o uso

dos canais de microondas podem ser utilizados para estimar o raio efetivo e o conteúdo integrado de gelo das nuvens e que esses parâmetros estão associados à atividade elétrica de tempestades.

Mesmo sabendo das aplicabilidades das imagens multiespectrais, como foi apresentado, para determinação das propriedades ópticas e microfísicas das nuvens, estudos mais teóricos e empíricos são imprescindíveis para chegar o mais próximo possível dos dados observados na atmosfera, para serem utilizados principalmente na previsão de curto prazo. Um fato que não foi testado e que é fruto deste estudo em específico é que todos os trabalhos citados descrevem as características dos topos das nuvens e a questão que se pretende averiguar é se, por meio dessas assinaturas microfísicas do topo é possível estimar o perfil vertical. É importante notar que o trabalho de Setvák et al. (2003), Machado et al. 2010 e Mattos e Machado 2011 descreve características do topo das nuvens que estão associadas com a severidade da atividade convectiva em toda a sua coluna atmosférica.

3.2 Uso do Espectro de Microondas na Estimativa de Precipitação

A partir do lançamento do satélite Nimbus-5, em dezembro de 1972, que tinha a bordo o sensor “Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR)”, surgiram as primeiras tentativas de estimar precipitação por meio dos sensores de microondas. Estudos pioneiros, como o Wilheit et al. (1977), utilizaram os dados do ESMR-5 e um modelo de transferência radiativa, na frequência de 19,35 GHz, para estimar a precipitação sobre o oceano. A partir desse trabalho, o espectro de microonda tem sido largamente utilizado para recuperar a precipitação sobre a superfície (KUMMEROW e GIGLIO, 1994; STAELIN *et al.*, 1999; STAELIN e CHEN, 2000; FERRARO *et al.*, 2000).

Os algoritmos de recuperação de precipitação por microondas podem usar a temperatura de brilho medida para determinar uma taxa de precipitação na superfície por meio de dois diferentes métodos: empírico e físico.

Os métodos empíricos são baseados em relações de regressões multivariadas, com utilização de algumas temperaturas de brilho ou combinações entre elas para derivar índice de chuva, as quais são relacionadas com taxas de precipitação. Exemplo de tal algoritmo foi proposto por Grody (1991), no qual ele criou um índice de espalhamento que estima a quantidade de espalhamento observada no canal de 85 GHz do SSM/I. Para tanto, ele utilizou uma função derivada empiricamente que reproduz através dos canais 19 e 22 GHz, a temperatura de brilho observada pelo canal de 85 GHz na ausência de espalhamento. A diferença entre a temperatura de brilho prevista para 85 GHz e a medida em 85 GHz é chamada de *Scattering Index – SI*. A partir do índice de espalhamento definido por Grody (1991), Ferraro e Marks (1995) apresentaram uma relação entre a taxa de precipitação e o índice de espalhamento, análoga à relação Z-R aplicada em estimativas de precipitação por radares. Por intermédio de comparações entre os dados do SSM/I e estimativa de precipitação por radar na superfície, uma curva R-SI foi ajustada. Este algoritmo foi testado sobre o Japão e regiões oceânicas e apresentou um erro de aproximadamente 10% nos valores de chuvas obtidos com o radar de superfície.

Em 2000, Ferraro et al. apresentaram um método que utilizava como índice de espalhamento a diferença da temperatura de brilho dos canais de 23 GHz e 89 GHz (SI89) e entre 89 GHz e 150 GHz (SI150) do sondador AMSU-A/B para estimar a taxa de precipitação sobre a Terra. Os resultados mostraram que a temperatura de brilho do canal de 150 GHz apresenta uma melhor performance na identificação de chuvas estratiformes. Conceitualmente, algoritmos similares têm sido formulados por outros autores, como é o caso de Weng et al. (2003), os quais apresentaram um método que relaciona a taxa de precipitação com o Ice Water Path (IWP), em que o IWP é analiticamente derivado pelos canais de 89 e 150 GHz do sensor AMSU do NOAA-15 e 16 e os resultados revelaram bastante promissores.

Outra técnica que também é utilizada para estimar precipitação é através de Redes Neurais (RN). Staelin et al. (1999) e Staelin e Chen (2000) utilizaram os canais de 54 e 183,31 GHz dos sondadores “Advanced Microwave Sounding Unit - A” (AMSU-A) e “Advanced Microwave Sounding Unit - B” (AMSU-B), do satélite NOAA-15, para estimar a precipitação, por meio um método de redes neurais com dados de precipitação estimados por radar. Nesse mesmo contexto, Chen e Staelin (2003) aplicaram redes neurais para estimar a taxa de precipitação a partir de dados de temperatura de brilho dos sensores AIRS/AMSU/HSB a bordo do satélite Aqua. Os resultados desses autores indicam que os canais dos sensores AMSU-B e HSB podem estimar taxa de precipitação com boa acurácia sobre o continente.

Uma inconveniência dos algoritmos empíricos reside no fato de que eles não têm como base e não fornecem qualquer visão física da atmosfera e características físicas das variáveis que determinam a quantidade de chuva. Além disso, não existe nenhuma garantia de que as relações empíricas entre temperatura de brilho e taxa de precipitação serão válidas para fora da região onde as relações foram estabelecidas.

Os algoritmos com base física fazem o uso de modelos de transferência radiativa e modelos de microfísica de nuvens. O primeiro usa um banco de dados de informações sobre perfis de hidrometeoros (água líquida, gelo, granizo e neve) para estimar temperaturas de brilho no topo da atmosfera. A base de dados é construída por meio de modelagem, utilizando-se modelos de mesoescalas ou modelos de nuvens, ou por intermédio de perfis de hidrometeoros derivados de radar, e para cada perfil tem uma taxa de precipitação de superfície associada.

Kummerow e Giglio (1994a) desenvolveram um método que acopla modelo de nuvens com modelo de transferência radiativa (GPROF) a fim de obter os perfis verticais de hidrometeoros bem como a precipitação da superfície. O algoritmo faz uso de técnicas de inversão estatísticas baseadas na relação entre perfis

verticais de hidrometeoros da base de dados e temperatura de brilho do sensor TMI (*TRMM Microwave Imager*), a bordo do satélite TRMM. A base de dados é composta por vários perfis verticais de hidrometeoros simulados, a partir de vários eventos ocorridos na região tropical, pelo modelo de nuvem Goddard Cumulus Ensemble – GCE (TAO e SIMPSON, 1993). Esse algoritmo foi utilizado por Kummerow e Giglio (1994b) para diferentes regiões e mostrou um bom desempenho para situações de precipitações distintas e que qualidade dos perfis recuperados depende fortemente da daquela das simulações que alimentam o código de transferência radiativa. Recentemente, Defer et al., (2007) apresentaram o potencial de diferentes conjuntos de frequência em microondas para detectar chuva e estimar a taxa de precipitação à superfície baseados numa base de dados de perfis verticais de hidrometeoros, gerados por um modelo de nuvens (CHABOUREAU et al., 2007) para cinco situações meteorológicas reais sobre a Europa, e temperaturas de brilho simuladas por modelo de transferência radiativa (Pardo et al., 2001). Os resultados mostrados foram bastante promissores, porém para obter resultados mais acurados é preciso utilizar outros modelos e criar outras bases de dados com o máximo possível de diferentes situações meteorológicas para lidar com as incertezas inerentes a algumas modelagens.

Apesar da concentração de esforços na tentativa de estimar a taxa de precipitações através das microondas, essas técnicas ainda convivem com viés positivo ou negativo com relação às medidas de precipitação convencionais (KUMMEROW et al., 2001; BERG et al., 2002; BERG et al., 2006).

Os erros inerentes aos métodos empíricos na estimativa de precipitação por microondas passivos dependem do tipo de aplicação do algoritmo. Sobre o oceano podem ser utilizados tanto os canais de espalhamento (frequências altas) quanto o de emissão (frequências baixas). Sobre o continente e costa a emissão observada por satélite da precipitação é contaminada pela emissão da superfície, portanto o sinal de emissão da chuva sobre a Terra não pode ser facilmente distinguida da radiação emitida pela sua superfície. Dessa maneira,

apenas os canais de espalhamento podem ser usados para continente e costa. Consequentemente, os algoritmos que utilizam esses canais subestimam a precipitação para evento de chuvas quentes, típicas das regiões tropicais, principalmente em regiões costeiras, e nas quais não se observam partículas de gelo. Esses eventos podem estar associados às fortes chuvas, em alguns casos, podem até causar eventos meteorológicos extremos, o que poderá tornar esses algoritmos dependentes do sinal de espalhamento dos gelos. McCollum e Ferraro (2003) mostram que estimativa de precipitação que usa o TMI sobre o oceano difere da estimada sobre continente e costa.

Com relação aos algoritmos físicos, a teoria é que o evento modelado e recuperado a partir do banco de dados seja representativo ao evento observado pelos canais de microondas. Logo espera-se que as propriedades dos eventos, descritos pelo do banco de dados, contenham detalhes que permitam estabelecer com precisão a taxa de precipitação e as propriedades microfísicas. As estimativas, a partir de banco de dados, têm alguns fatores importantes que limitam e, conseqüentemente, geram erro na escolha da taxa de precipitação e perfis de hidrometeoros recuperados. Uma hipótese errônea que é considerada nos métodos físicos de estimativa de precipitação é que o conjunto de temperaturas de brilho (sinal associado ao conteúdo integrado na coluna), utilizado para seleção do banco de dados, apresenta uma única solução. Wilheit (1991) afirmou que não existe mapeamento um para um entre os conjuntos de temperatura de brilho e perfis de hidrometeoros, isto é, que diferentes perfis de hidrometeoros podem produzir o mesmo conjunto de temperatura de brilho. É possível que o perfil retornado pelo banco de dados seja drasticamente diferente do caso observado.

Outro problema observado nessas técnicas é abrangência do banco de dados, o algoritmo é obrigado estimar a classe (convectivo, estratiforme etc) do evento. Esta situação pode ocasionar um erro na taxa de precipitação e perfis de hidrometeoros, pois há diferenças significativas entre os dois tipos de nuvens que podem não ser muito diferentes na resposta do canal de

microondas. Miller e Yuter (2006), em investigação das tempestades severas sobre o continente e oceano, a partir do produto 2A12 do TMI, observaram precipitação de gelo dentro das camadas de chuva em altitudes bem abaixo do nível de congelamento, o que mostra que a presença não física de gelo nessa condição é uma indicação de erro grave na física do modelo.

Conforme apresentado, a precisão dos modelos de estimativa de chuva depende de vários fatores, sejam eles por limitações técnicas dos sensores ou por questões de parametrizações da modelagem da microfísica. Para tentar reduzir os erros são necessárias informações prévias que possam auxiliar na estimativa de precipitação, tais como, altura do topo da nuvem, a estrutura do perfil vertical, o tipo da precipitação, a forma e tipo das partículas do gelo. Além disso, é importante estudar a evolução desses parâmetros microfísicos ao longo do seu ciclo de vida. Em relação aos modelos físicos, é notória a grande dependência dos algoritmos com as parametrizações microfísicas assumidas tanto pelos modelos de previsão de tempo como pelos modelos de transferência radiativas. Para minimizar essa dependência é preciso aperfeiçoar esses modelos de forma que as simulações sejam as mais realistas possíveis e criar bancos de dados com o maior número possível de eventos meteorológicos que possam representar as variações destes em escala regional, espacial e temporal, haja vista que essas parametrizações e variações são responsáveis por introduzir erros que aparecem aleatoriamente em escalas globais, mas são percebidos como erros sistemáticos para uma localização particular (BERG et al., 2006).

A adição de informações permite minimizar o viés encontrado nos modelos atuais de estimativa de precipitação e será de grande utilidade para a constelação do GPM, em específico, para resolver o problema de nuvens quentes, que não são consideradas por nenhum algoritmo, e para a modelagem de alta resolução que precisa de uma base de dados para ajustes de parametrizações e análise do desempenho dos modelos de microfísica explícita.

3.3 Modelo Atmosférico de Mesoescala RAMS/BRAMS

O Regional Atmospheric Modelling System (RAMS) é um modelo atmosférico prognóstico desenvolvido na Universidade do Estado do Colorado – EUA, a partir de um modelo de mesoescala (PIELKE, 1974) e de um modelo de nuvens (TRÍPOLI e COTTON, 1982). Sua aplicação mais frequente é para fenômenos de mesoescala (escala horizontal da ordem de 2 a 2000 km) com a finalidade de fornecer tanto informação de previsão do tempo operacional, quanto suporte à pesquisa. No ano de 1999 iniciou-se o projeto BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System), em cooperação com a ATMET (Atmospheric, Meteorological, and Environmental Technologies), IME/USP (Instituto de Matemática e Estatística da Universidade de São Paulo), IAG/USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo) e do CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), financiado pela FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos), com o objetivo de desenvolver uma nova versão do RAMS ajustada para os trópicos.

O modelo BRAMS é baseado na versão 5.02 do modelo RAMS com diversos aperfeiçoamentos numéricos e de parametrizações físicas. Um diferencial significativo entre as versões 5.02 (RAMS) e 4.4 se encontra na parametrização de convecção, a qual sofreu profundas inovações na versão atual. O BRAMS, além da antiga parametrização convectiva de Kuo, acrescentou, ao leque de parametrizações para convecção profunda, os esquemas de Grell (GRELL e DEVENYI, 2002) e de cumulus rasos (SOUZA, 1999). Porém, outros esquemas importantes são acrescentados na versão 5.02, o primeiro é o esquema ODA (Assimilação de Dados de Observação), no qual o modelo examina cada estação, interpola no tempo cada passo e produz valores 3D e campos de covariância. No esquema da Inversão de Cumulus, as taxas convectivas são produzidas antes da rodada por um processo separado que lê as taxas de precipitação (das observações) e produz tendências convectivas. Atualmente, o BRAMS encontra-se na versão 4.2 disponível no

endereço eletrônico <http://brams.cptec.inpe.br/>. A descrição detalhada do modelo também pode ser obtida no site na seção documentação.

3.4 Modelo de Transferência Radiativa RTTOV

A primeira versão operacional do modelo de transferência radiativa, RTTOV, foi desenvolvida no ECMWF, por Eyre (1991), cujo objetivo é a obtenção rápida de conjuntos de espectros de radiâncias emergentes no topo da atmosfera, bem como de transmitância atmosférica para a utilização em centros de previsão numérica de tempo (PNT). Uma característica deste código é possuir rotinas de rápido processamento de cálculos matemáticos, o que faz deste um software apropriado para a utilização no processamento de dados em tempo real, necessária para o acoplamento com modelos de inversão de perfis atmosféricos. Ao longo dos últimos anos, o código tem sido modificado para melhorar cada vez mais o seu resultado. No ano de 1999, Saunders et al apresentaram uma nova versão do modelo de Eyre (1991), RTTOV-5, cujas principais alterações foram a inclusão do perfil de ozônio como dado de entrada, a expansão do perfil vertical do vapor d'água de 300 hPa a 0,1 hPa. Um ano depois, os mesmos autores apresentaram uma nova versão, RTTOV-6, a qual tem como opção de entrada o perfil da concentração de água líquida das nuvens para o cálculo das transmitâncias apenas nos canais de microondas. A sua oitava versão, RTTOV-8, teve como principal modificação a inclusão do efeito de espalhamento no cálculo da equação de transferência radiativa para os canais em microondas, mais detalhes das modificações são encontrados em Saunders et al. (2005). Em 2008 foi lançada a versão 9 do RTTOV, a qual teve como principal mudança a inclusão do efeito do espalhamento dos aerossóis no comprimento de onda do infravermelho. Atualmente, o RTTOV encontra-se na sua décima versão que pode ser adquirida no endereço eletrônico <http://research.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf/rtm/>, assim como detalhe a respeito da física aplicada nesses códigos.

3.5 Perfil Vertical das Nuvens

As nuvens desempenham um papel importante na dinâmica atmosférica, na termodinâmica, na química e na transferência radiativa terrestre e são elementos fundamentais no balanço de energia e de água. O conhecimento acerca da distribuição global da cobertura de nuvens e das propriedades micro e microfísicas destas, e suas variações ao longo do seu ciclo de vida, é fundamental para o entendimento do papel das nuvens nesses processos.

Dentre as propriedades físicas das nuvens, o perfil vertical de hidrometeoros tem sido utilizado para construção de bancos de dados com a finalidade de investigar a relação entre as medidas dos satélites e a taxa de precipitação de chuva (BAUER 2001; KUMMEROW et al. 2001; PANEGROSSI et al. 1998; CHABOUREAU et al. 2007). Esses bancos de dados são compostos por milhares de perfis termodinâmicos e hidrometeoros consistentes, fisicamente, obtidos a partir de simulações de modelos de nuvens, tais como: GCE (TAO e SIMPSON, 1993) e Meso-NH (LAFORE et al., 1998). A partir desses perfis, são simuladas temperaturas de brilhos, por meio do uso de modelos de transferência radiativa. A relação entre as variáveis atmosféricas do modelo e as temperaturas de brilhos simuladas é, então, usada para desenvolver processos de inversão para recuperar campos de nuvens e precipitação a partir um conjunto de medidas de satélites.

A maioria desses bancos de dados é desenvolvida para situações convectivas. O banco de dados do GPROF é desenvolvido para utilizar dados a partir do TMI, SSMI/S e AMSR-E. Como observado por Kummerow et al. (2001), o banco de dados é, na maioria, de natureza tropical, e os eventos estratiformes são representados como o convectivo mais semelhante. Nesse propósito, Chaboureau et al. (2007) desenvolveram um banco de dados que contém simulações para cinco casos de precipitações estratiformes e convectivas. Esses sistemas ocorreram em latitudes médias e fornecem um grande número de perfis heterogêneos com várias composições microfísicas. Os casos

correspondem a situações meteorológicas reais, as quais permitem avaliações da qualidade de hidrometeoros simulados com as observações de satélites. Lima et al. (2007) investigaram a sensibilidade dos canais do sensor HSB a bordo do satélite AQUA, a partir de simulações com modelos de transferência radiativa, e utilizaram como dado de entrada perfis teóricos de conteúdo do vapor d'água, de água líquida, taxa de precipitação e conteúdo de gelo. Os perfis das nuvens foram derivados de valores encontrados na literatura. A Figura 3.1 ilustra os perfis utilizados para os casos convectivos e estratiformes e a tabela 3.1 o conteúdo de água líquida utilizada com base para criar os perfis.

Tabela 3.1 - Conteúdo de água líquida para nuvens Cumulonimbus e estratiforme.

Tipo de nuvem	Conteúdo de água líquida (gm^{-3})	Autores
Cumulonimbus	1,5 a 4,5	Cotton e Anthes (1989)
Estratiformes	0,1 a 2,5	Yuter e Houzer (1995)

Fonte: Lima et al. (2007)

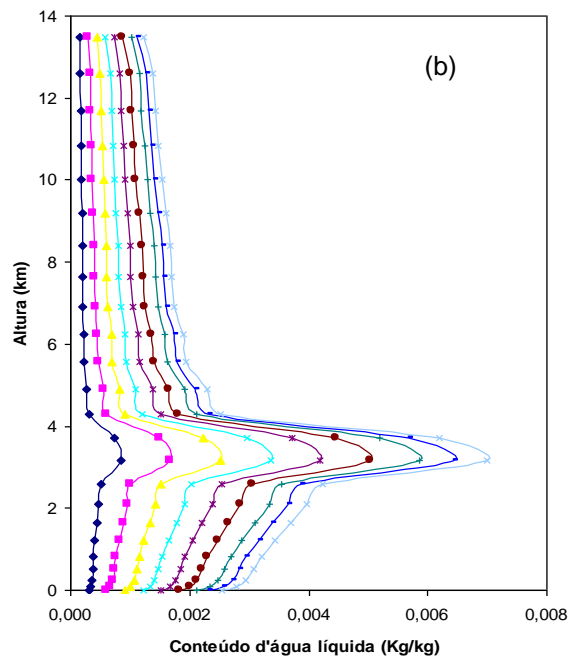
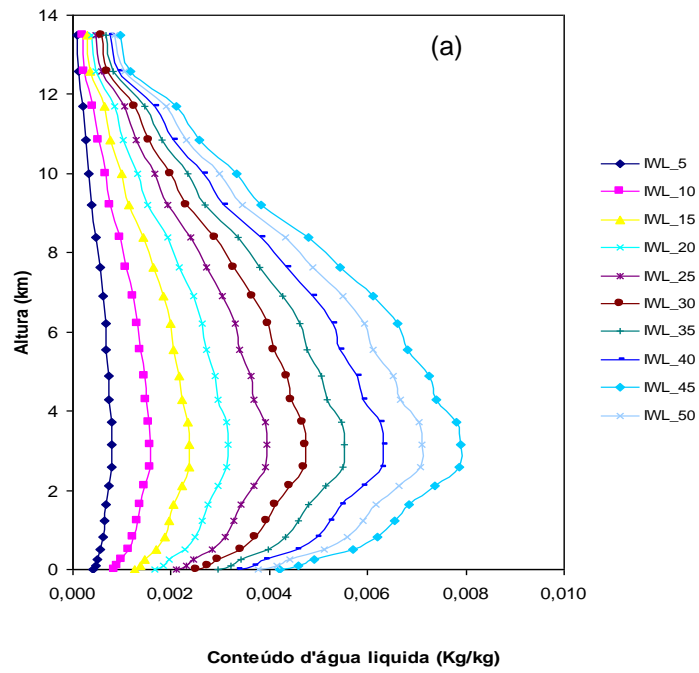


Figura 3.1 - Perfis teóricos de LWC para diferentes valores de IWL para os tipos de nuvens (a) cumulonimbus; (b) estratiformes. Fonte: Lima et al. (2007).

4. DESCRIÇÃO DOS DADOS

Nesta seção será apresentada uma descrição das fontes de dados utilizados no presente trabalho.

4.1 Satélite TRMM

O TRMM – *Tropical Rainfall Measuring Mission* - é um satélite de pesquisa desenvolvido para ajudar na compreensão do ciclo da água no sistema Terra-Atmosfera. Ele fornece dados muito importantes sobre a chuva e a liberação de calor associada à formação da precipitação, através dos sensores que leva a bordo. O satélite TRMM realiza uma órbita circular a 405 km de altitude com um ângulo de inclinação de 35°, o qual cobre uma faixa latitudinal entre 38° S a 38° N em torno de todo o globo, com duração aproximada de 1 h e 30 minutos em cada órbita.

A bordo do TRMM estão 3 instrumentos utilizados exclusivamente para o estudo da precipitação: um sensor em microondas TMI, um radar de precipitação PR (*Precipitation Radar*) e sensor na região do visível e infravermelho VIRS. Além dos sensores citados, o TRMM também tem a bordo um sensor de relâmpagos LIS (*Lightning Imaging System*) que detecta e localiza eventos de raios na faixa do oxigênio (0,77 μm).

A combinação de informações obtidas pelos sensores PR e TMI pode fornecer uma visão tridimensional da distribuição da precipitação e do calor latente liberado nos Trópicos.

Uma parte do trabalho foi desenvolvida utilizando os dados de dois instrumentos a bordo do satélite TRMM, o TMI e o PR. Os seus dados são disponibilizados pelo DISC-GSFC/NASA (Data and Information Services Center – Goddard Space Flight Center / National Aeronautics and Space Administration) no endereço eletrônico: <http://mirador.gsfc.nasa.gov/>.

4.1.1 Base de dados - TMI/TRMM

Neste trabalho foram utilizadas as medidas de temperaturas de brilho dos canais do sensor TMI, extraídas do produto TRMM 1B11 (Bilanow e Stocker, 2008). Esses dados serão utilizados para comparação dos dados simulados pelo modelo de transferência radiativa RTTOV, durante a ocorrência de um evento de Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), na região do Chaco, durante os dias 17 e 18 de janeiro de 2003.

O TMI é um radiômetro em microondas passivo com nove canais derivados do SSM/I (HOLLINGER et al., 1990). Esse sensor realiza uma varredura cônica, com ângulo de incidência de $52,8^\circ$, e sua antena parabólica faz um movimento de rotação a 31,6 rpm, o qual descreve um círculo na superfície da Terra. Um setor de 130° desse círculo é utilizado para aquisição de dados, proporcionando uma varredura de 878 km, e ao término da observação deste setor, a antena é direcionada para um emissor de microondas com temperatura conhecida (*hot load*) e para um refletor da radiação cósmica (*cold load*), que servem como referência de calibração do radiômetro. A cada revolução completa da antena (31,6 rpm = 1 revolução a cada 1,9 segundo), o satélite se desloca 13,9 km. Informações mais detalhadas sobre o TMI podem ser encontradas em Kummerow et al. (1998). As características mais relevantes de todos os canais do TMI são apresentadas na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Características dos Canais do TMI/TRMM

Canais	<i>1,2</i>	<i>3,4</i>	<i>5</i>	<i>6,7</i>	<i>8,9</i>
Polarização	V,H	V,H	V	V,H	V,H
Freq. (GHz)	10,65	19,35	22,1	37,0	85,5
Resolução (km)	63 x 37	30 x 18	23 x 18	16 x 9	7 x 5

4.1.2 Base de Dados – PR/TRMM

O PR é um radar de precipitação que opera na frequência de 13,8 GHz e foi o primeiro radar meteorológico a bordo de um satélite. Diferentemente do sensor TMI, o PR possui varredura do tipo “*cross track*”, com abertura de $\pm 17^\circ$ em relação ao nadir, gerando uma região de varredura de 247 km (KUMMEROW et al., 1998). A tabela 4.2 apresenta as principais características do instrumento.

Tabela 4.2 - Características dos Canais do PR/TRMM

	<i>Especificação</i>
Frequência	13.796 – 13.802 GHz
Sensibilidade	$\leq \approx 0,7$ mm/h
Largura de varredura	215 km
Resolução horizontal	4.3 km (nadir)
Resolução vertical	250 m (nadir)
PRF	2776 Hz

Diferentemente do uso realizado com os dados do TMI, os dados do PR foram utilizados para classificar os padrões das nuvens precipitantes com enfoque na a estrutura vertical das nuvens. Os dados utilizados do radar PR foram os perfis de refletividade (dBZ) extraídos do produto 2A25 do PR/TRMM. Esses perfis são medidos em 80 níveis de altura com variação deste a superfície até altura de 20 km com resolução vertical de 250 m e com resolução horizontal de 5 km (IGUCHI et al., 2000). Além dos perfis de refletividade, também foi utilizada a classificação do perfil extraída do “Rain Type Flag” do produto 2A25.

O período de análise cobre o mês de agosto de 2006 sobre uma área de $30^\circ \times 30^\circ$, centrada nas coordenadas 0° de latitude e longitude, como evidencia a Figura 4.1. Essa região foi escolhida, pois é centrada no ponto sub-satélite do

Meteosat Second Generation (MSG). Desta forma, ter-se-á a menor distorção possível nas imagens em função do campo de visada, uma vez que esses dados serão sobrepostos.

A classificação dos perfis de refletividade é definida para quatro tipos de nuvens, são elas: Convectivo (CV), Nuvem Quente (Warm Cloud - WC), Estratiforme com Banda Brilhante (BB) e Estratiforme sem Banda Brilhante (ST). O algoritmo de classificação de nuvem do 2A25 é baseado em dois distintos métodos, um usa padrões horizontais de refletividade e o outro perfil vertical (AWAKA et al., 1997). A combinação de ambos é usada para classificação da nuvem em estratiforme, convectivo e outras que não identificam com convectivo ou estratiforme.

Steiner et al. (1995) desenvolveram uma técnica separada em três fases aplicáveis a campos de refletividade horizontais. Primeiramente, qualquer ponto que tenha refletividade acima de 40 dBZ no níveis de 1,5 km e 3 km é classificado como um centro convectivo. O segundo passo é definir um valor de eco de fundo que será utilizado para fazer uma segunda tentativa de classificação convectiva. Tal eco é definido a partir de uma média linear dos pontos com refletividade diferente de zero dentro de um raio de 11 km ao redor do ponto com refletividade maior que 40 dBZ. Se algum ponto nesta área exceder este eco de fundo, é, então, classificado como centro convectivo. Por último, para os pontos que são classificados como convectivos pelos dois critérios citados, todos os pontos dentro de um raio ao redor dele também o serão. Todos os outros pontos com refletividade diferente de zero são classificados como estratiformes.

No método que utiliza o perfil vertical de refletividade como referência, a banda brilhante e sua altura são utilizadas como parâmetros de classificação. Se no perfil vertical de refletividade existir uma banda brilhante e a refletividade observada abaixo não apresentar altos valores, esse ponto é classificado como estratiforme. O pixel convectivo é definido quando não existir banda brilhante e

os valores máximos de refletividade aumentam a partir de certo limite ou se existir banda brilhante, mas os valores de refletividade abaixo da banda são elevados. Finalmente, se um pixel de radar não é classificado como convectivo ou estratiforme, de acordo com os dois métodos supramencionados, então, ele é classificado como outro tipo de nuvem. Se o topo do perfil estiver abaixo da altura da isoterma de 0°C, é considerado com nuvem quente, caso contrário, é classificado como estratiforme sem banda brilhante.

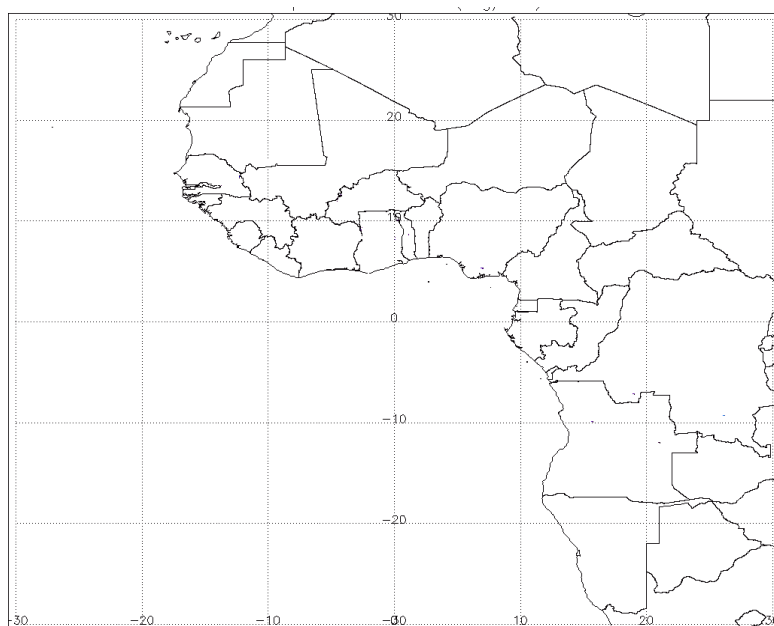


Figura 4.1 - Área de estudo usada para realização das análises de classificação de Perfis de Refletividade de nuvens usando canais Multiespectrais.

4.2 Base de dados – HSB/AQUA

Os dados utilizados do sensor HSB a bordo do satélite AQUA foram as temperaturas de brilhos dos canais 150 GHz e 183.31 ± 1 GHz, durante um evento de Complexo Convectivo de Mesoescala, na região do Chaco, nos dias 17 e 18 de janeiro de 2003. Esses dados estão disponíveis na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), em Cachoeira Paulista, SP, Brasil, em formato HDF

(Hierarchical Data Format-Earth Observing System). As frequências e características dos canais do sensor HSB são dados na tabela 4.3.

Tabela 4.3 – Característica técnicas dos Canais do HSB

Canais do HSB			
Número do Canal	Frequência central (GHz)	Amplitude da Banda (GHz)	Máximo da Função Peso (HPa)
1	150 ± 0.9	2 x 1	Superfície
2	183,31 ± 1	2 x 0,5	400
3	183,31 ± 3	2 x 1	600
4	183,31 ± 7	2 x 2	750

4.3 Base de dados Meteosat Segunda Geração (MSG):

Foram utilizados dados de temperatura de brilho do sensor SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) a bordo do MSG, sobre a região da Figura 4.1, no período de agosto de 2006. O SEVIRI é um radiômetro a bordo dos satélites Meteosat-8 e Meteosat-9 que possui 12 canais com comprimento de onda entre 0,3 e 14 μm , com dois deles no visível (0,6 e 0,8 μm), um no infravermelho próximo (1,6 μm), oito no infravermelho (3,9, 6,2, 7,3, 8,7, 9,7, 10,8, 12 e 13,4 μm) e, por último, um canal do visível de banda larga (0,3 - 0,7 μm). A resolução espacial no nadir é 1 km x 1 km para este último canal e 3 km x 3 km para os outros canais.

A tabela 4.4 apresenta a descrição das características desses canais. Os dados de todos os canais do satélite MSG são coletados por uma estação receptora em Cachoeira Paulista/SP, na Divisão de Satélites e Sistema Ambientais (DSA), a cada 15 minutos e disponibilizado em tempo quase real no endereço eletrônico: <http://satelite.cptec.inpe.br/home/>.

Tabela 4.4 - Características do Sensor SEVIRI a bordo do satélite MGS

<i>Canais</i>	<i>Banda espectral (μm)</i>	<i>Principais Gases absorvedor/Janela</i>
1 VIS0.6	0,56 – 0,71	Janela atmosfera
2 VIS0.8	0,74 – 0,88	Janela atmosfera
3 NIR1.6	1,50 – 1,78	Janela atmosfera
4 IR3.9	3,48 – 4,36	Janela atmosfera
5 WV6.2	5,35 – 7,15	Vapor d'água
6 WV7.3	6,85 – 7,85	Vapor d'água
7 IR8.7	8,30 – 9,10	Janela atmosfera
8 IR9.7	9,38 – 9,94	Janela atmosfera
9 IR10.8	9,80 – 11,8	Janela atmosfera
10 IR12	11,0 – 13,0	Janela atmosfera
11 IR13.4	12,4 – 14,4	Dióxido de carbono
12 HRV	0,40 – 1,10	Janela/vapor d'água

5. COMPARAÇÃO ENTRE RADIÂNCIAS MEDIDAS POR SATÉLITES E SIMULADAS

5.1 Introdução

Este capítulo apresenta simulações do modelo de transferência radiativa, RTTOV-8, para os canais do sensor de microondas TMI a bordo do satélite TRMM e o sensor HSB a bordo do AQUA. Nesse estudo foram utilizadas, como parâmetros de entrada do RTTOV, as simulações com microfísica explícita do modelo de previsão de mesoescala - BRAMS - para um evento de Complexo Convectivo de Mesoescala ocorrido na região do Chaco.

As simulações de radiância que utilizam modelos de transferência radiativas e modelos de nuvem e previsão numérica são fundamentais para o sucesso dos algoritmos que usam banco de dados de perfis verticais de hidrometeoros para estimar precipitação por microondas (KUMMEROW et al., 1994a; PANEGROSSI et al., 1996; CHABOUREAU et al., 2007). Os algoritmos de estimativa de precipitação que utilizam os sensores TMI, SSM/I e AMSR-E são desenvolvidos a partir de uma base de dados de nuvens, como por exemplo, o GPROF (KUMMEROW e GIGLIO 1994a, 1994b; KUMMEROW et al., 1996, 2001). As estimativas de precipitação com o GPROF, para o SSM/I, são utilizadas para produzir o produto de precipitação do projeto “Global Precipitation Climatology Project” – GPCP (HUFFMAN et al., 1997). Recentemente, Chaboureau et al. (2007) desenvolveram uma base de dados de perfis de hidrometeoros para ser utilizada na recuperação de precipitação em modelos do tipo GPROF (DEFER et al., 2007). O banco de dados foi criado a partir das simulações do modelo de transferência radiativa ATM (Atmospheric Transmission at Microwave) (PARDO et al., 2001) acoplado a um modelo de nuvem de mesoescala para cinco casos meteorológicos típicos de latitudes médias. Nestes eventos há um caso de frente com precipitações leve, de longa duração, moderada, intensa e um evento extremo com alta taxa de precipitação. Esses eventos ocorreram na parte norte e sul da Europa, com

cobertura tanto do continente quanto do oceano. As simulações para os cinco eventos precipitantes foram realizadas por meio do modelo de mesoescala não hidrostático (Meso-NH), desenvolvido pela “Météo-France”, e o “Centre National de la Recherche Scientifique” (CNRS). Meirold-Mautner et al. (2007) por meio da utilização da base de dados desenvolvida por Chaboureau et al. (2007) e dados observados dos sensores SSM/I e AMSU-B mostraram que os resultados são consistentes quando comparados com os medidos. Entretanto, é preciso utilizar outros modelos e criar outras bases de dados com o máximo possível de diferentes eventos meteorológicos para tratar as incertezas inerentes à modelagem em alta resolução.

Ao mesmo tempo em que essa ferramenta permite criar uma base de microfísicas para uso em modelos de estimativa de precipitação, ela serve também para validar as simulações da microfísica de nuvens nos modelos de alta resolução espacial. O emprego do modelo de transferência radiativa para simular radiâncias em diversas faixas espectrais, em especial, no microondas, onde há uma forte interação entre a radiação eletromagnética e as gotas de chuva, e a comparação com radiâncias medidas por satélites, na mesma faixa espectral, permitem validar os modelos de previsão de tempo e as estimativas microfísicas. Certos canais do microondas interagem com gelo, outros mais com a água líquida e alguns com o vapor d'água. Logo, a análise de cada canal simulado permite saber a qualidade da simulação realizada pelo modelo numérico. Outro ponto importante a considerar é que os modelos não capturam perfeitamente o momento e o local de uma célula convectiva, logo as análises devem ser realizadas estatisticamente. Desta forma, pode-se verificar se as características microfísicas das simulações são análogas às aquelas observadas por satélite sem que os dados sejam localizados rigorosamente no espaço e tempo.

Neste contexto, o presente capítulo tem como objetivo analisar o potencial das simulações em microondas, a partir do modelo de transferência radiativa, RTTOV-8, utilizando como dado de entrada simulações do modelo de

mesoescala, BRAMS, e obter informações sobre a estrutura vertical das nuvens. As análises foram realizadas através de comparações entre temperaturas de brilho simuladas e observadas para os sensores TMI/TRMM e HSB/AQUA para um evento de Complexo Convectivo de Mesoescala.

O desenvolvimento do trabalho seguiu os passos descritos na Figura 5.1, em que, primeiramente, foram feitos vários ajustes no modelo BRAMS de forma a encontrar o melhor desempenho do modelo para uma descrição do evento, em mesoescala, mais próxima da real. A simulação foi realizada para um caso de CCM ocorrido na região do Chaco nos dias 17 e 18 de janeiro de 2003.

Os perfis de saída do BRAMS foram adaptados para serem assimilados pelo modelo RTTOV e, em seguida, foram feitas simulações para os sensores TMI/TRMM e HSB/AQUA. Os detalhes da simulação são apresentados na sessão 5.3. Por último, os dados com resolução 4 km, simulados pelo RTTOV, foram interpolados para as respectivas resoluções das imagens destes canais. A partir desses campos foram realizadas as comparações e analisados os resultados.

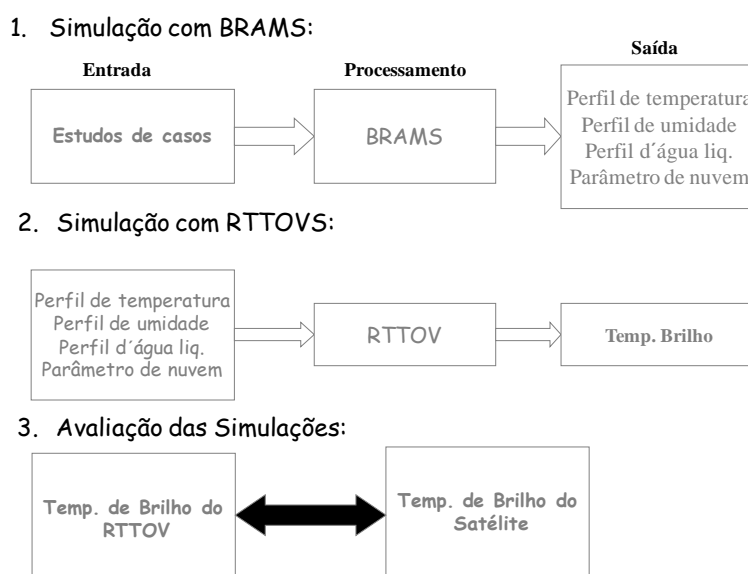


Figura 5.1 - Fluxograma do desenvolvimento realizado para as simulações dos modelos RTTOV e BRAMS.

5.2 Estudo de Caso: Complexo Convectivo de Mesoescala

O evento analisado neste estudo foi um Complexo Convectivo de Mesoescala, que ocorreu na região do Chaco, a leste da Cordilheira dos Andes, associado ao Jato em baixos níveis, entre os dias 17 e 18 de janeiro de 2003. A Figura 5.2 mostra a evolução das imagens realçada do canal 4 do satélite GOES-8, no qual se observa o aumento da cobertura de nuvens ao norte da Argentina caracterizando um CCM, como descrito por Maddox (1980). Os valores observados da TB no topo da nuvem, ao longo do ciclo de vida, são inferiores a 190 K, os quais indicam desenvolvimento de nuvens com grandes extensões verticais, conseqüentemente, produzindo diversos tipos de hidrometeoros em diferentes fases, o que torna interessante para esse estudo.

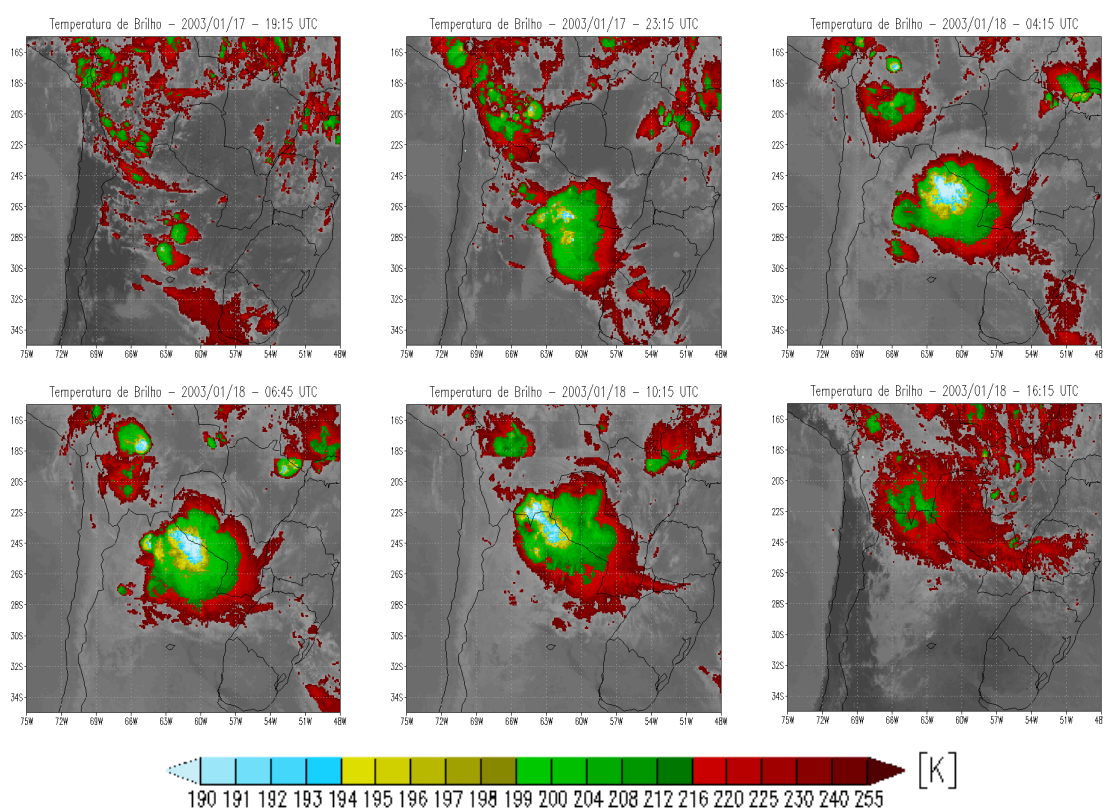


Figura 5.2 - Imagem Realçada do Canal-4 do satélite GOES-8 para um evento de Complexo Convectivo de Mesoescala do dia 17 a 18/01/03 nos seguintes horários: a) 19:15 UTC, b) 23:15 UTC, c) 04:15 UTC, d) 06:45 UTC, e) 10:15 UTC e f) 16:15 UTC.

Adicionalmente, esse mesmo evento foi estudado por Rozante e Cavalcanti (2006), os quais observaram valores máximos de precipitação acumulada em 24 horas acima de 80 mm, sobre os locais onde o sistema atuou, com intensidade de precipitação superior a 15 mm/h. O tempo de vida do CCM foi superior a 20 horas, com início por volta das 19:00 UTC do dia 17 até 16:15 UTC do dia 18 de janeiro de 2003.

5.3 Os Modelos RTTOV e BRAMS

Um dos maiores desafios da área da modelagem numérica é a obtenção de soluções exatas em tempo computacional reduzido. Neste estudo esse é um fator importante devido ao pequeno tempo para realizar várias simulações em diferentes situações requeridas em um centro operacional. Para este estudo optou-se pelo modelo de transferência radiativa RTTOV-8, devido a sua facilidade de manuseio, e por permitir simulações rápidas das radiancias para os canais de microondas. Além disso, foi realizado um estágio no “Observatoire de Paris-LERMA” onde o modelo RTTOV-8 foi modificado e adaptado para ler as variáveis de saída do modelo BRAMS e usar como dados de entrada além das entradas padrões.

Adicionalmente, o modelo RTTOV tem obtido resultados satisfatórios quando comparado com outros modelos de transferência radiativa e dados observados (LIMA, 2004; BAUER et al., 2006; BUEHLER et al., 2006; DOHERTY et al., 2007; BURLAUD et al., 2007). A opção pelo modelo de previsão numérica BRAMS foi fundamentada na experiência existente deste modelo no CPTEC e por possuir o módulo de microfísica das nuvens mais avançado em comparação com os demais modelos operacionais existentes na unidade.

5.3.1. Modelo de transferência Radiativa - RTTOV

A característica principal do modelo RTTOV é a obtenção rápida de simulações de radiancias, inclusive, ele foi desenvolvido para facilitar a aplicação de dados de satélites no modelo numérico de previsão. Na versão

8.7, lançada em novembro de 2005, incluiu a componente de espalhamento na banda de microondas para o cálculo da radiância na presença de nuvens de gelo (BAUER et al., 2006). O RTTOV assume uma atmosfera plana paralela e hidrometeoro esférico, o que permite o uso da Teoria Mie. Um modelo óptico geométrico, FASTEM-3 (ENGLISH et al., 2003), é utilizado para calcular a emissividade da superfície. O cálculo do espalhamento na equação de transferência radiativa é resolvido a partir de uma solução analítica que utiliza a aproximação “delta-Eddington” (KUMMEROW, 1993). Os hidrometeoros precipitantes (chuva e gelo) são assumidos para ter uma distribuição de tamanho de Marshall-Palmer, enquanto os não precipitantes (água líquida) assumem uma distribuição Gama modificada. A densidade dos hidrometeoros de gelo é constante, com valores de 0.9 gcm^{-3} e 0.1 gcm^{-3} para o gelo e neve, respectivamente.

Os dados de entrada utilizados pelo RTTOV são descritos a seguir:

- Dados da Superfície: pressão, temperatura e umidade da superfície, máscara de terra/oceano, velocidade e direção do vento a 2 m;
- Dados da Atmosfera: perfis de pressão, temperatura e umidade;
- Dados da Nuvem: fração da cobertura de nuvem, perfil de água líquida, chuva, gelo e neve.

5.3.2. Modelo de Previsão Numérica - BRAMS

A versão do BRAMS utilizada neste estudo é a 4.2, disponível no endereço eletrônico <http://brams.cptec.inpe.br/>. O BRAMS é baseado na mais recente versão do Regional Atmospheric Modelling System (RAMS, WALKO et al., 2000, FREITAS et al., 2009) com vários aperfeiçoamentos e adequações para a simulação da atmosfera nas regiões tropical e subtropical. As simulações realizadas utilizaram como condições iniciais e de contorno as reanálises do NCEP (National Center for Atmospheric Research) com resolução horizontal de 100 km, 42 níveis verticais e resolução temporal de 06 horas. Foram

acrescentados nesses dados de reanálise foram assimilados os dados da Campanha SALLJEX (South American Low Level Jet Experiment) que ocorreram durante os meses de novembro de 2002 a fevereiro de 2003, na região centro-oeste da América do Sul, a leste da Cordilheira dos Andes (HERDIES et al., 2007). O modelo foi integrado por 48 horas, a partir do dia 17 de janeiro de 2003 às 00:00 UTC, com as seguintes configurações: 2 grades aninhadas, uma 20 km x 20 km e outra de 4 km x 4 km de resolução horizontal. A resolução vertical foi assumida como variável com espaçamento inicial de 50 metros na camada mais baixa do modelo, aumentando para cima pelo fator de 1,1 até o espaçamento vertical atingir 600 metros, que é, então, mantido até o topo do modelo (20 km). Foram utilizados modelos de superfície e vegetação, radiação e microfísica de nuvens. A parametrização utilizada para o modelo de nuvem foi microfísica explícita. O modelo BRAMS foi configurado para fornecer como dados de saída as variáveis necessárias para simulação do RTTOV, definidas na seção anterior. As simulações com o RTTOV para os sensores TMI e HSB foram realizadas com ângulo de visada sempre no nadir. Uma representação das variáveis de saída do modelo para os hidrometeoros das nuvens são mostradas na Figura 5.3, na qual os campos mostram os conteúdos integrados na coluna atmosférica para água líquida, chuva, cristais e precipitação sólida, simulados pelo BRAMS às 09:30 UTC do dia 18.

5.4 Resultado

Esta seção examina a performance das simulações do modelo RTTOV acoplado à saída do modelo BRAMS. Foram realizadas comparações entre simulações e observações por satélite, utilizando campos, histogramas e cortes transversais. Os canais escolhidos para esse estudo foram 10 GHz, 19 GHz, 22 GHz, 37 GHz e 85 GHz do sensor TMI/TRMM. Como esse estudo foi realizado sobre o continente, as frequências foram analisadas apenas para uma polarização (vertical), visto que emissividade da superfície continental é próxima de 1 e a diferença entre a polarização vertical e horizontal é pequena (WIEDNER et al., 2004). Em seguida, foram escolhidos dois canais do sensor

HSB/AQUA - 150 GHz e 183 GHz - para o estudo cobrir, também, altas frequências e uma forte banda de absorção do vapor d'água. Os canais escolhidos abrangem tanto os canais de emissão (10 GHz, 19 GHz, 22 GHz e 37 GHz) quanto os de espalhamento (85 GHz, 150 GHz, e 183 GHz).

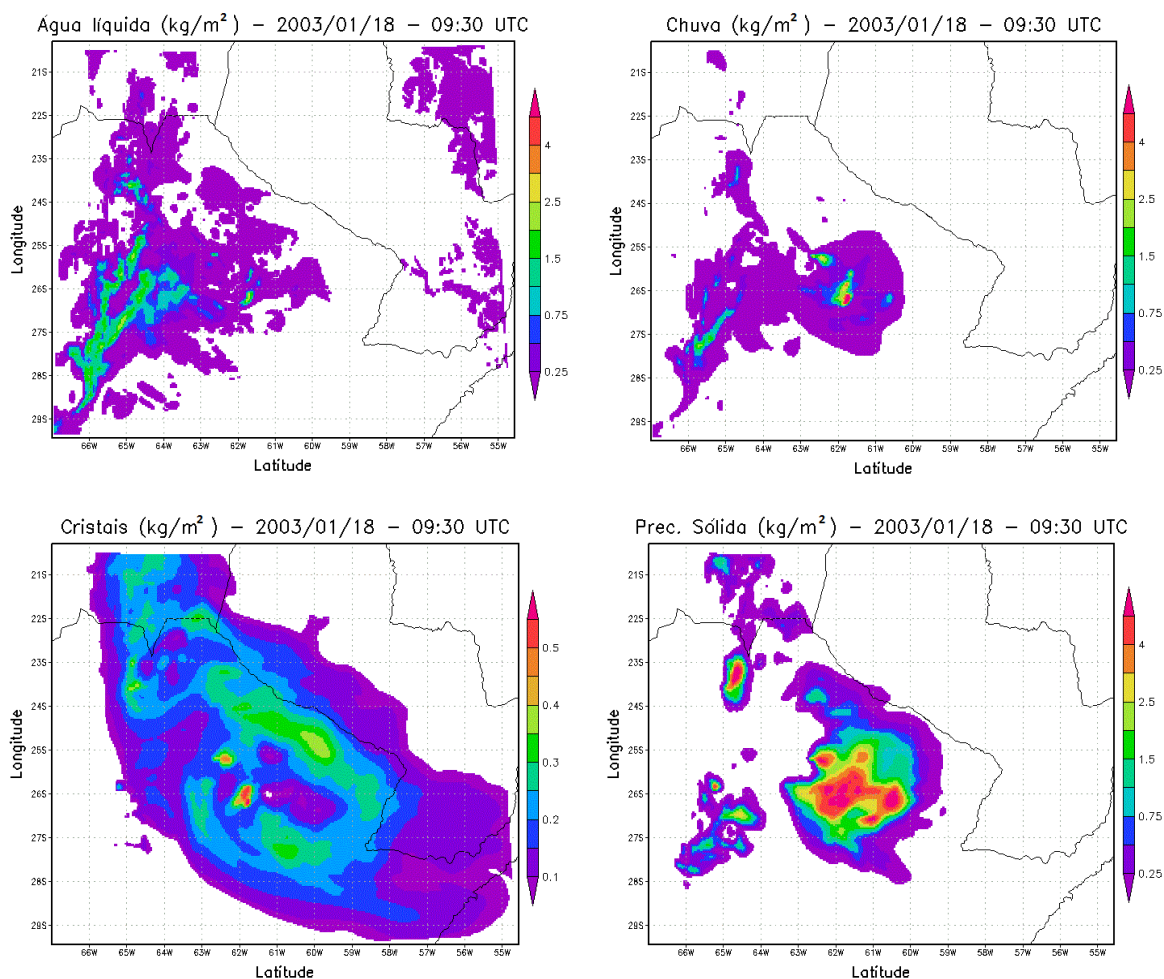


Figura 5.3 – Campos do BRAMS para o CCM às 09:30 UTC do dia 18. Os campos mostram o conteúdo integrado na coluna atmosférica para água líquida, chuva, cristais de gelo e precipitação sólida.

5.4.1 Estrutura Vertical dos Hidrometeoros: Estudo de caso para um CCM

Inicialmente é examinada a estrutura vertical média dos hidrometeoros simulada pelo modelo BRAMS de modo a verificar a coerência termodinâmica

destes perfis verticais. A Figura 5.4 mostra os perfis verticais de hidrometeoro médios calculados para dois instantes da simulação do CCM, 04:30 UTC e 09:30 UTC do dia 18. Esses horários foram escolhidos porque são os que mais se aproximam das passagens dos sensores HSB e TMI sobre o CCM, respectivamente. Em análise dos campos de temperatura simulados verificou-se que a isoterma de 0° C oscila entre 4 km e 5 km de altura. Em consequência, observa-se uma alta dependência dos perfis de água líquida e chuva com a isoterma de 0° C e que os cristais de gelo são encontrados apenas acima de 0° C, isto acontece devido ao seu rápido derretimento ao passar para temperaturas maiores que 0° C. Em contraste, a água líquida acima de 0° C coexiste com o gelo na forma de água supercongelada. A precipitação sólida pode ser encontrada acima ou abaixo da isoterma, visto que o tempo de derretimento é bem maior que os cristais por causa do tamanho (graupel e granizo).

Na análise dos perfis verticais médios em relação ao tempo de vida do sistema, observa-se que o CCM, às 04:30 UTC, encontra-se entre o estágio de iniciação e maturação, com altos valores de conteúdo de chuva na base da nuvem e com presença de gelo nos altos níveis. Esse resultado também pode ser visto na sequência de imagens do infravermelho na Figura 5.2, na qual se observa o crescimento da região fria (cores azul e amarelo) no topo do sistema nos horários entre 04:15 UTC e 06:45 UTC. Durante o horário das 09:30 UTC, o sistema apresenta uma diminuição significativa d'água líquida e principalmente do conteúdo de chuva na base da nuvem. Em contrapartida, houve um aumento dos cristais de gelo e da precipitação sólida para os níveis acima de 6 km. Essa diminuição da chuva na base e aumento de gelo no topo caracterizam o estágio entre maturação e dissipação do sistema (MACHADO et al., 1998). As imagens da Figura 5.2 mostram uma diminuição das áreas frias (cores azul e amarela) e um aumento das áreas mais quentes (cor vermelha) entre os horários 06:45 UTC e 10:15 UTC. Em resumo, os perfis verticais médio de hidrometeoros simulados são capazes de representar as

características termodinâmicas dos sistemas precipitantes e as fases do ciclo de vida do sistema, quando comparados com imagens no infravermelho, o que os torna uma boa ferramenta para caracterizar estrutura de verticais de hidrometeoro de sistema precipitantes.

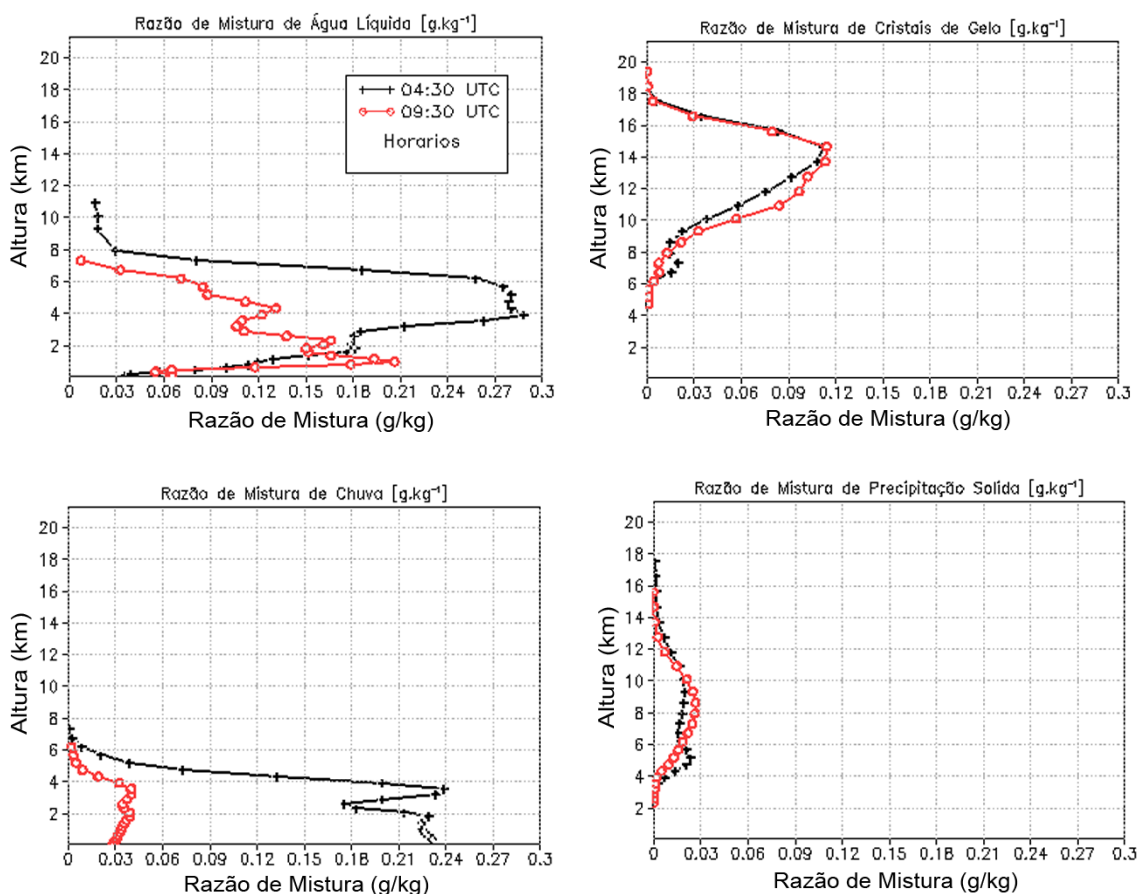


Figura 5.4 – Perfis verticais de hidrometeoros médios para o CCM simulado pelo BRAMS nos horários das 04:30 UTC (linha preta) e 09:30 UTC (linha vermelha). A média foi calculada apenas para os valores de razão de mistura maiores que zero.

5.4.2 Comparações entre Temperatura de Brilho Simulada e Observada

As observações dos sensores TMI, às 09:40 UTC, e HSB, às 04:45 UTC, do dia 18 de janeiro de 2003, são comparadas com os campos de temperatura de brilho simulados para os horários 09:30 e 04:30 UTC, respectivamente, Figura

5.5 e 5.6. As análises foram divididas em duas partes: a primeira considera os canais de frequência baixa (10, 19, 22 e 37 GHz), e sensíveis, principalmente, à componente de emissão; a segunda analisa os canais de frequência alta (85, 150 e 183 GHz), sensíveis à componente de espalhamento.

A Figura 5.5 apresenta as TB simuladas e observadas para os canais de emissão sobre o evento de CCM. Analisado do ponto de vista da modelagem numérica, observa-se um atraso no deslocamento do núcleo mais intenso do CCM simulado em relação ao observado, este resultado fica visível quando se compara o canal 37 GHz simulado e observado. Além disso, o CCM simulado apresenta o núcleo menos desenvolvido do que o observado. Para ajudar nessa análise foi desenhado um círculo com um ponto preto no meio, nos campos simulados e observados, para representar a posição central mais ativa do evento simulado.

Em relação às temperaturas de brilho simuladas, uma análise geral mostra uma boa concordância entre os campos simulados e observados para os canais de frequência baixa. Os padrões espaciais gerais (áreas de céu claro e chuva) são bem reproduzidos especialmente sobre a região das Cordilheiras dos Andes. As principais diferenças aparecem quando se compara as intensidades das TB simulada e observada. O maior valor de TB simulado é 285 K, enquanto que o observado chega a 290 K. Com relação ao menor valor, o simulado não ultrapassa 235 K, enquanto o medido está na faixa próxima a 210 K. Essas diferenças entre as temperaturas simuladas e observadas mostram certa discrepância nos campos simulados do BRAMS, o que provoca esse viés observado. Pode haver algum fator de erro no cálculo da emissividade pelo RTTOV, a qual pode influenciar as simulações desses canais, conforme discutido por Wiedner et al. (2004), embora esses erros são de menor amplitude. A subestimação no vapor d'água do modelo de previsão ocasiona uma diminuição nas TB dos canais, principalmente em 19, 22 e 37 GHz, haja vista que nessas frequências o vapor d'água contribui com o aumento da temperatura de brilho pela componente de emissão. Este resultado

implica que erros nos campos simulados por modelos numéricos de previsão proporcionarão erros nas temperaturas de brilho simuladas, sem importar quão bem o modelo de transferência radiativa estiver. Simulações com menores valores de TB também estão ligadas a uma descrição no conteúdo de água líquida menor que o observado pelos satélites.

Em análise do comportamento das frequências baixas com relação aos hidrometeoros, observa-se que nos canais 10, 19 e 22 GHz a emissão da água líquida e da precipitação é mascarada pela emissão da superfície, tanto para TB simulada quanto observada, visto que o espalhamento por partículas nesses comprimentos são de terceira ordem. Por outro lado, é possível observar a contribuição do espalhamento das partículas de gelo do topo convectivo para o canal de 37 GHz, devido à grande concentração de precipitação sólida no CCM, como mostra o campo da Figura 5.3. A forma do contorno assumida pelas temperaturas de brilho menores que 265 K (cor verde) é semelhante a da precipitação sólida acima de 2.5 kg/m^2 . Isto indica que as nuvens só irão sobressair na imagem de TB 37 GHz para valores de concentração de gelo acima de 2.5 kg/m^2 , os que são encontrados apenas em sistema com grandes desenvolvimentos verticais (COTTON e ANTHES, 1989). Em resumo, pode-se afirmar que as nuvens sem gotas de chuva ou pequenas gotas são invisíveis nos canais 10, 19 e 22 GHz, devido à contaminação da emissão da superfície no sinal de emissão das partículas dos hidrometeoros. Apenas o canal 37 GHz conseguiu distinguir entre nuvens e superfície, todavia, precisa ter altos valores de concentração de hidrometeoro.

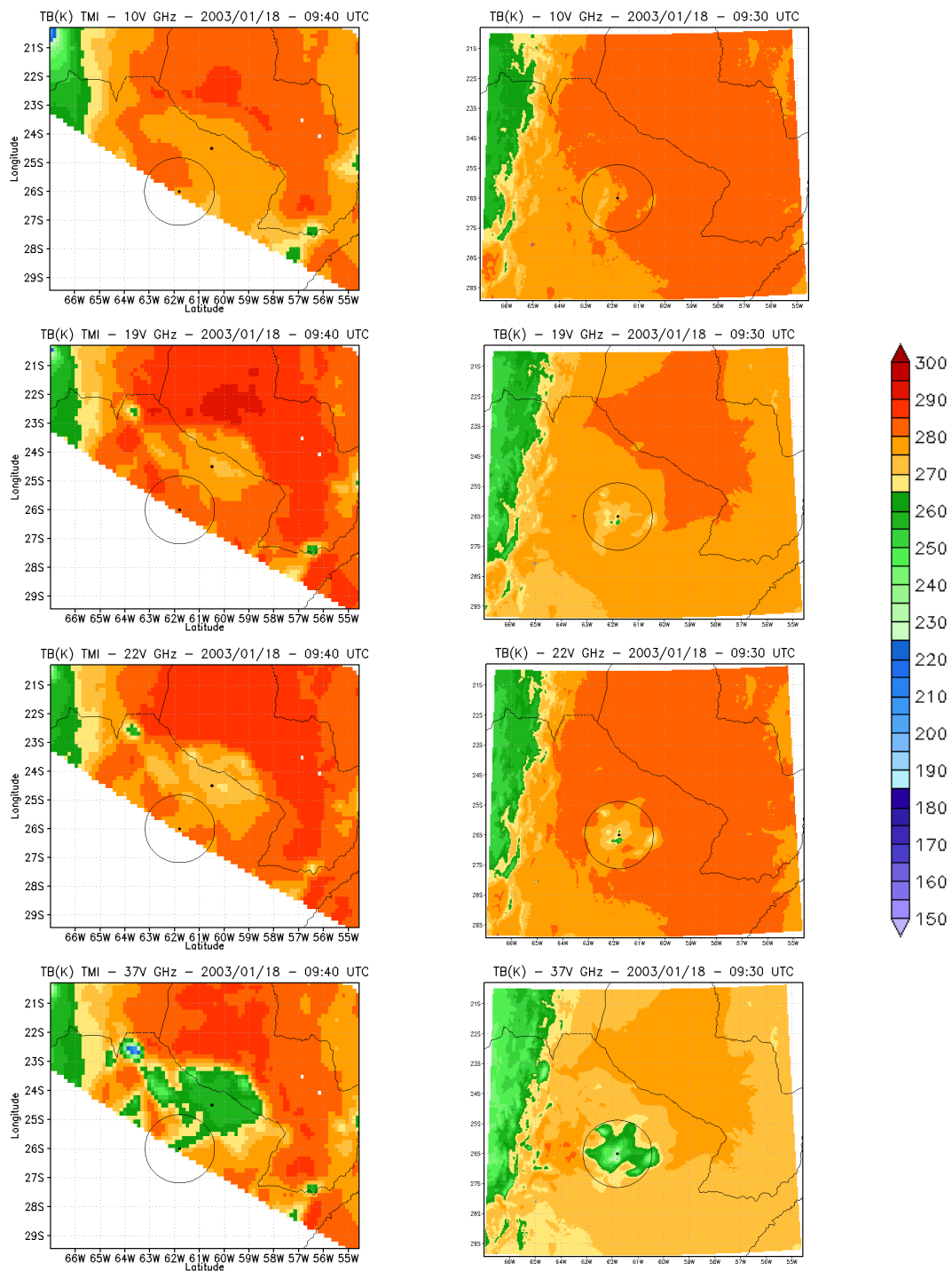


Figura 5.5 – Campos de temperatura de brilho observada e simulada para os canais de emissão sobre o CMM. Coluna esquerda: TB observadas pelo sensor TMI às 09:40 UTC. Coluna direita: TB simuladas pelo RTTOV às 09:30 UTC de 18/01/2003.

As temperaturas de brilho simuladas e observadas para os canais 85, 150 e 183 GHz são apresentadas na Figura 5.6. Nesses canais os valores de TB quentes representam situações de céu claro e os de TB frias indicam áreas de precipitação, com exceção de superfícies que contenham neve, é o caso da Cordilheira dos Andes, em que se observa TB abaixo de 260 K. Em acordo com os resultados observados nas frequências baixas, as TB simuladas mostraram coerências com as temperaturas de brilho observadas. Em especial, para o canal de 183 GHz, no qual se observa o sinal do vapor d'água em áreas livres de nuvem corretamente estimada. Na simulação das 04:30 UTC para o HSB foi possível observar também um atraso do deslocamento do sistema simulado em relação ao observado, assim como um núcleo convectivo bem menos intenso do que o real.

Na análise da intensidade das TB simuladas com as observadas, nota-se que a temperatura de brilho mínima atingida pelas simulações dos canais 85 e 183 GHz foi superior a 200 K, enquanto as observadas chegaram a valores próximos de 150 K. A TB simulada do canal 150 GHz apresentou valores semelhantes aos observados. Outra característica observada em relação à intensidade da TB observada é que as temperaturas mais frias são observadas nas imagens 04:30 UTC, o que confirma que o CCM está no seu estágio mais ativo do que no horário da 09:40 UTC, de acordo com os perfis verticais médios de hidrometeoro da Figura 5.4.

As temperaturas de brilho frias observadas nos canais de frequências altas são resultados do espalhamento por grandes partículas de gelo (granizo, agregados e neve) e estão inversamente correlacionadas com o aumento da concentração desses hidrometeoros dentro da nuvem. Observa-se essa característica analisando o campo integrado de precipitação sólida das 09:30 UTC (Figura 5.3) e a TB simulada em 85 GHz, em que os menores valores de TB simulada estão em regiões com grande concentração de precipitação sólidas, superior a 4 kg/m² e aumenta a TB à medida que a concentração

diminui. As TB em 85 GHz realçadas com verde e azul (TB < 265 K) são sensíveis a concentrações de precipitação sólida superiores a 1 kg/m².

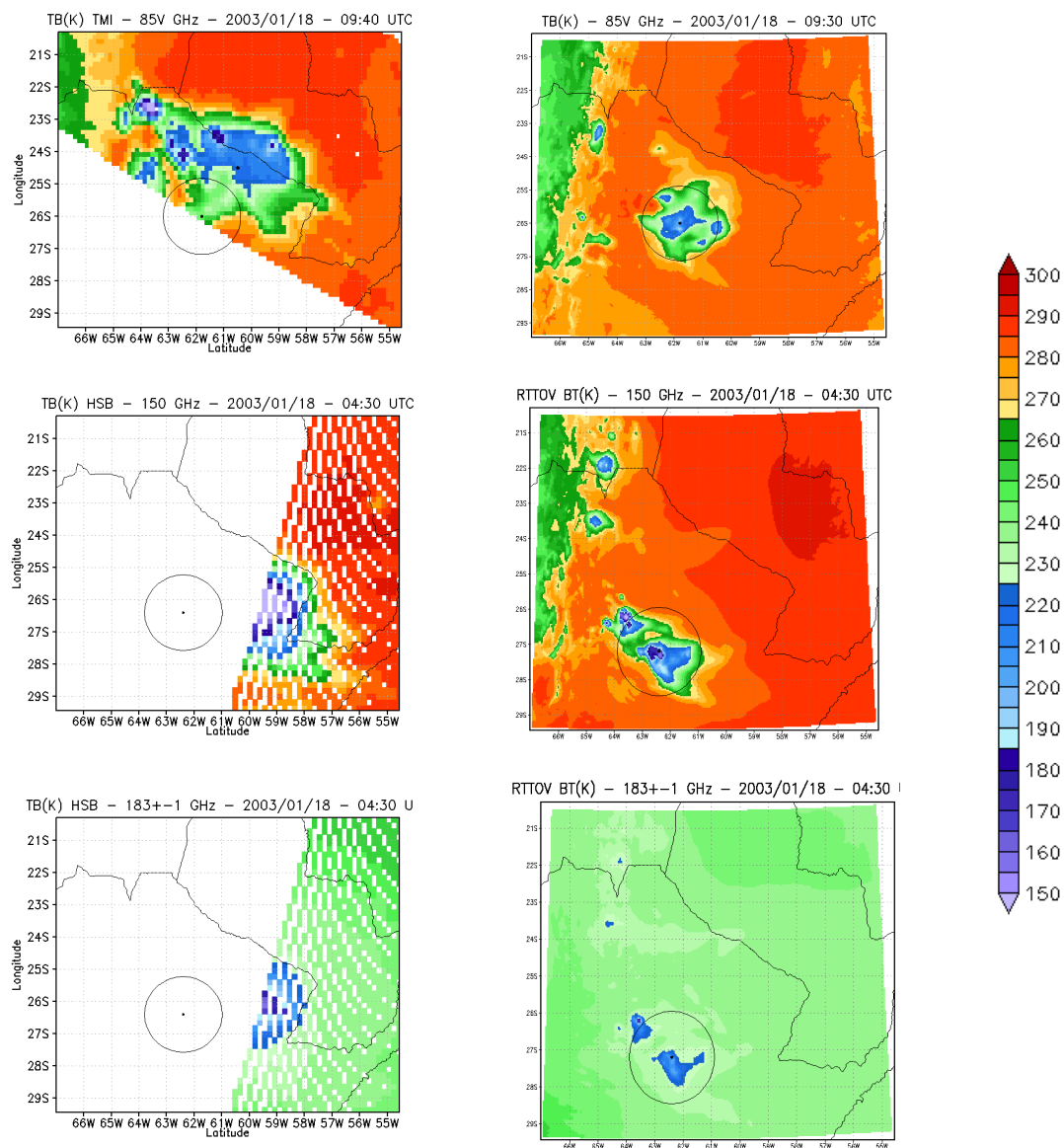


Figura 5.6 – Campos de temperatura de brilho observada e simulada para os canais de espalhamento sobre o CMM. Coluna esquerda: TB observadas pelo sensor TMI às 09:40 e HSB às 04:30 UTC. Coluna direita: TB simuladas pelo RTTOV às 04:30 e 09:30 UTC para de 18/01/2003.

Em resumo, pode-se concluir, de maneira geral, que as simulações para as frequências altas comparadas com as observadas são razoavelmente boas. As temperaturas frias são sempre indicações de áreas convectivas, com exceção das superfícies cobertas com neves. Apenas a presença do gelo não é suficiente para atenuar o sinal de microondas, mas principalmente o tamanho e a concentração de hidrometeoros. Somente valores de concentração de precipitação sólida acima de 1 kg/m^2 são possíveis realçar a nuvem da superfície continental.

5.4.3 Distribuições de Frequência para as Temperaturas de Brilho Simulada e Observada

Uma análise mais quantitativa das temperaturas de brilho simuladas e observadas é mostrada nesta fase de comparações entre dados observados e simulados. Nesse estudo apenas os canais do TMI foram utilizados, os canais do HSB não foram analisados devido à pequena área de sobreposição da passagem sobre a área de estudo.

A Figura 5.7 apresenta os histogramas para as TB simuladas e observadas dos canais do sensor TMI/TRMM para a polarização vertical. Em análise do aspecto geral dos histogramas, as simulações conseguem reproduzir bem a forma das distribuições de temperatura de brilho observada em todos os canais. As melhores semelhanças nas distribuições foram observadas para os canais 10 e 85 GHz, coincidindo os picos de máximas distribuições. Observa-se uma subestimação das TB quentes simuladas nos canais 19, 22 e 37 GHz, isto pode ser verificado pelos deslocamentos dos picos de máxima distribuição das TB simuladas para as temperaturas mais frias, com deslocamento de 5 K (19 e 22 GHz) a 10 K (37 GHz) no pico máximo de distribuição. Essas observações confirmam um possível viés no campo de vapor d'água simulado ou erro na estimativa da emissividade para os canais de baixa frequência, como discutido nos campos de TB simulado e observado na secção 5.4.2.

Uma característica observada nas distribuições é que a amplitude dos picos máximos de distribuições é maior para todas as TB simuladas. Isto acontece devido à cobertura parcial da passagem do TMI sobre a área de estudo, diminuindo o número de pixels quentes, como observado na imagem do canal 4 (Figura 5.2), das distribuições de TB. Uma particularidade observada nas distribuições de TB simuladas é a forma bimodal. Eles estão associados a condições de céu claro, são as TB mais quentes entre 280 e 295 K, e as superfícies cobertas de neve (Cordilheira dos Andes), TB entre 250 e 265 K. Essa forma não é observada nas distribuições observadas porque a passagem do TMI não cobre essa região.

O efeito do espalhamento das nuvens pode ser notado em 37 GHz e mais claramente no canal 85 GHz. Em 37 GHz, o aumento da distribuição observada entre 270 e 255 K é causado pelo espalhamento dos hidrometeoros. Na distribuição simulada esse efeito é mascarado pela emissão da superfície Cordilheira dos Andes. Em 85 GHz, o efeito do espalhamento é notado nas distribuições de temperatura de brilho observada até valores próximos de 150 K, enquanto os valores para distribuição simulada chegam até 195 K. Uma possível explicação para essa discrepância nas TB frias entre observado e simulado é a maneira pela qual a microfísica de nuvem é tratada na simulação radiativa. Pode ser que as parametrizações utilizadas pelo RTTOV para as partículas de gelo, as quais calculam o efeito do espalhamento, não sejam as mais adequadas para simular no canal de 85 GHz. Doherty et al. (2007) mostraram que a variação da parametrização da distribuição de tamanho e densidade dos hidrometeoros para a mesma simulação modificam significativamente a temperatura de brilho simulada, na ordem de 50 K. Contudo, esse erro seria de menor ordem e a possível razão para essa diferença é que o BRAMS não gerou uma quantidade suficiente de gelo como àquela observada.

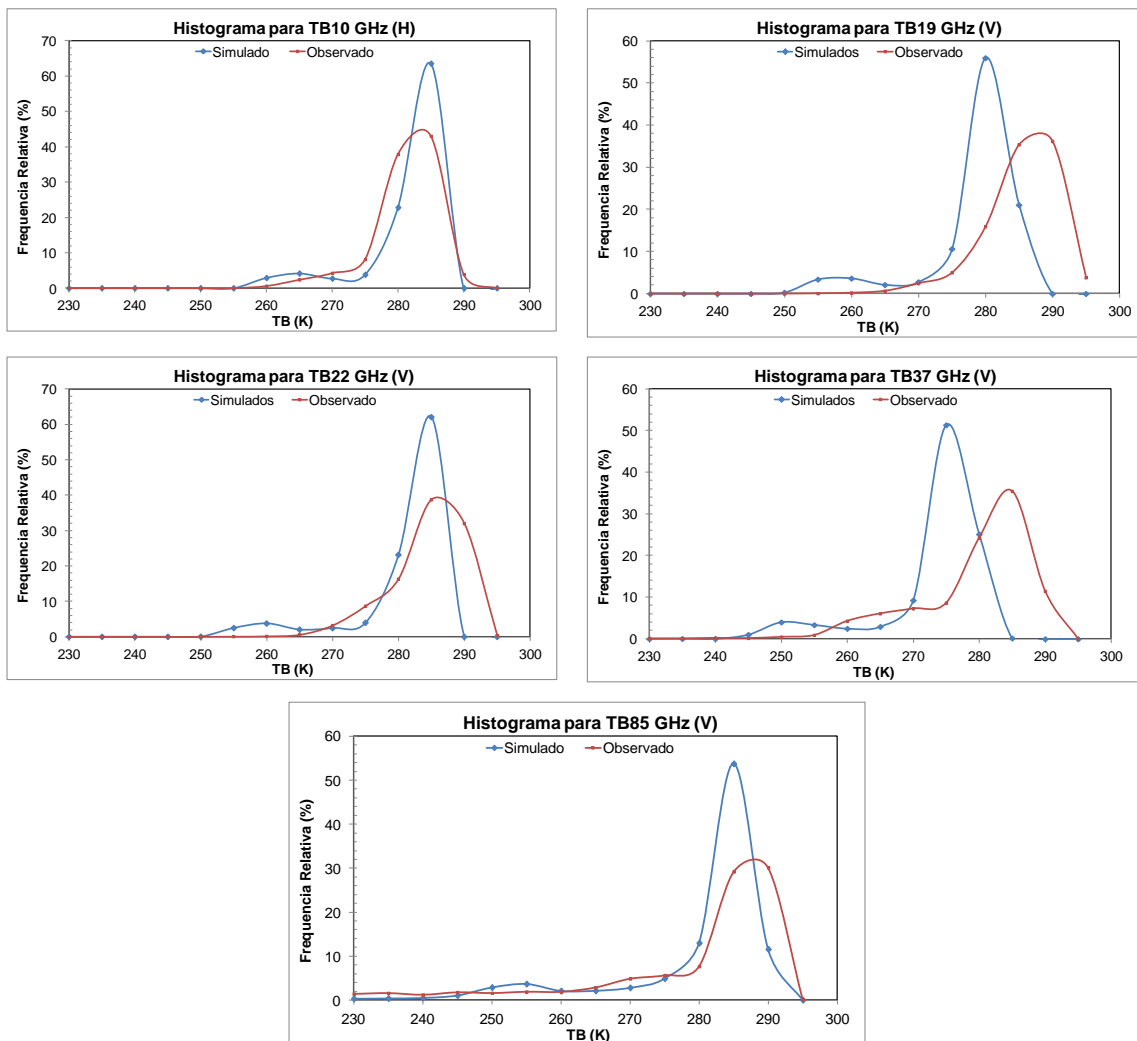


Figura 5.7 – Distribuições de Frequência da temperatura de brilho observada (linha vermelha) e simulada (linha azul) para os canais 10, 19, 22, 37 e 85 GHz, todos na polarização Vertical.

Em resumo, as distribuições de TB simuladas são coerentes com as TB observadas, principalmente para os canais 10 e 85 GHz. Os canais de 19, 22 e 37 GHz apresentaram uma subestimativa para temperaturas de brilho quentes, na ordem de 5 e 10 K, para os canais 19, 22 GHz e 37 GHz, respectivamente. O efeito do espalhamento é bem caracterizado no canal 85 GHz simulado, entretanto os valores de TB frias são bem maiores do que as TB frias observadas, sugerindo uma subestimativa pelo BRAMS.

5.4.4 Secção Transversal para o CCM

Nessa secção será realizada uma análise específica entre as TB simulada e observada através de corte transversal no centro do complexo convectivo em uma latitude fixa. Para facilitar a comparação devido ao atraso do deslocamento do CCM simulado em relação ao observado, os cortes foram realizados nas latitudes do centro do CCM simulado e do observado, em que latitude do centro para CCM simulado foi fixada em -26.0°S e a latitude do observado fixada em -24.6°S . O conteúdo integrado dos perfis verticais de hidrometeoro também é mostrado na Figura 5.8. Em análise do aspecto geral, existe uma relação satisfatória entre as TB observadas e simuladas, em que as TB estão dentro de uma mesma escala de amplitude. A variação da TB simulada ao longo da longitude tem o mesmo padrão entre os canais simulados, diferenciando apenas nas amplitudes, características também observadas para as temperaturas brilho medidas, isso mostra que o BRAMS, mesmo tendo subestimado a quantidade de gelo, apresentou uma coerência espacial da distribuição de hidrometeoros da estrutura do CCM. Através do corte transversal é possível quantificar as diferenças entre TB simulada e observada para céu claro. Nos canais 19, 22 e 37 GHz, em que se observou uma subestimação nas distribuições de TB para pixels quentes (Figura 5.7), essas diferenças podem ser observadas para longitudes maiores -56°W . Para 19 GHz, a maior diferença observada foi 9 K, para 22 GHz, 4 K e para 37 GHz 10 K. Para os canais 10 e 85 GHz, as TB quentes simuladas estão concordando bem com as observadas.

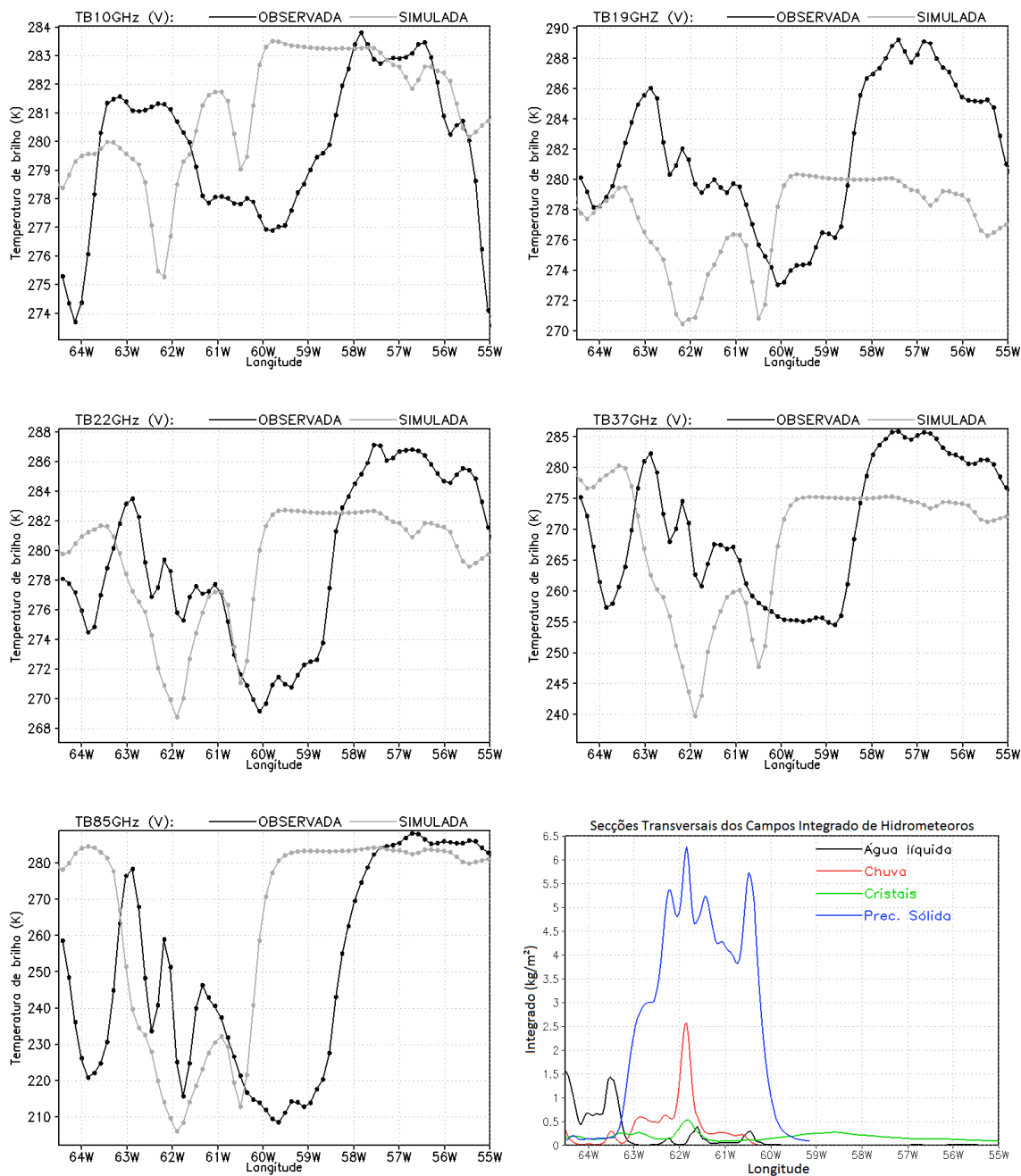


Figura 5.8 – Secções Transversais para o Complexo Convectivo simulado na latitude de -26°S , e observado na latitude de -24.6°S para os canais do TMI. Na última linha, o integrado dos hidrometeoros simulados pelo BRAMS são também apresentados.

Com relação aos pixels que estão sobre o CCM, observa-se que atenuações nas TB simuladas e observadas são bem coerentes nos canais 22 GHz e 85

Ghz e nos demais canais houve uma subestimativa. Isto pode ter ocorrido devido a grande concentração de hidrometeoros observada. Em 85 GHz é possível observar o efeito do espalhamento da precipitação sólida sobre a TB simulada, a depressão observada nesse canal corresponde exatamente à presença da alta concentração de hidrometeoro entre as longitudes de -63.5°W a -60.0°W . Esse efeito também é observado nos outros canais, mas não com a mesma intensidade. Em resumo, pode-se afirmar que realmente existe uma subestimação para os canais de 10, 19 e 37 GHz em situação de céu claro, e os canais 22 e 85 GHz foram os que apresentaram melhores resultados. A atenuação do canal 85 GHz só pode ser realçada em contraste ao continente para grandes valores de concentração dos hidrometeoros.

5.5 Considerações Finais

Este capítulo discutiu o potencial das simulações do modelo de transferência RTTOV, acoplado ao modelo de previsão numérica BRAMS para um caso de Complexo Convectivo de Mesoescala ocorrido ao norte da Argentina no dia 18 de janeiro de 2003. Foram realizadas várias análises levando em conta o aspecto geral qualitativo e o quantitativo através de comparações entre as TB simuladas e observadas para os sensores TMI/TRMM e HSB/AQUA.

De modo geral, uma boa concordância foi obtida entre os campos de TB simulados e observados para todos os canais analisados. Em grande escala, as estruturas verticais de hidrometeoros e características termodinâmicas dos sistemas precipitantes foram bem capturadas pelo modelo BRAMS, com ressalva para o deslocamento e intensidade do CCM que não foram bem previstos. Sobre o continente os canais de frequências baixas (10, 19, 22 e 35 GHz) são altamente dependentes da emissão da superfície, o qual mascara o efeito de emissão das nuvens sobre esta. Os canais 10, 19 e 37 GHz apresentaram uma subestimação da TB para situação de céu claro. Uma provável explicação para essa discrepância é uma subestimativa do vapor d'água pelo modelo de mesoescala.

Nas frequências altas (85, 150 e 183 GHz) o resultado foi satisfatório entre as TB simuladas e observadas, contudo, notou-se uma subestimativa de partículas solidas de hidrometeoros pelo modelo BRAMS.

As Simulações de frequências altas a partir de saídas de modelo de mesoescala e comparação dos resultados com as observações de satélite é uma ferramenta poderosa para diagnosticar a qualidade da previsão. A qualidade das comparações presentes também sugerem que as TB de microondas podem ser viáveis para estimar a precipitação e perfis verticais de hidrometeoros.

6. CARACTERIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS VERTICAIS DAS NUVENS A PARTIR DE MULTICANAIS

Este capítulo discute o potencial dos canais multiespectrais do sensor SEVIRI, a bordo dos satélites Meteosat segunda geração (MSG), em obter informações sobre perfis verticais de nuvens a partir de características físicas do topo. Nesse estudo foram utilizados os perfis de refletividade e a classificação do tipo de nuvens extraída do algoritmo 2A25 do PR/TRMM e as temperaturas de brilho dos canais do SEVIRI. As análises foram realizadas para quatro tipos de nuvens: convectiva, nuvens quentes, estratiforme com banda brilhante e sem banda brilhante. O resultado deste capítulo foi submetido ao *International Journal of Remote Sensing*, com o título: “*Cloud Reflectivity Profile Classification Using IR Multichannels*”.

6.1 Introdução

Os processos físicos no interior das nuvens são uma das componentes mais desconhecidos dos sistemas de tempo e clima. A descrição dos processos que ocorrem nas nuvens por meio da utilização de parâmetros meteorológicos convencionais ainda precisa ser bastante aprofundada de forma que os modelos de previsão de tempo e clima consigam descrever, com precisão, o tipo e as características dos hidrometeoros, os perfis de liberação de calor latente, o balanço radiativo, o entranhamento de ar na nuvem e as correntes ascendentes e descendentes. A estimativa de precipitação foi notavelmente melhorada com o lançamento do satélite TRMM e, conseqüentemente, por desenvolvimentos de novos algoritmos. No entanto, a recuperação de precipitação sobre o continente ainda tem várias deficiências, porque é estimada indiretamente (BERG et al., 2006) e a precipitação, a partir de nuvens quentes, é calculada com pouca precisão (SHORT e NAKAMURA, 2000; LIU e ZIPSER, 2009). Uma das melhores formas técnicas para estimar precipitação a partir de satélite é por meio dos métodos físicos que necessitam do conhecimento dos processos físicos das nuvens tais como: a estrutura

tridimensional e evolução no tempo, os processos associados aos hidrometeoros e os estágios da vida da nuvem. Stephens e Kummerow (2007) declararam que as hipóteses adotadas sobre a estrutura vertical da nuvem e da precipitação, bem como os detalhes das propriedades das partículas de gelo e distribuição de tamanho, são as principais fontes de incertezas na estimativa de precipitação. Eles consideram que uma melhor definição do estado da atmosfera e da estrutura vertical das nuvens e da precipitação é necessária para melhorar as informações extraídas a partir de observações de satélites. Recuperação de informações dos processos das nuvens de satélites Geoestacionários pode contribuir significativamente para estimativas de precipitação por satélite, melhorar o conhecimento sobre o efeito das nuvens no balanço radiativo do Planeta e aprimorar os modelos de nuvem e assimilação de dados ou previsão em curto prazo.

Vários estudos têm sido desenvolvidos para extrair informações sobre as propriedades microfísicas de nuvens a partir de imagens multiespectrais a bordo dos satélites geoestacionários e de órbita polar. Em geral, esses trabalhos ou utilizam cálculos de transferência radiativa ou dados de observação para determinar as propriedades físicas das nuvens. Ao se partir do princípio de que a radiação espalhada no visível pelas nuvens é, principalmente, determinada pela espessura óptica e que a radiação absorvida no infravermelho próximo é determinada, sobretudo, pelo raio efetivo da partícula da nuvem, é possível se estimar propriedades físicas das nuvens a partir de satélites. Kawamoto et al. (2001), baseando-se nos trabalhos de Nakajima e Nakajima (1995), desenvolveram um algoritmo capaz de determinar em escala global parâmetros microfísicos de nuvens (espessura óptica e raios efetivos das partículas) usando os canais 0.6, 0.8 e 1.6 μm do sensor AVHRR, a bordo dos satélites TIROS-NOAA. Jolivet e Feijt (2003) também desenvolveram um método para estimar espessura óptica da nuvem, fase e tamanho da partícula a partir de medições do visível (0.67 μm) e infravermelho próximo (1.6 μm). Com o objetivo de construir uma base de dados consistente

e de alta qualidade de propriedades de nuvens, para fins de pesquisas climáticas, Roebeling et al. (2006) aplicaram a metodologia desenvolvida por Jolivet e Feijt (2003) aos sensores Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) e do AVHRR. Lensky e Rosenfeld (2002) determinaram regiões com potencial de precipitação (nuvens espessas e com raio efetivo grande) usando as diferenças de temperatura de brilho entre 3,7 μm e 11 μm . Ackerman et al. (1990), ao utilizar um Lidar e observações de radiâncias na região de 8-12 μm apresentaram uma técnica de detecção de propriedades físicas para nuvens cirrus. Os resultados mostraram que as diferenças de temperatura de brilho entre 8 e 11 μm são negativas para regiões limpas, devido à diferença de absorção do vapor d'água próximo à superfície, enquanto para nuvens cirrus são positivas, devido às propriedades ópticas do gelo. Nesse mesmo contexto, Strabala et al. (1994) apresentaram uma técnica tri-espectral que consiste em interpretação de diagrama de espalhamento entre as diferenças de temperatura de brilho 8-11 μm versus 11-12 μm para determinar fase de nuvens, com base nas diferentes propriedades espectrais do gelo e da água. Em 2000, Baum et al. adaptaram a técnica tri-espectral de Strabala et al. (1994) inserindo a banda do visível (0.65 μm) e infravermelho próximo (1.6 μm) com o objetivo de melhorar o algoritmo em situações de nuvens cirrus finas que sobrepõem outros tipos de nuvens mais baixas, visto que esses canais são sensíveis à espessura óptica e tamanho da partícula, respectivamente. Platnick et al. (2003) descrevem um método que usa a combinação da diferença de temperatura de brilho entre 8.5-11 μm e 11 μm para determinar fase de nuvens. O método baseia-se no fato de que os coeficientes de absorção da água e do gelo são quase iguais na região de absorção do vapor d'água, em torno de 8 μm . Por outro lado, em torno de 11 μm , o gelo é mais eficiente absorvedor do que a água.

A discussão anterior mostra que o uso de multicanais pode ser útil para caracterizar propriedades microfísicas do topo da nuvem. No entanto, a questão que permanece é: Será que se pode extrapolar essas informações

para o perfil vertical de nuvem. A informação mais útil que os métodos de estimativa de precipitação por satélite e modelos de nuvens ou técnicas de “*Nowcasting*” precisam é do perfil vertical de nuvem. Desse modo, o objetivo deste capítulo é verificar a possibilidade em se obter informações sobre o perfil vertical de nuvem, a partir das características multiespectrais de seu topo, e apresentar a assinatura espectral de combinações de canais e suas limitações para descrever a sua estrutura vertical.

O desenvolvimento deste estudo foi separado em três etapas:

1º Etapa: Consiste em determinar os perfis padrões de refletividade para os quatro tipos nuvens extraídos do algoritmo 2A25, são elas: Convectiva (CV), nuvem quente (WC – do inglês “*Warm Cloud*”), Estratiforme com Banda Brilhante (BB) e Estratiforme sem banda brilhante (ST – do inglês “*Stratiform*”);

2º Etapa: Analisar o comportamento das combinações multiespectrais entre os canais do sensor SEVIRI para os perfis padrões de refletividade determinados na primeira etapa;

3º Etapa: Por fim, foi realizado um estudo de caso para avaliar a potencialidade dos canais multiespectrais em classificar o tipo de nuvem e o seu respectivo perfil vertical de refletividade.

6.2 Dados

A base de dados deste estudo é formada pelos sensores SEVIRI/MSG e PR/TRMM. As principais características dos dados fornecidos por estes sensores foram descritos no capítulo 4. O período de análise foi o mês de agosto de 2006 sobre uma área de 30° x 30°, centrada nas coordenadas 0° de latitude e longitude (Figura 4.1). A seguir, são apresentadas informações acerca dos dados e métodos utilizados no trabalho.

6.2.1 PR/TRMM

Os padrões verticais de refletividade das nuvens foram obtidos a partir do produto 2A25 do PR/TRMM. Eles são medidos em 80 níveis de altura com variação desde a superfície até altura de 20 km com resolução vertical de 250 m e com resolução horizontal de 4.3 km. A classificação dos pixels com relação ao tipo de nuvens foi extraída do “*Rain Type Flag*”, as quais se classificam em quatro: Convectiva (CV), nuvem quente (WC), Estratiforme com banda brilhante (BB) e sem banda brilhante (ST).

6.2.2 SEVIRI/MSG

Este estudo visa caracterizar as nuvens tanto durante o dia quanto à noite e por essa razão escolheu-se apenas os canais infravermelhos que possuem uma maior sensibilidade para as propriedades das nuvens e que estão relacionados com a fase destas e a sua profundidade ótica, são eles: 3,9, 6,2, 8,7, 10,8 e 12 μm . O estudo foi realizado para as combinações de diferenças de temperatura do canal 10,8 μm com os canais 3,9 μm (DTB_{10.8-3.9}), 6,2 μm (DTB_{6.2-10.8}), 8,7 μm (DTB_{8.7-10.8}), e 12 μm (DTB_{10.8-12}), daqui em diante serão usadas essas abreviações para as diferenças de temperaturas. A DTB_{10.8-3.9} foi definida para noite e para o dia como: DTB_{10.8-3.9d} e DTB_{10.8-3.9n}. O canal 3,9 μm possui uma particularidade em relação aos outros canais, pois durante o dia a radiância é composta pela radiação solar refletida e a emitida pela superfície, já durante a noite a radiância tem somente a radiação emitida. Portanto, esse canal apresenta características distintas durante o dia e noite e deve ser analisado separadamente.

6.3 Definição dos Perfis de Refletividade das Nuvens

O primeiro passo desse estudo foi determinar os perfis de refletividade típicos na região analisada para relacionar com as características multiespectrais medidas pelo MSG. Essa análise visa definir padrões de perfis que podem ser classificados como subgrupos dentro dos quatros perfis classificados pelo

2A25. A técnica escolhida para realizar a análise de agrupamento foi o método “*K-Means*”, o qual é de categorização não hierárquico rígido, criado para agrupar dados não rotulados em categorias. Este método ajuda a minimizar a soma das distâncias ao quadrado entre todos os pontos e o centro do centróide, além de ser um dos métodos mais utilizados por não obrigar restrições ao conjunto de amostras, podendo ser utilizado a qualquer quantidade de dados (ROSS, 1997).

Tipicamente, a análise de agrupamento precisa previamente do número de subgrupos das classes. Como não se sabe, a priori, o número de classes que melhor representa o espaço amostral dos perfis, utilizou-se uma métrica para identificar o melhor número de sementes a ser utilizado pelo método “*K-Means*”. Nesse estudo optou-se pelo índice de Compacidade e Separação – CS (*Compactness and Separation*), por essa medida ser a mais completa para determinar o número ideal de classes, pois avalia tanto a compacidade das classes geradas como a qualidade da separação entre estas, (Xie, 1991). Sua equação é dada por:

$$CS = \frac{\sum_{i=1}^c \sum_{j=1}^n \mu_{ij}^2 \|V_i - X_j\|^2}{n \min_{i,j} \|V_i - V_j\|^2} \quad 6.1$$

Onde c é o número de classes, n é número de perfis pertencentes a i -*enésima* classe, V_i representa os centróides da i -*enésima* classe e X_j , os perfis do j -*enésimo* classe. O denominador de CS é a distância euclidiana mínima entre dois centros de classes. Quanto menor o valor de CS, melhor a disposição das classes, e melhor compacidade e separação dos subgrupos. Ao se aplicar a técnica de CS até 15 classes, os seguintes números de classes de perfis de refletividade foram obtidos: 3 para as nuvens quentes e 3 estratiforme sem banda brilhante, 4 para convectiva e 6 para estratiforme com banda brilhante. Uma vez definidos os números de subconjuntos para cada tipo de nuvem, foi

realizado um treinamento para a determinação dos centróides médios, por meio do método “*K-Means*”. Foram utilizados mais de 17.000 perfis, coletados durante um mês para realizar o treinamento..

Tabela 6.1 - Distribuição de Frequência absoluta (No.) e relativa dos 17.622 perfis de refletividade entre os grupos, Convectiva (CV), nuvem quente (WC), Estratiforme com banda brilhante (BB) e sem banda brilhante (ST). O índice “*i*” representa os perfis dos subgrupos de cada grupo de nuvem.

SubGrupos (<i>i</i>)	Nuvem Quente		Convectivo		Estrat. com B.B.		Estrat. sem B.B.	
	No.	(%)	No.	(%)	No.	(%)	No.	(%)
1	413	2.3	564	3.2	1902	10.8	2070	11.7
2	219	1.3	570	3.3	2237	12.7	1610	9.1
3	265	1.5	612	3.4	1707	9.7	1072	6.1
4			275	1.6	1326	7.5		
5					1625	9.2		
6					1155	6.6		
Total	897	5.1	2021	11.5	9952	56.5	4752	26.9

O resultado final da distribuição de frequência dos perfis de nuvens para cada subgrupo é mostrado na Tabela 6.1. Observa-se que mais de 80% dos casos estão associados a nuvens do tipo estratiforme, 56.5% para BB e 26.9% para ST, enquanto para nuvens convectivas e quentes representam 11.5% e 5.1% da amostra, respectivamente. Os perfis mais frequentes foram os classificados como BB₂ e BB₁, e os menos frequentes os perfis CV₂ e CV₁

A Figura 6.1 mostra os centróides médios para os perfis de refletividade classificados como nuvens convectivas, nuvens quentes, estratiforme sem banda brilhante e com banda brilhante, o número total de perfis associado a cada centróide e a porcentagem em relação ao número total do próprio grupo. A Figura 6.1b apresenta os quatro centróides para perfis convectivos em que

se observa uma categorização dos centróides aparentemente associada ao ciclo de vida das nuvens convectivas, com topo das nuvens com variação de 7 a 15 km de altura e pico de refletividade entre 25 e 42 dBZ. Características observadas também para as nuvens BB, com seis centróides e topos das nuvens com variação de 5 a 11 km (Figura 6.1c). Outra informação relevante destacada nesse grupo é a posição do pico da banda brilhante centrada entre 4 e 5 km de altura para todos os centróides que corresponde à altura da camada de derretimento (0°C). Com relação às nuvens quentes (Figura 6.1a), os topos dos três centróides não ultrapassaram a altura de 5 km, em acordo com a altura da isoterma de zero grau, e os valores de refletividade não excederam o valor de 28 dBZ. Por outro lado, os três centróides definidos no grupo de nuvens ST seguiram uma categorização baseada tanto na base quanto no topo dos perfis, com valores do topo com variação de 6 a 11 km de altura (Figura 6.1d). De acordo com a classificação do algoritmo 2A25, os perfis ST não foram considerados convectivos porque o valor máximo de refletividade observado no perfil foi inferior a 39 dBZ, limiar utilizado para caracterizar o perfil como convectivo. Esses perfis não foram classificados como as nuvens quentes por possuírem a altura do topo de nuvens superior à isoterma de 0°C e não foram classificados como BB por não possuírem a banda brilhante, desta forma, foram considerados como perfis estratiformes sem a presença da banda brilhante (Steiner et al., 1995). Contudo, pode-se notar que ST₁ parece estar associado à fase inicial de convecção profunda, quando as nuvens quentes começam a ter o topo sobre a camada de derretimento. No caso oposto, ST₂ parece ser a fase final de sistemas convectivos de mesoescala, quando as nuvens estratiformes são fragmentadas (MACHADO e ROSSOW, 1993). O subgrupo ST₃ mostra um perfil de refletividade para o subgrupo convectivo CV₃, a diferença é a intensidade máxima que não ultrapassa 27 dBZ. Portanto, não se espera que esse grupo de classes seja diferente de CV, WC e BB.

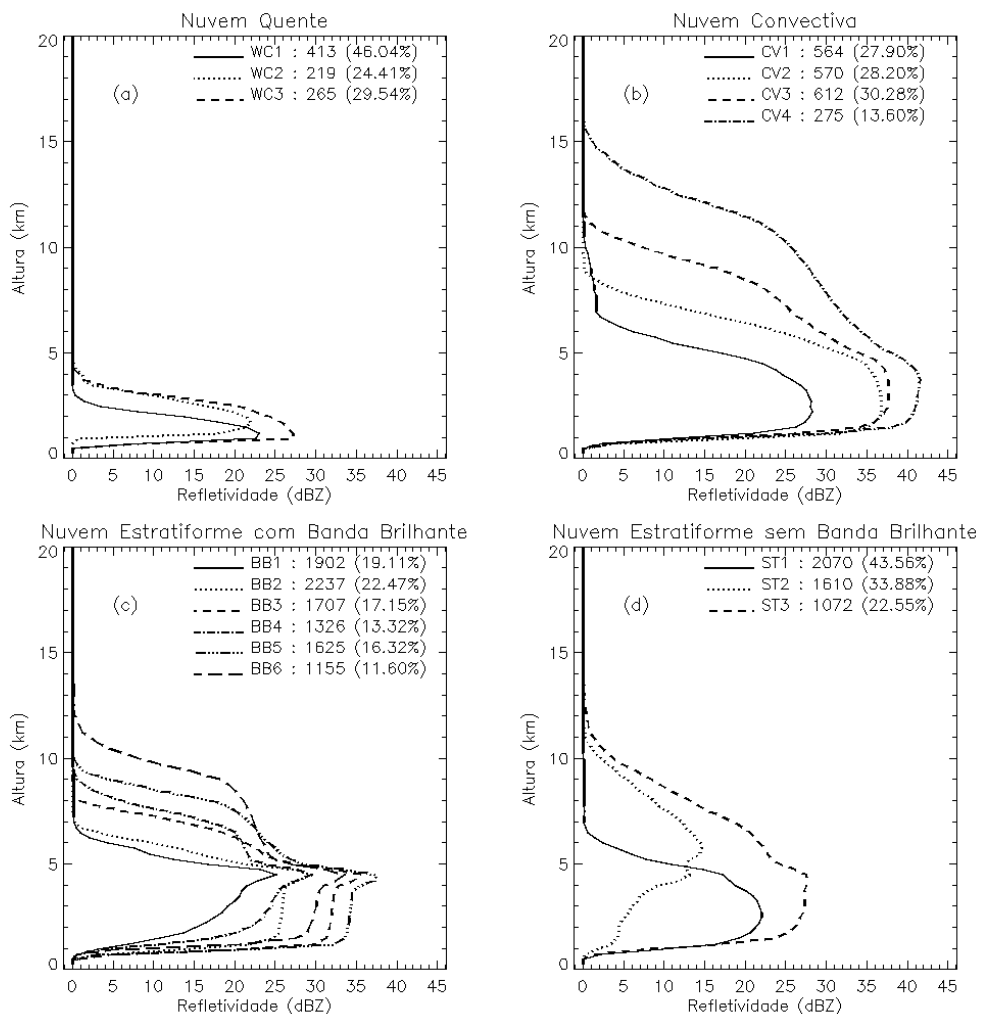


Figura 6.1 - Centróides para os perfis a) Nuvem quente (WC), b) Convectivo (CV), c) Estratiforme com banda brilhante (BB) e d) Sem Banda brilhante (ST). Os valores nos gráficos representam a frequência absoluta para cada centróide, e, entre parênteses, a frequência relativa.

O segundo passo foi co-localizar os pixels do TRMM e MSG, isso foi feito por meio da associa o dos pixels do SEVIRI e PR pela menor distância Euclidiana. Para evitar erros na co-localiza o ou bordas de nuvens ou pixels com grande deformaa o, devido ao alto angulo de visada do PR, as seguintes

condições desse processo foram estabelecidas: considerados apenas perfis do TRMM com valores de ângulo de visada entre $\pm 7^\circ$, em relação ao nadir. Essa medida foi necessária para evitar a seleção de pixels localizados nas extremidades da imagem, que apresentam distorções elípticas em relação aos pixels centrados no nadir. Outro ponto importante foi considerar apenas os pixels cuja distância mais próxima entre o pixel do TRMM e MSG fosse inferior a 1.5 km. Isto garantiu, também, que um pixel do MSG não pertencesse a mais de um do TRMM. Por último, foi aplicado um filtro para eliminar erros de bordas de nuvens e pixels que tivessem uma alta variabilidade em torno de si, assim, considerou-se aqueles pixels do MSG que tinham um desvio padrão, entre seus vizinhos, inferior a 5 K na temperatura de brilho do canal 10,8 μm .

Depois de aplicar todas essas condições encontraram-se, ainda, alguns problemas dentro do conjunto de dados para estas. A classificação de grupos de nuvens pelo TRMM para nuvens quentes mostrou uma considerável população com baixos valores de temperatura de brilho no canal de janela, como mostrado no Apêndice A. Ele corresponde ao caso de multicamadas de Cirrus (vista pelo SEVIRI e não pelo TRMM) e nuvens quentes (vista pelo TRMM e não pelo SEVIRI). Esses casos foram eliminados, como mostra o Apêndice A.

6.4 Análises Multicanais para os grupos de nuvens

Nesta seção são examinados como os diferentes grupos de nuvens são descritos pelas combinações das temperaturas de brilho dos multicanais do sensor SEVIRI. A Figura 6.2 mostra as frequências acumuladas para as $DTB_{10.8-3.9d}$, $DTB_{10.8-3.9n}$, $DTB_{6.2-10.8}$, $DTB_{8.7-10.8}$, e $DTB_{10.8-12}$ para os quatros grupos de nuvens. Como era de esperar, os grupos que incluem fase de gelo são muito diferentes das nuvens quentes. Mais de 80 % dos casos com nuvem de gelo, para $DTB_{6.2-10.8}$, são maiores que -10°K , enquanto 100% dos casos de nuvens quentes são menores que -10°K . A $DTB_{6.2-10.8}$ apresenta uma grande dinâmica de variação, com intervalos que variam entre -50°K a 5°K .

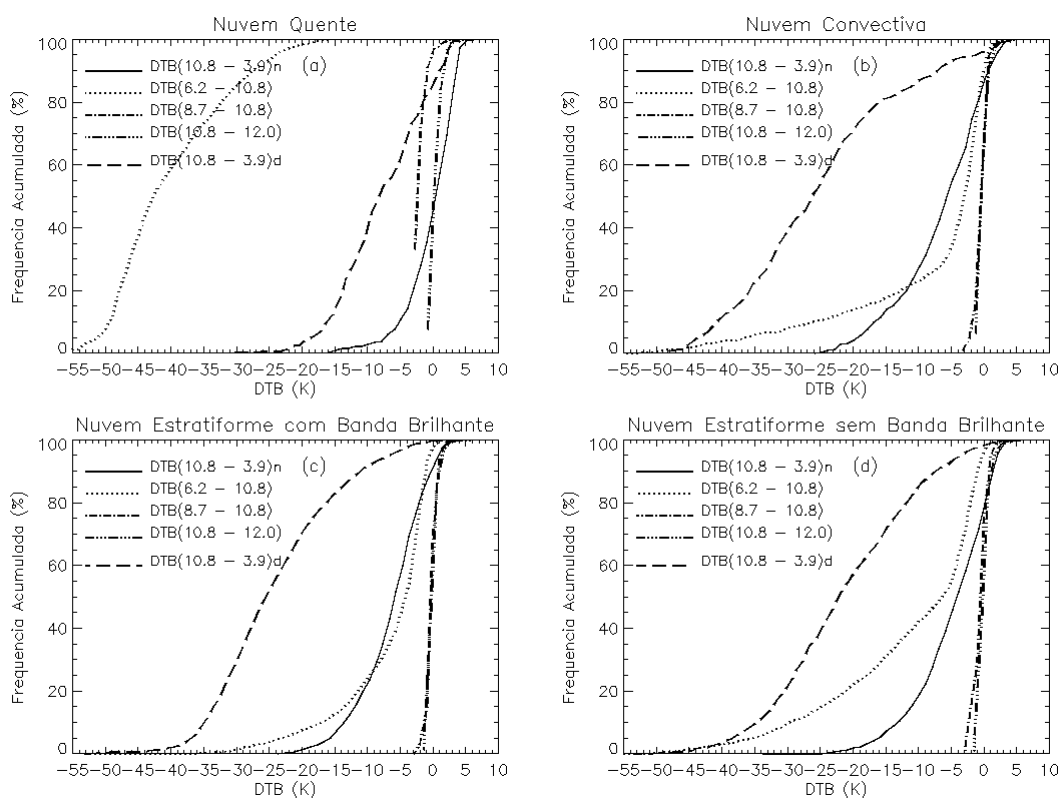


Figura 6.2 - Histogramas de frequências acumuladas das DTB_{10.8-3.9n}, DTB_{10.8-3.9d}, DTB_{6.2-10.8}, DTB_{8.7-10.8}, e DTB_{10.8-12} para os quatro grupo de nuvens, a) Nuvens Quentes, b) Nuvens Convectivas, c) Nuvem Estratiforme com Banda Brilhante e d) Nuvem Estratiforme sem Banda Brilhante.

As distribuições das DTB_{8.7-10.8} e DTB_{10.8-12} foram praticamente idênticas para as nuvens de gelo, exceto para as nuvens quentes. Com relação a DTB_{10.8-3.9d}, observou-se o efeito da adição da componente da radiação solar refletida, a qual torna a DTB_{10.8-3.9d} mais negativa durante o dia, principalmente para as nuvens com topos mais altos (CV, ST e BB) que são formados por cristais de gelo e refletem mais, com 99% dos casos com valores abaixo de 0K. Para as nuvens quentes essa componente é minimizada devido à presença das gotas de água e do vapor d'água sobre o topo delas que atenuam o sinal. As dinâmicas das DTB para os diferentes grupos mostram resultados promissores para classificação de perfis de refletividade de nuvens.

6.4.1 Análise para os Subgrupos: Nuvens Convectivas

O conjunto de dados para as nuvens CV foi composto por 2021 perfis e as respectivas temperaturas de brilho dos canais do SEVIRI, este grupo foi subdividido em quatro subconjuntos, provavelmente, associado à fase do ciclo de vida das nuvens. A Figura 6.3 mostra os histogramas de frequência relativa para $DTB_{10.8-3.9n}$, $DTB_{10.8-3.9d}$, $DTB_{6.2-10.8}$, $DTB_{8.7-10.8}$ e $DTB_{10.8-12}$ para os quatros subconjuntos de perfis convectivos.

A distribuição de frequência da $DTB_{10.8-3.9n}$ durante a noite (Figura 6.3a) mostra que o CV_4 é bastante distinto dos subconjuntos CV_1 , CV_2 e CV_3 , essa diferença pode ser atribuída às diferentes espessuras das nuvens, fase e tamanho da partículas. De acordo com Lensky e Rosenfeld (2008), as $DTB_{10.8-3.9n}$ são sensíveis à microfísica das nuvens, isto porque a emissividade destas compostas de gotas pequenas, em $3,9 \mu\text{m}$, é muito menor do que as formadas por gotas grandes, enquanto em $10,8 \mu\text{m}$, em ambas as situações, as emissividades são altas. Assim, valores negativos e próximos de zero são observados em nuvens espessas, mas que ainda não atingiram a condição de “*Overshooting*”, que é o caso dos perfis CV_1 , CV_2 e CV_3 . Já valores altos e negativos, durante a noite, estão associados a nuvens com grande desenvolvimento vertical (CV_4), isto acontece devido à saturação do canal $3,9 \mu\text{m}$ para temperaturas de brilhos baixas, enquanto o canal $10,8 \mu\text{m}$ continua decrescendo, o que torna a diferença mais negativa. Durante o dia as distribuições de frequência da $DTB_{10.8-3.9d}$ (Figura 6.3b) possuem valores altos e negativos que podem chegar até abaixo de -50K , isto acontece por causa da contribuição da componente da radiação refletida pelo topo das nuvens, deixando a temperatura de brilho do canal $3,9 \mu\text{m}$ mais alta e tornando a $DTB_{10.8-3.9d}$ mais negativa. Observa-se que o pico da distribuição torna-se menos negativo à medida que o topo das nuvens decrescem, isso mostra que essa combinação de canal é importante para a distinção dos subconjuntos de nuvens convectivas.

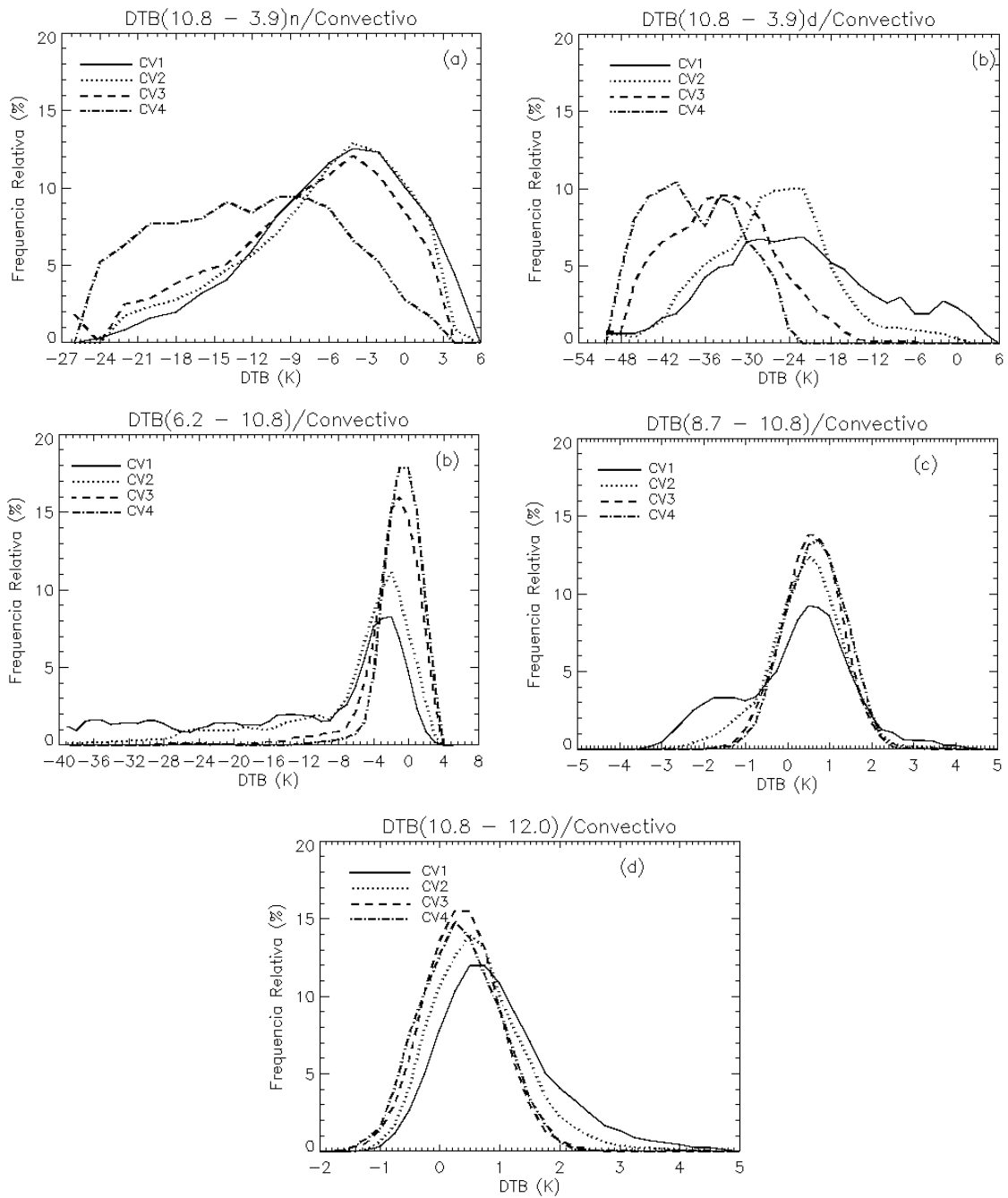


Figura 6.3 - Histogramas das a) $DTB_{10.8-3.9n}$, b) $DTB_{10.8-3.9d}$, c) $DTB_{6.2-10.8}$, d) $DTB_{8.7-10.8}$, e e) $DTB_{10.8-12}$ para os quatro centróides convectivos.

Com relação a $DTB_{6.2-10.8}$, vários estudos mostram que essa combinação pode ser utilizada para detecção de “*Overshooting cloud*” ou nuvens com grande desenvolvimento vertical (MACHADO et al., 2009; SETVAK et al., 2007; KURINO, 1997). Valores próximos do zero ou positivos representam topos de nuvens que ultrapassam a tropopausa, enquanto nuvens que não se estendem para esta mostram valores pequenos e negativos, dependendo da altura do seu topo. Na Figura 6.3c pode-se observar que as distribuições das frequências estão relacionadas diretamente com a altura do topo dos perfis médios. A maioria dos casos de perfis convectivos mais desenvolvidos ocorreu entre o intervalo de -8 a 4 K, CV_3 e CV_4 , enquanto que para os perfis convectivos menos desenvolvidos, CV_1 e CV_2 , tiveram intervalos maiores, isto ocorre porque os perfis são resultado da interação da radiação com o vapor d’água sobre o topo, atenuando ainda mais a radiância do canal 6,2 μm , e, conseqüentemente, obtendo valores mais negativos das diferenças. Esse resultado evidencia que se pode utilizar essa diferença com uma excelente precisão, para identificar nuvens convectivas com topos acima de 10 km. Por outro lado, a precisão da classificação diminuirá à medida que os topos das nuvens convectivas forem inferiores a esse valor.

Os canais na banda 8-12 μm são chamados de janelas atmosferas por terem baixa absorção da radiação nesses comprimentos de ondas pelos constituintes da atmosfera, todavia, existe uma pequena absorção do continuum do vapor d’água na atmosfera maior em 8,7 μm do que 10,8 μm . Na presença de nuvens as partículas de gelo e água absorvem menos em 8,7 do que em 10,8 μm o que favorece a distinção de nuvens finas quando combinadas entre si (STRABALA et al., 1994). Na Figura 6.3d foram observados valores da $DTB_{8.7-10.8}$ entre os intervalos de -3.0 a 3.0 K, com um pico máximo centrado em 0.5 K. Os valores próximos de 0 K indicam a presença de nuvens altas e espessas, isto acontece pela ausência do vapor d’água nos altos níveis, constituinte que reduz a contribuição do canal 8,7 μm . Pode-se verificar esse efeito observando o aumento dos valores negativos da frequência da $DTB_{8.7-10.8}$ para os

centróides CV_1 e CV_2 , os quais possuem topo de nuvens mais baixas, enquanto a distribuição para os centróides CV_3 e CV_4 , com valores mais próximos do zero.

Como os canais de 8,7 μm e 10,8 μm , o de 12 μm também sofre atenuação do vapor d'água e é maior na banda 12 μm que na 10,8 μm , embora as diferenças sejam pequenas. A Figura 6.3e mostra a distribuição de frequência relativa para a diferença de temperatura de brilho entre esses dois canais para cada centróide do conjunto convectivo. Foram observados valores das $DTB_{10.8-12}$ entre os intervalos de -1 a 3 K, com um pico máximo próximo de 0 K. Para nuvens suficientemente espessas, apenas a radiação do topo da nuvem é observada, isto ocorre porque o conteúdo do vapor d'água acima do topo das nuvens é muito baixo, assim, a diferença entre esses canais é pequena. Os perfis convectivos, em sua maioria, estão associados a valores próximos do zero, como é visto na Figura 6.3d.

Pode-se concluir sobre a Figura 6.3 que as $DTB_{8.7-10.8}$ e $DTB_{10.8-12}$ possuem intervalos próximos das diferenças de temperatura para os quatro tipos nuvens convectivas. A distribuição de frequência da $DTB_{6.2-10.8}$ modifica à medida que o topo da nuvem fica mais baixo, no entanto, para os perfis estudados cerca de 80% ficaram entre -10 e 4 K. A distribuição de frequência da $DTB_{10.8-3.9d}$ foi a que mais sofreu modificação com a mudança dos perfis e os intervalos de diferença variaram de -50 a 6 K.

6.4.2 Análise para os Subgrupos: Nuvens Quentes

A amostra de perfis para nuvens quentes foi composta por 897 perfis, dividida em três centróides. A Figura 6.4 mostra os histogramas de frequência relativa para as $DTB_{10.8-3.9n}$, $DTB_{10.8-3.9d}$, $DTB_{6.2-10.8}$, $DTB_{8.7-10.8}$ e $DTB_{10.8-12}$ para os três subconjuntos de perfis de nuvens quentes.

O range da $DTB_{10.8-3.9}$ sobre nuvens baixas depende de um número de fatores e são mais significantes o tamanho das gotas das nuvens e a quantidade de

absorção do vapor d'água entre elas e o satélite, seja para o período noturno ou diurno. Estas diferenças são geralmente positivas sobre nuvens quentes, como observado na Figura 6.4a, isto porque a emissividade no canal 3,9 μm é menor que a do canal 10,8 μm , portanto, a temperatura de brilho no canal 10,8 μm é maior que a do 3,9 μm . A Figura 6.4a apresenta o histograma da frequência relativa da $DTB_{10,8-3,9n}$ para nuvens quentes. Observa-se que os valores estão distribuídos, em sua maioria, no range de -12 a 5 K para os três centróides do grupo de perfis quentes, com valores de picos em torno de 4 K.

Outra característica observada é uma maior concentração de valores positivos para o centróide WC_1 , visto que a emissividade é menor para gotas pequenas do que grandes no canal 3,9 μm . Para as distribuições de frequência da $DTB_{10,8-3,9d}$ (Figura 6.4b), observam-se valores de diferença de temperatura distribuídos ao longo de -25 a 5 K, essas diferenças são, na maioria, negativas, em conformidade com a análise noturna. Essa combinação de canal não é muito útil para a separação dos subgrupos de nuvens quentes, embora o seja para a separação dos tipos de nuvens.

A Figura 6.4c evidencia a distribuição de frequência relativa para a $DTB_{6,2-10,8}$, ao contrário do que foi visto para nuvens convectivas, nesta combinação existe uma grande dependência do vapor d'água na atmosfera, principalmente para situações de nuvens com topo baixo. Devido à absorção do canal 6,2 μm pelo vapor d'água, os valores da $DTB_{6,2-10,8}$, para nuvens baixa, serão sempre valores altos e negativos, como se pode verificar na Figura 6.4b. O range da diferença de temperatura para os três centróides está distribuído ao longo de -54 K a -12 K. A medida dessa diferença vai depender da quantidade do conteúdo do vapor d'água acima do topo da nuvem, por conseguinte, apresentando diferenças relativas à altura do topo e à concentração de vapor d'água.

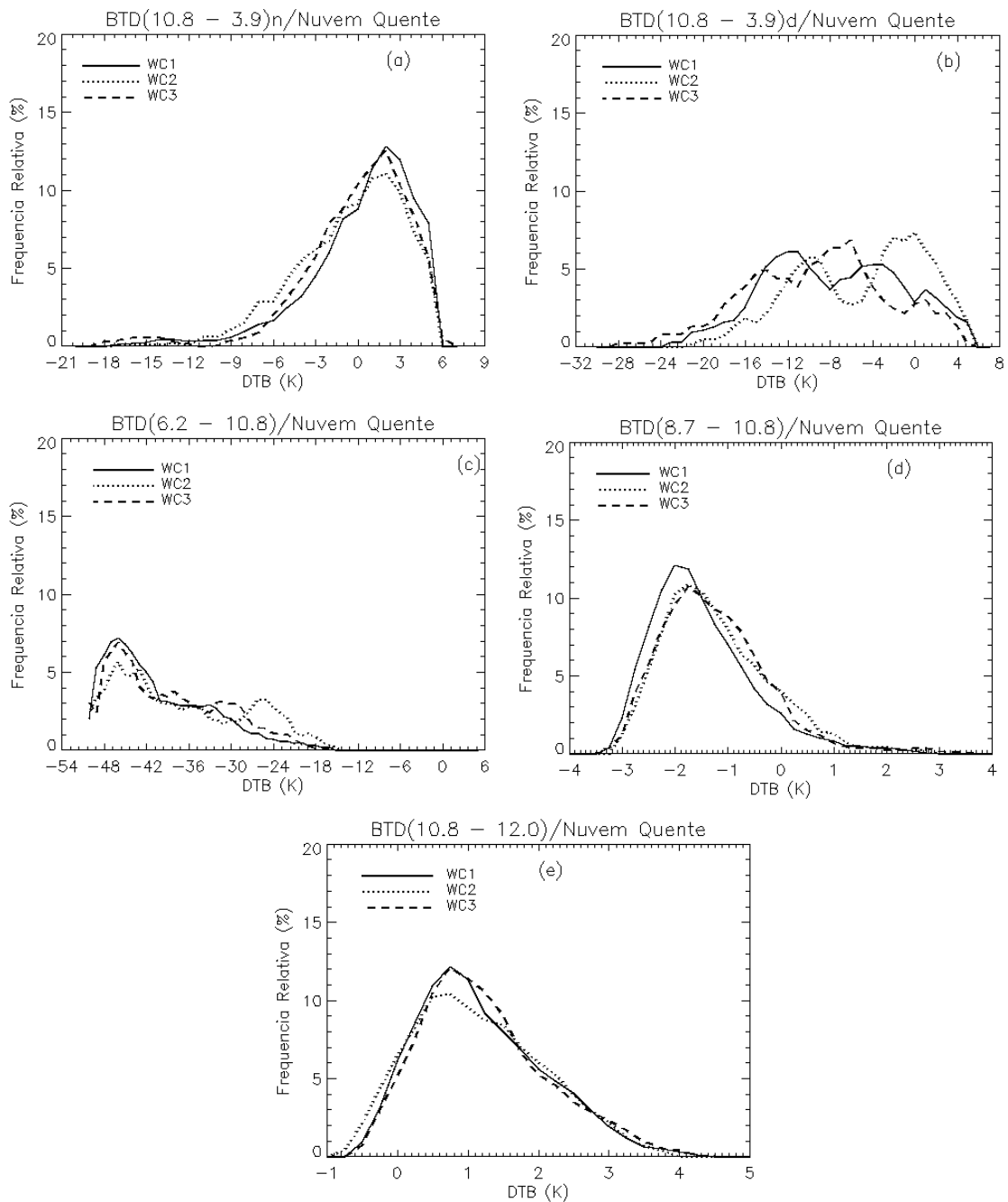


Figura 6.4 - Histogramas das a) $DTB_{10.8-3.9n}$, b) $DTB_{10.8-3.9d}$, c) $DTB_{6.2-10.8}$, d) $DTB_{8.7-10.8}$, e e) $DTB_{10.8-12}$ para os três centróides de nuvens quentes.

A distribuição da $DTB_{8.7-10.8}$ observou pico em torno de -2 K para os perfis WC_1 e WC_3 , os quais possuem intensidade maiores de refletividade, uma explicação

para esse fato é que, se considerar as nuvens baixas opacas e sem vapor d'água sobre o topo da nuvem, a $DTB_{8,7-10,8}$, no topo da atmosfera, é zero. No entanto, o valor dessa diferença tornará negativamente maior dependendo da quantidade de vapor sobre a nuvem. Isto acontece porque existe uma maior absorção pelo vapor d'água em $8,7 \mu\text{m}$ do que em $10,7 \mu\text{m}$. Se considerada a situação de céu claro, a diferença entre os canais dependerá da quantidade de vapor d'água na atmosfera que, se úmida, a diferença sempre será negativa ou valores próximos de zero para atmosfera seca. Um grande problema nessa combinação é a sobreposição dos valores das diferenças tanto para nuvem baixa quanto para céu claro. Com relação a WC_1 que observou pico mais acentuado em 1 K, está relacionado à opacidade das nuvens. Esse perfil possui baixa refletividade, implicando que sejam nuvens com espessura fina, com isso, deixa de passar mais radiação de $8,7 \mu\text{m}$ e, como consequência, os valores das diferenças ficam mais positivos.

A combinação de temperatura que sofreu menos variação na distribuição de frequência, quando modificado o tipo de nuvens baixas, foi a $DTB_{10,8-12}$. Pode-se verificar na Figura 6.4e, a qual mostra a distribuição de frequência para os três perfis de nuvens quentes, que elas são muito semelhantes com intervalos de -1 a 4 K, centrados em 0.8 K. Essas diferenças são geralmente positivas para nuvens baixas, isto acontece porque existe uma maior absorção pelo vapor d'água no canal $12 \mu\text{m}$ do que em $10,8 \mu\text{m}$. Essa discrepância tornará mais positiva se houver uma maior quantidade de vapor d'água acima do topo da nuvem. Em geral, existe uma maior quantidade de vapor d'água nos baixos níveis da atmosfera e menor nos altos níveis. Portanto, a quantidade de vapor d'água nos baixos níveis afeta mais a $DTB_{10,8-12}$.

A detecção de nuvens quentes mostra grande potencial para as $DTB_{10,8-3,9n}$ e $DTB_{8,7-10,8}$, visto que suas distribuições de frequências mostraram consideráveis diferenças entre o subgrupo de nuvens convectivas. Por outro lado, a $DTB_{10,8-12}$ é sensível a nuvens baixas, porém não consegue fazer distinção entre os estágios da nuvem. Por fim, a $DTB_{6,2-10,8}$ foi a menos

sensível a nuvens quentes, devido à dependência da presença de vapor d'água sobre o topo das nuvens podendo gerar qualquer valor entre -54 a -12 K.

6.4.3 Análise para os Subgrupos: Nuvens Estratiformes com e sem Banda Brilhante

O conjunto de dados para nuvens estratiformes apresenta a maior amostra num total de 9952 perfis para estratiforme com banda brilhante e 4752 perfis sem banda brilhante. Assim como os perfis convectivos, esse tipo de nuvem possui, também, grande desenvolvimento vertical com topos que variam de 6 a 12 km de altura, no entanto, a maior refletividade ocorre na região abaixo de 5 km (Figura 6.1c). A Figura 6.5 apresenta as distribuições de frequências para as $DTB_{10.8-3.9n}$, $DTB_{10.8-3.9d}$, $DTB_{6.2-10.8}$, $DTB_{8.7-10.8}$ e $DTB_{10.8-12}$ para os seis centróides estratiformes com banda brilhante.

Na distribuição da $DTB_{10.8-3.9n}$ (Figura 6.5a) é possível observar um deslocamento dos máximos de ocorrência de frequência para regiões mais negativas para os centróides BB_5 e BB_6 , isto ocorre devido a esses perfis serem os mais desenvolvidos verticalmente, assim como ocorreu com CV_4 . Os demais perfis mostram valores máximos de distribuição em torno de -5 K. Durante o dia (Figura 6.5b) observa-se que os picos das distribuições de frequência ocorrem para valores em torno de -30 K e -20 K, o primeiro para os centróides com topos mais altos (BB_6 , BB_5 , BB_4 e BB_3) e o outro para os topos mais baixos (BB_1 e BB_2). Esse aumento negativo na diferença de temperatura, assim como foi visto para os perfis CV, se dá devido à componente da radiação refletida pelo topo das nuvens.

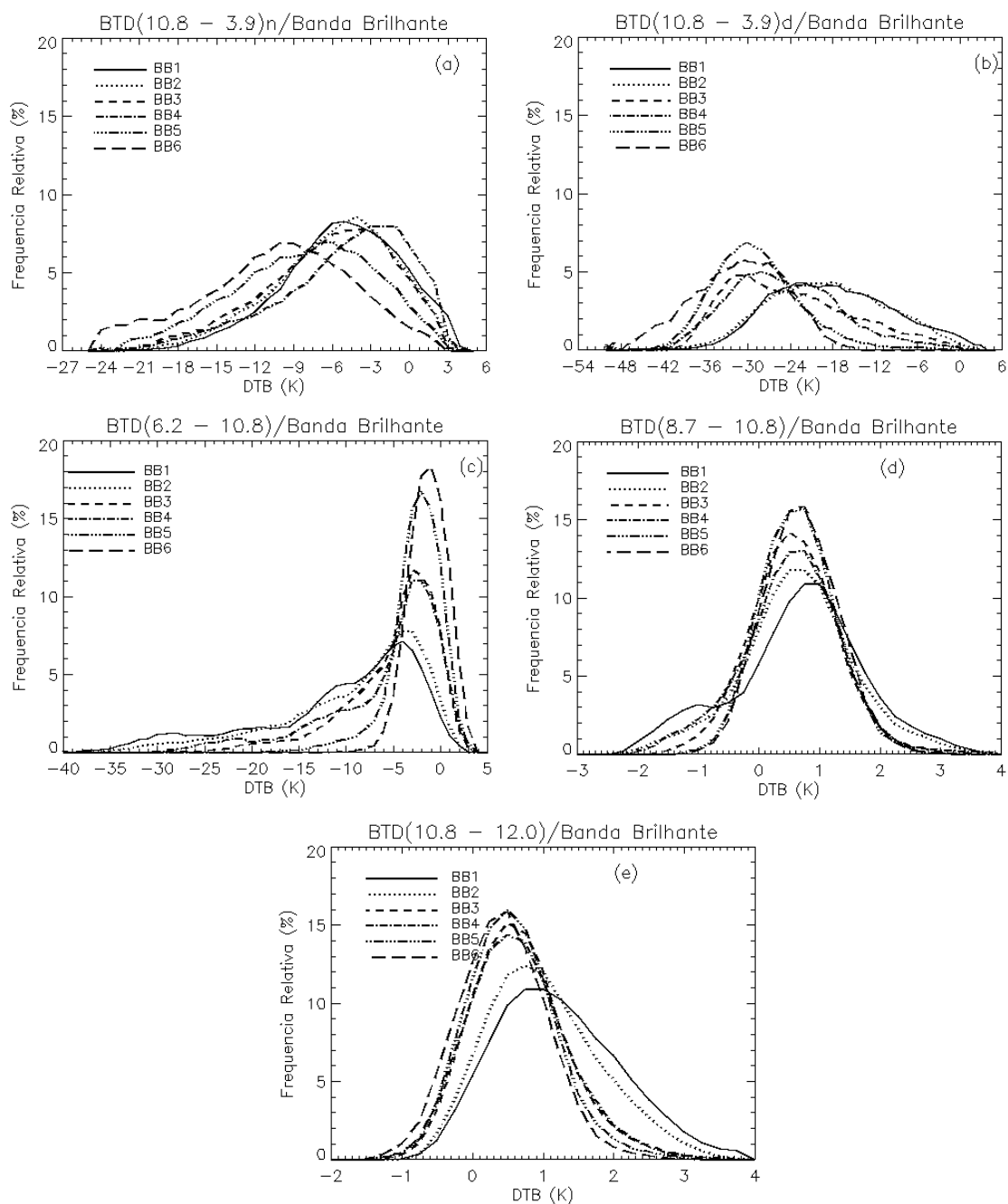


Figura 6.5 - Histogramas das a) $DTB_{10.8-3.9n}$, b) $DTB_{10.8-3.9d}$, c) $DTB_{6.2-10.8}$, d) $DTB_{8.7-10.8}$, e) $DTB_{10.8-12}$ para os seis centróides estratiformes com banda brilhante.

Na Figura 6.5c, a distribuição da $DTB_{6.2-10.8}$ mostra uma diminuição acentuada da ocorrência de frequência para diferenças acima de -5 K para os perfis com topos mais baixos, BB_1 e BB_2 , isto ocorre devido à presença do vapor d'água

acima dos topos desses perfis, influenciando na medida desses canais. Para os outros perfis - BB_3 , BB_4 e BB_5 - ocorre uma diminuição menos brusca na ocorrência de frequência para diferença acima de -5 K com relação à distribuição de BB_6 , a qual está associada à altura do topo das nuvens. Para a $DTB_{8.7-10.8}$ para nuvens estratiformes, como observado pelos perfis convectivos, espera-se valores próximos de 0 K para nuvens espessas. A Figura 6.5d mostra as distribuições $DTB_{8.7-10.8}$ para os seis centróides estratiformes, nos quais é possível observar os valores centrados próximo a $0,5$ K, nota-se um aumento das ocorrências para valores mais negativos para os centróides com altura do topo mais baixo BB_1 e BB_2 . Isto ocorre porque a presença do vapor d'água atenua a radiação emitida pelo canal $8,7 \mu\text{m}$, com isso deixa os valores de diferenças de canais mais negativos. Do mesmo modo pode-se observar a influência da absorção vapor d'água na $DTB_{10.8-12}$, Figura 6.5e.

Nessa diferença para nuvens espessas espera-se valores positivos próximo do zero, para os perfis com topo mais baixos. Pode-se verificar esse efeito na Figura 6.5e, em que se observa o deslocamento dos máximos de distribuições para valores mais positivos na medida em que os perfis têm os topos de nuvens mais baixos.

A diferença entre os conjuntos de nuvens estratiformes com banda brilhante e sem banda brilhante pode ser observada pelos altos valores de refletividades entre as alturas de 4 e 5 km. Basicamente, a nuvem estratiforme com banda brilhante está relacionada com sistema convectivo de mesoescala (MACHADO et al, 1992) e nuvem estratiforme sem banda brilhante, provavelmente, com desenvolvimento de nuvens quentes com topos sobre a camada de derretimento e estágio de dissipação de sistemas convectivos de mesoescala, quando a banda brilhante não está mais presente. A Figura 6.6 apresenta as distribuições para as $DTB_{10.8-3.9n}$, $DTB_{10.8-3.9d}$, $DTB_{6.2-10.8}$, $DTB_{8.7-10.8}$ e $DTB_{10.8-12}$ para os três centróides das nuvens estratiforme sem banda brilhante.

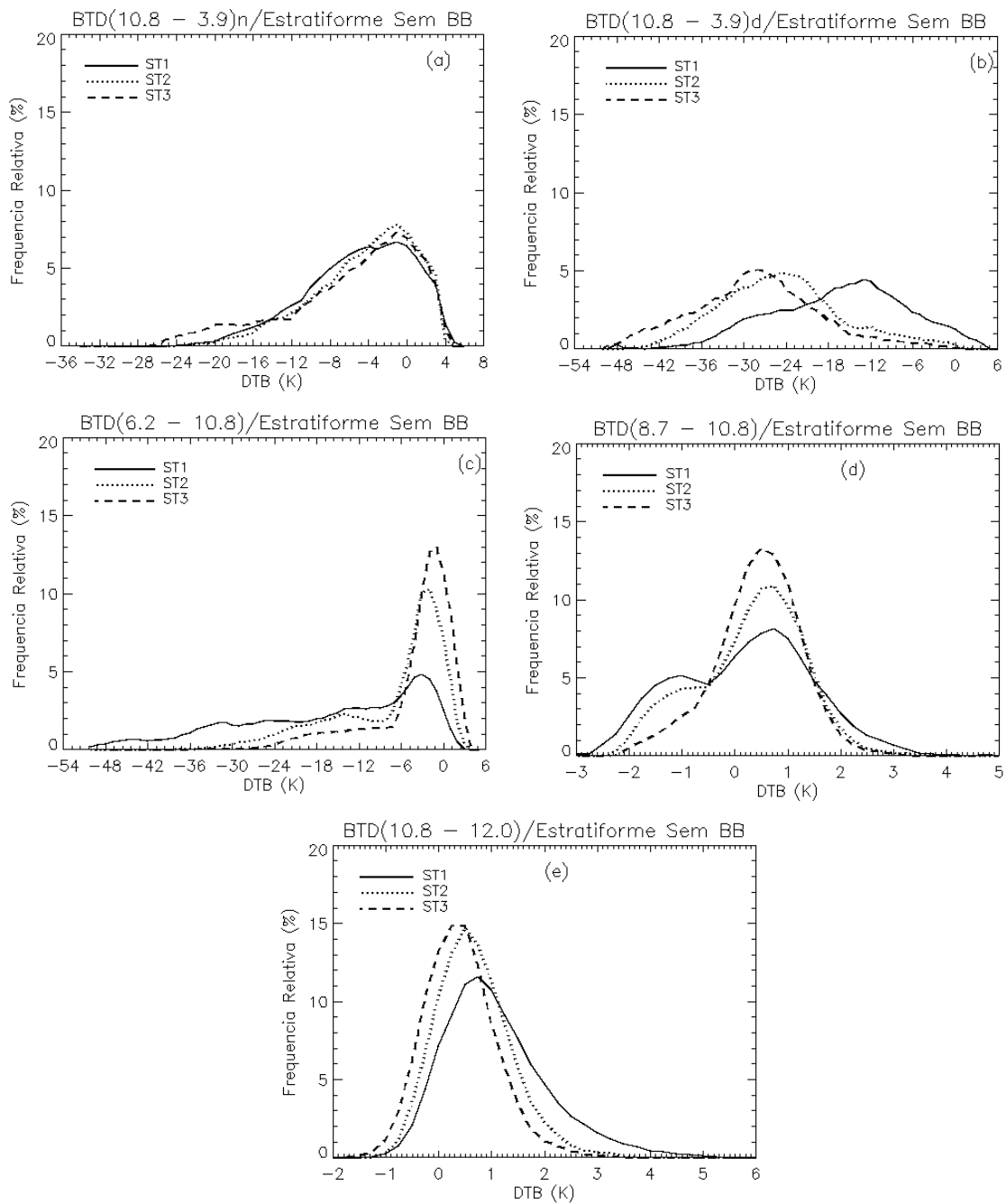


Figura 6.6 - Histogramas das a) $DTB_{10.8-3.9n}$, b) $DTB_{10.8-3.9d}$, c) $DTB_{6.2-10.8}$, d) $DTB_{8.7-10.8}$, e e) $DTB_{10.8-12}$ para os três centróides Nuvem Estratiforme sem Banda Brilhante.

As distribuições para a $DTB_{10.8-3.9n}$ são observadas no intervalo de -20 a 4 K para os perfis ST_1 e ST_2 , enquanto que para ST_3 está entre -28 a 4 K, Figura

6.6a. Isto acontece porque nuvens com topo mais frio saturam a temperatura de brilho do canal 3,9 μm , enquanto a temperatura de brilho do canal 10,8 μm continua decrescendo com o resfriamento da nuvem. Para as distribuições da $\text{DTB}_{10,8-3,9}$ observa-se dois picos de máxima ocorrência: um de -24 K para as nuvens com topos mais altos (ST_2 e ST_3) e outro em -12 K para as com topo mais baixo (ST_1). A distribuição de ST_1 é bastante semelhante à observada pela distribuição de CV_1 , visto que essas nuvens possuem a altura do topo próxima uma da outra.

O efeito dos vários tipos de nuvens estratiforme sem banda brilhante sobre a $\text{DTB}_{6,2-10,8}$ tem o mesmo padrão do perfis convectivos, com maioria das ocorrências para valores maiores -10 K e com máximos de frequências em torno de -3 K, Figura 6.6c. Observa-se também que o ST_1 foi o que mais apresentou variação em $\text{DTB}_{6,2-10,8}$ devido à baixa altura do topo da nuvens.

A Figura 6.6d mostra a distribuição da $\text{DTB}_{8,7-10,8}$ para os três perfis estratiformes, os valores observados da diferença estão no intervalo de -3 a 3 K, com valores máximos de frequência entre 0 e 1 K. Observa-se também um pico entre -2 e -1 para ST_1 e ST_2 , e esse crescimento de ocorrência nesse intervalo se dá pelo fato da atenuação do vapor d'água sobre os topos de nuvens mais baixos no canal 8,7 μm , visto, também, para as outras nuvens com características espessas e topos não tão altos. A Figura 6.6e apresenta a distribuição para a $\text{DTB}_{10,8-3,9n}$ e, no caso, observa-se que a maioria dos valores das diferenças estão entre o intervalo de -1 a 3 K, com picos máximos de ocorrência próximos de 0,5 K. A ocorrência de diferenças para valores mais positivos na distribuição do perfil ST_1 , semelhante ao que foi visto nos perfis convectivos, também pode ser observada. Os perfis ST_2 e ST_3 possuem a mesma curva de distribuição, com um pequeno deslocamento da curva de ST_2 para o lado positivo. Isto acontece porque o ST_2 tem o topo de nuvem mais baixo que ST_3 .

Diante dessas análises é possível fazer algumas considerações sobre as diferenças de canais utilizadas aqui neste trabalho. Esses canais mostraram-se bastante favoráveis para distinguir entre nuvens com características quentes e frias. Com relação às nuvens convectivas, estratiforme com e sem banda brilhante observou-se distribuições de frequências bastante semelhantes para todos os canais, o que pode causar uma ambiguidade na classificação do grupo e mostrar que seria importante ter um parâmetro adicional, como por exemplo, a variabilidade espacial das temperaturas de brilho, de modo a separar os grupos de convectivo e estratiforme. Por fim, vale salientar que a uniformidade da resposta da $DTB_{10,8-12}$ com todos os tipos de nuvens utilizados no trabalho, com valores de diferenças muito semelhantes entre as distribuições.

6.5 Estatísticas Gerais da Classificação dos perfis de Nuvens

A tabela 6.2 apresenta a média e variância das $DTB_{10,8-3,9n}$, $DTB_{10,8-3,9n}$, $DTB_{6,2-10,8}$, $DTB_{8,7-10,8}$ e $DTB_{10,8-12}$ para todos os pixels de cada centróide determinado na análise de agrupamento. Pode-se observar que os valores médios encontrados para as $DTB_{10,8-3,9n}$ e $DTB_{8,7-10,8}$, para o grupo *WC*, tem o sinal oposto para as nuvens *CV*, *ST* e *BB*, o que demonstra que essas diferenças podem ser utilizadas para separar nuvens quentes de nuvens frias, em confirmação do resultado encontrado na seção 6.4. Outra observação importante são os baixos valores para a $DTB_{6,2-10,8}$ encontrados em *CV*, *ST* e *BB*, nos quais os valores ficaram entre 0 e -16,0 K, a maior média (-0,5 K) e com baixa variabilidade (2,5 K) encontrada para CV_4 , visto que esse perfil possui o maior desenvolvimento vertical de todos os tipos de nuvens analisados. Pode-se notar que as respostas das diferenças para as nuvens *CV*, *BB* e *ST* são bastante similares, inclusive, observa-se a mesma ordem de grandeza na tabela 6.2. A $DTB_{10,8-12}$ mostrou valores médios muito próximos para todos os grupos de nuvens. É possível observar o efeito da contribuição da radiação solar na medida do canal 3,9 μm , em que todos os valores médios

das diferenças observadas são negativos com altos valores e também valores altos de variabilidade.

Tabela 6.2 - Parâmetros estatísticos, Média (Med) e Variância (Var), das diferenças de canais para cada centróide dos grupos de Nuvens Quentes (WC), Nuvens Convectivas (CV), Nuvem Estratiforme com Banda Brilhante (BB) e Nuvem Estratiforme sem Banda Brilhante (ST).

Estat.	Dif.	WC			CV				ST			BB					
		WC1	WC2	WC3	CV1	CV2	CV3	CV4	ST1	ST2	ST3	BB1	BB2	BB3	BB4	BB5	BB6
Med	(10.8-3.9)n	1.0	0.2	0.5	-4.4	-5.0	-6.8	-11.6	-4.1	-3.5	-4.9	-4.5	-5.2	-5.8	-4.3	-7.7	-9.9
	(10.8-3.9)d	-7.1	-4.5	-9.0	-17.6	-23.4	-31.4	-35.3	-15.9	-24.0	-27.6	-17.5	-18.0	-23.4	-24.4	-28.1	-30.7
	(6.2-10.8)	-40.4	-37.7	-39.1	-15.9	-7.1	-1.6	-0.5	-16.4	-7.4	-4.1	-10.5	-9.0	-4.7	-5.5	-2.2	-0.8
	(8.7-10.8)	-1.3	-1.1	-1.1	0.3	0.6	0.7	0.8	0.3	0.4	0.6	0.8	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8
	(10.8-12.0)	1.3	1.3	1.4	1.1	0.8	0.5	0.5	1.2	0.8	0.6	1.4	1.2	0.8	0.8	0.7	0.6
Var	(10.8-3.9)n	0.6	0.9	0.8	0.7	0.4	0.3	0.3	0.8	0.4	0.3	0.7	0.5	0.3	0.4	0.3	0.3
	(10.8-3.9)d	39.0	35.2	49.2	154.0	89.4	82.5	52.8	94.1	80.5	83.1	75.9	71.0	81.8	72.2	43.0	42.8
	(6.2-10.8)	55.9	87.3	65.7	180.8	47.6	6.1	2.5	149.5	60.7	26.3	71.7	58.2	23.6	35.4	4.1	1.8
	(8.7-10.8)	0.8	0.9	1.0	1.2	0.5	0.3	0.4	1.4	0.9	0.5	1.1	0.8	0.4	0.5	0.2	0.3
	(10.8-12.0)	0.6	0.9	0.8	0.7	0.4	0.3	0.3	0.8	0.4	0.3	0.7	0.5	0.3	0.4	0.3	0.3

6.6 Classificação dos Perfis de Nuvens

Para testar a eficiência das diferenças entre canais na classificação dos grupos e subgrupos de nuvens foi aplicado um método estatístico que classifica as nuvens como convectiva, estratiforme com banda brilhante e nuvens quentes. A classe estratiforme sem banda brilhante foi excluída, pois, conforme descrito na parte anterior, é ela que pode ser distribuída como uma desses três tipos de nuvens. A classificação foi desenvolvida utilizando os 28 primeiros dias do conjunto de dados e nos 2 dias restantes foi aplicado o teste e avaliado o resultado.

Para essa classificação utilizou-se a análise discriminante de Fisher (ANDERSON, 1984), um método supervisionado que proporciona uma melhor estimativa das propriedades estatísticas das classes, desde que um conjunto de dados de treinamento seja bem representativo. O propósito de qualquer

análise discriminante é classificar um determinado elemento (E) num certo grupo de variáveis; entre os diversos grupos existentes, neste caso, em p1, p2,... pi. Para tal, é necessário que o elemento (E) a ser classificado pertença realmente a um dos i subgrupos (neste caso i=3 classes, WC, CV e BB), e que sejam conhecidas as características dos elementos dos diversos grupos, as quais são especificadas a partir de n variáveis aleatórias (Y1, Y2, Y3,..., Yn), com n representando as diferenças de canais e as variáveis adicionais (variabilidade espacial ou o valor da temperatura de brilho do canal). No processo de classificação consideram-se os custos decorrentes de eventuais erros de classificação, bem como as probabilidades, “a priori”, de que o elemento pertença a cada um dos grupos.

As funções lineares discriminantes de Fisher para o estudo são formuladas pela equação 6.2.

$$I_i = cte + (DPCh_{10} * A_i) + (TBCh_{10} * B_i) + (DTB_{10.8-3.9} * C_i) + (DTB_{6.2-10.8} * D_i) + (DTB_{8.7-10.8} * E_i) + (DTB_{10.8-12} * F_i) \quad (6.2)$$

Onde I_i representa o valor da função de “Fisher”, $i=1,2,3$ é número de grupos das nuvens WC, CV e BB, respectivamente. $TBCh_{10}$ é a temperatura de brilho do canal 10.8µm e $DPCh_{10}$ desvio padrão da TBCh10 dos 9 pixels vizinhos. A_i , B_i , C_i , D_i , E_i e F_i representam os coeficientes das funções de “Fisher”, e $DTB_{10.8-3.9}$, $DTB_{6.2-10.8}$, $DTB_{8.7-10.8}$, e $DTB_{10.8-12}$ representa as diferenças de temperatura de brilho.

Com a utilização dessa metodologia foi realizada uma simulação que definiu os coeficientes das funções lineares discriminantes de “Fisher”, presentes na tabela 6.3, as quais obtiveram o melhor desempenho para classificar os grupos de nuvens treinados a partir de 28 dias do conjunto de dados para o período diurno e noturno. Foi também utilizada a variável desvio padrão da temperatura de brilho do canal 10.8 µm dos pixels vizinhos ao pixel a ser classificado, e a variável temperatura de brilho do canal 10.8 µm, como parâmetro de textura

para auxiliar na separação entre as nuvens convectivas e estratiformes, com vistas a reduzir a ambiguidade na classificação.

Para avaliar a eficácia do método de análise discriminante em classificar os grupos de nuvens, foi considerado o percentual de acerto observado, S , que considera a porcentagem de pixels corretamente classificada quando comparada à classificação do PR/TRMM e àquela que utiliza apenas o MSG com base nas funções lineares discriminantes de “Fisher”. A escolha da classe foi baseada nas combinações das diferenças de canais que obteve o maior valor da função de Fisher. A tabela 6.4 mostra o desempenho do método de análise discriminante em termos de percentagem de sucesso para 2 dias diferentes daqueles que foram utilizados para obter as funções, separados em período noturno e diurno.

Tabela 6.3 - Coeficientes das funções lineares discriminante de “Fisher” para classificar os grupos de nuvens quentes (WC), Convectiva (CV) e Estratiforme com Banda brilhante (BB), para o período noturno e diurno, usando as diferenças $DTB_{10.8-3.9}$, $DTB_{6.2-10.8}$, $DTB_{8.7-10.8}$, e $DTB_{10.8-12}$, a temperatura de brilho do canal $10.8\mu\text{m}$ (TBCh10) e desvio padrão da TBCh10 dos 9 pixels vizinhos (DPCh10).

Variáveis	Coeficiente Noturno			Coeficiente Diurno		
	WC	CV	BB	WC	CV	BB
DPCh10	-5,72	-5,21	-5,71	-8,37	-7,351	-7,91
TBCh10	10,20	10,59	10,59	25,91	25,856	25,96
$DTB_{10.8-3.9}$	-11,45	-11,61	-11,45	-16,89	-16,700	-16,65
$DTB_{6.2-10.8}$	14,47	15,54	15,61	31,26	31,711	31,95
$DTB_{8.7-10.8}$	2,17	2,89	3,34	-8,26	-7,224	-6,90
$DTB_{10.8-12}$	-10,61	-11,25	-10,79	-23,63	-23,994	-23,81
(Constante)	-1099,1	-1170,7	-1169,1	-3001,1	-2976,2	-2997,1

Em uma análise de forma independente do desempenho da análise discriminante, os melhores valores de porcentagem de sucesso foram observados para o grupo WC, em seguida, pelo grupo BB e com o menor desempenho para o grupo CV, em ambos os períodos, o que comprova mais uma vez a sua eficácia em distinguir nuvens quentes das nuvens frias. O maior valor da porcentagem de sucesso observado foi para o grupo WC durante o dia, 90.2 %; por outro lado, o pior desempenho foi para o período diurno para o grupo CV, 22%. A introdução das variáveis temperaturas de brilho e variância do canal 10.8 μm não foram suficientes para melhorar a classificação de CV, isto acontece porque o filtro utilizado na colocação dos pixels TRMM e MSG restringiu a variabilidade espacial a 5 K. Essa restrição na população amostrada não permitiu potencializar a classificação convectivo/estratiforme pela variabilidade espacial.

Tabela 6.4 - Porcentagem de sucesso para as funções lineares de “Fisher” separadamente para o período noturno e diurno, usando como variáveis as diferenças $DTB_{10.8-3.9}$, $DTB_{6.2-10.8}$, $DTB_{8.7-10.8}$, e variáveis $DTB_{10.8-12}$, $DPCh10$ e $TBCh10$.

Grupos	Porcentagem de sucesso (%)	
	Noite	Dia
WC	87,0	90,2
CV	58,8	22,0
BB	77,8	76,9
Total	77,4	73,5

6.7 Considerações Finais

Este capítulo demonstra uma aplicação do uso dos canais multiespectrais do sensor SEVIRI, a bordo dos Satélites Meteosat Segunda Geração (MSG), na detecção de informações sobre perfis verticais de nuvens sobre uma região centrada na latitude e longitude de 0°. Os perfis verticais de nuvens nessa área foram estatisticamente classificados em 16 tipos de perfis de refletividade, os quais foram divididos em 4 grupos de nuvens com as seguintes características: convectivos, nuvens quentes, estratiformes com banda brilhante e estratiformes sem banda brilhante. O grupo com características convectiva foi composto por 4 perfis de refletividade com altura do topo variando 7 a 15 km e picos de refletividade maiores que 40 dBZ. Em contrapartida, os 3 perfis de refletividade que compõem o grupo de nuvens quentes não ultrapassaram a altura de 5 km e picos de refletividade abaixo de 30 dBZ. Por fim, os grupos com características estratiformes com e sem banda brilhante foram compostos com 6 e 3 perfis de refletividade, respectivamente, os quais possuem altura do topo e picos de refletividade semelhantes aos convectivos. Os subgrupos obtidos para os diferentes grupos de nuvens parecem estar associados a diferentes fases do ciclo de vida das nuvens.

Para o grupo de nuvens quentes foi necessário aplicar um filtro para eliminar situações de multicamadas de nuvem, uma vez observada uma população considerável de pixels classificada como nuvens quentes pelo TRMM, com valores de temperatura de brilho muito inferior a 273 K no canal 10,8 μm do SEVIRI. Para contornar essa situação, utilizou-se um limiar de 250 K para eliminar todos os pixels abaixo desse valor, conforme descrito no Apêndice A.

O estudo realizado para verificar o comportamento das diferenças de canais com os 4 diferentes tipos de nuvens mostrou que é possível, por meio do uso de combinações multiespectrais, distinguir cenas de nuvens de água e gelo com uma excelente precisão. Com relação aos grupos de características frias, para distinção entre os perfis convectivos e estratiformes foi necessária

inclusão de informações sobre a textura das nuvens, visto que esses perfis têm as espessuras e alturas do topo bastante semelhantes.

Como era de se esperar as análises realizadas para a $DTB_{10.8-3.9}$ obtiveram resultados diferentes para situações diurna e noturno. Durante o dia, o canal 3,9 μm mede informação tanto da radiação solar quanto da infravermelha, já à noite recebe apenas a infravermelha, tornando esse canal com valores maiores de temperatura de brilho durante o dia. Assim, as distribuições de frequência da $DTB_{10.8-3.9d}$ são mais negativas que $DTB_{10.8-3.9n}$ para o mesmo alvo. Quando analisados individualmente os subgrupos de nuvens, observou-se que as distribuições de frequência da $DTB_{10.8-3.9}$ durante o dia conseguem distinguir com maior clareza os subgrupos, enquanto, à noite, as distribuições para os subgrupos são mais semelhantes. A $DTB_{6.2-10.8}$ mostrou ser bastante eficiente na distinção de nuvens de gelo, mostrando através das distribuições de frequências que 80% das nuvens frias estão acima de -10°K , enquanto que a maioria das nuvens quentes está acima de -10°K . Com relação aos subgrupos, essa diferença mostra ser bastante influenciada pela altura do topo das nuvens, o que torna a distribuição mais negativa à medida que altura do topo diminui. Esse efeito é devido à presença do vapor d'água sobre as nuvens que atenua o sinal de 6.2 μm deixando a diferença mais negativa. Outra diferença de canais que mostrou ser eficiente na separação entre nuvens de gelo e água foi a $DTB_{8.7-10.8}$, a qual mostra valores negativos para nuvens quentes e positivos próximo de zero para nuvens frias. Isto acontece devido à maior concentração de vapor d'água sobre as nuvens quentes que frias, pois a radiação em 8,7 μm é mais absorvida que em 10,8 μm , deixando a diferença $DTB_{8.7-10.8}$ mais negativa. Com referência às análises de subgrupos, observou-se que as distribuições de frequência dentro dos grupos são bastante semelhantes e sobrepõem e dificultam a distinção dos subgrupos. Por último, a $DTB_{10.8-12}$ foi a que mostrou ter o menor potencial na distinção dos diferentes tipos de perfis de refletividade, com intervalo de variação de -2 a 4 para todas

as distribuições e distribuições de frequências bastante semelhantes entre os diversos tipos de perfis de refletividade.

A aplicação das diferenças de canais para classificar perfis nuvens foi testada por meio de análises discriminantes, a qual ser uma ferramenta bastante promissora na separação de nuvens. Foram treinadas nas funções lineares discriminantes de “Fisher” para três tipos de nuvens, no período noturno e diurno e o seu desempenho foi avaliado para dois dias distintos dos que foram utilizados para o treinamento, com obtenção de taxa de sucesso de 77.4 e 73.5% para noite e dia, respectivamente.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

7.1 Considerações finais

A busca do entendimento dos processos físicos no interior das nuvens e a formação da precipitação são fundamentais para as aplicações em alta resolução temporal e espacial, tanto na previsão numérica do tempo como na estimativa de precipitação, seja ela por satélite ou radar. Várias técnicas de recuperação destas informações têm sido desenvolvidas e aplicadas a partir de dados de satélites. A riqueza da informação detalhada das nuvens e da precipitação em escala global foi obtida com os satélites meteorológicos. No entanto, para atender as questões relacionadas com o monitoramento, a previsão numérica do tempo e as mudanças climáticas, ainda existem muitos problemas a serem resolvidos, seja na descrição dos processos físicos das nuvens, e conseqüentemente os efeitos radiativos, ou simplesmente na estimativa da precipitação, conforme exaustivamente discutido na seção 3.2.

Os algoritmos de estimativa de precipitação operacionais que usam os sensores em microondas (TMI, SSM/I, SSMI/S, AMSR-E e outros) geralmente utilizam modelos físicos e, de acordo com Stephens e Kummerow (2007), os erros associados a esses modelos estão ligados a duas componentes: o modelo de nuvens ou de previsão numérica do tempo e o modelo de transferência radiativa que produz as medidas sintéticas que são comparadas com a observação. A grande maioria dos métodos desenvolvidos para derivar informações de nuvens e precipitação é extremamente sensível a estes modelos, devido a possíveis erros associados com informação, a “piori”, assumidos para resolução das equações dos modelos.

Alguns estudos têm sido realizados para avaliar as simulações de medidas de satélite, por diferentes modelos de transferência radiativos acoplados a diferentes modelos de nuvens, com dados observados (WIEDNER et al., 2004; MEIROL-D-MAUTNER et al., 2007 ; DOHERTY et al., 2007; BURLAUD et al.,

2007). O objetivo desses estudos é tentar minimizar os possíveis erros escolhendo as melhores parametrizações para o modelo radiativo e de nuvem ou o melhor modelo de transferência. Os resultados encontrados são consistentes, quando comparados com os observados. Todavia, é preciso utilizar outros modelos e criar outras bases de dados com o máximo possível de diferentes eventos meteorológicos para tratar as incertezas inerentes à modelagem em alta resolução. Neste contexto, o capítulo 5 apresentou uma metodologia baseada em uma simulação em que o modelo de transferência radiativa, RTTOV, foi acoplado com o modelo de previsão de mesoescala, BRAMS, o qual é adaptado para condições atmosféricas da América do Sul (FREITAS et al., 2009). Adicionalmente, esse tipo de análise também é muito útil para a modelagem de alta resolução que precisa de uma base de dados para ajustes de parametrizações e análise do desempenho dos modelos de microfísica explícita, haja vista que as principais dificuldades nas simulações são relacionadas à distribuição espacial das partículas e às propriedades físicas (tamanho, forma e índice de refração), principalmente na fase de gelo.

Outra fonte erro citada por Stephens e Kummerow (2007), relacionada à extração de parâmetro de nuvens, é na identificação de cenas nubladas e cenas livres de nuvens e identificação de nuvens precipitantes e não precipitantes, as quais utilizam métodos extremamente simples baseados principalmente em limiares de LWP (Liquid Water Path) estimados por microondas, sugerindo uma abordagem mais unificada entre sensores ativos e passivos para ajudar na recuperação das propriedades de nuvens e precipitação. Com base na classificação do tipo de nuvem e na estrutura vertical, associada ao tipo de nuvem, o capítulo 6 apresentou um estudo que verifica o potencial dos canais multiespectrais do sensor SEVIRI em descrever perfis padrões de refletividade. Esse estudo foi desenvolvido para os quatro principais tipos de nuvens. Fica evidente que uma melhor definição do estado atmosférico e a estrutura vertical de nuvens e precipitação são necessárias para melhorar as informações extraídas por satélites, e por essa razão que

estudos relacionados a essa problemática oferecem expectativa para melhorar a recuperação das nuvens e precipitação.

7.2 Conclusões Finais

O estudo realizado nesta tese diz respeito ao sensoriamento remoto das propriedades de nuvens necessárias para uma boa acurácia nos modelos de estimativa de precipitação por satélite ou no ajuste das parametrizações de microfísica das nuvens em modelos de nuvens e previsão de tempo. Duas maneiras de extrair informações da estrutura vertical das nuvens foram investigadas. A primeira abordagem utiliza simulações de modelo de transferência radiativa acoplado com modelo de previsão numérica de mesoescala para um evento de Complexo Convectivo de Mesoescala. A segunda parte apresenta uma nova maneira de extrair informações sobre o perfil vertical de nuvem, a partir das características multiespectrais de seu topo por meio do uso do sensor SERIVI em sinergia com medidas do sensor PR. Com base nos resultados obtidos nas duas análises é possível obter informações de estrutura vertical das nuvens com boa acurácia.

O modelo de transferência radiativa RTTOV-8.7 foi ajustado para realizar simulações precisas de campos de temperaturas de brilho usando saídas de simulações do modelo de previsão de mesoescala BRAMS. Foram realizadas várias análises que levaram em conta o aspecto geral qualitativo e o quantitativo através de comparações entre as TB simuladas e observadas para os sensores TMI/TRMM e HSB/AQUA, para um caso de Complexo Convectivo de Mesoescala ocorrido ao norte da Argentina, no dia 18 de janeiro de 2003. As simulações dos perfis verticais de hidrometeoros e características termodinâmicas dos sistemas precipitantes foram bem capturadas pelo modelo BRAMS, com ressalva para o deslocamento e intensidade do CCM que não foram bem previstos, quando comparados com dado observado. Os campos de TB simulados e observados apresentaram uma boa concordância para todos os canais analisados, quando comparados qualitativamente. As análises a

partir dos campos de TB simulados e observados mostram que os canais considerados de emissão (10, 19, 22 e 35 GHz) são altamente dependentes da emissão da superfície, o qual mascara o efeito de emissão das nuvens sobre a mesma. Os canais 10, 19 e 37 GHz apresentaram uma subestimação da TB para situação de céu claro, como mostra os gráficos de histogramas. Uma provável explicação para essa discrepância é uma subestimativa do vapor d'água pelo modelo de mesoescala. O canal 22 GHz foi os que apresentaram melhores resultados, haja vista que esse ele sofre pouca influência do vapor d'água. Nas frequências altas (85, 150 e 183 GHz) o resultado foi satisfatório entre os campos de TB simuladas e observadas. O efeito do espalhamento é bem caracterizado nesses canais simulado, entretanto, os valores de TB frias são bem maiores do que as TB frias observadas, sugerindo uma subestimativa dos hidrometeoros pelo BRAMS. As análises através dos histogramas observados para situação de céu claro apresentaram bons resultados. A qualidade das comparações presentes também sugere que as TB na faixa de microondas podem ser viáveis para estimar a precipitação e perfis verticais de hidrometeoros. Adicionalmente, os resultados para simulações de microondas, a partir de modelo de mesoescala, revelaram que esse tipo de análise pode ser uma ferramenta para diagnosticar a qualidade da previsão. Essa etapa evidenciou que se pode utilizar essa metodologia para ajustar as parameterizações dos modelos com microfísica explícita e, após o ajuste, utilizar essas propriedade para gerar um banco que caracterize a distribuição vertical destas para diferentes tipos de nuvens e fases do ciclo de vida.

Para aplicação dos canais multiespectrais do sensor SEVIRI na detecção de informação de perfis verticais de nuvens, os dados de refletividade do PR/TRMM foram utilizados de forma conjunta para classificar os perfis de nuvens característicos da região centrada na latitude e longitude 0°. Através de análise de agrupamento, um conjunto de perfis, composto por mais de 17.000, foi agrupado em 16 tipos de perfis de refletividade, os quais foram divididos em 4 grupos de nuvens com as seguintes características: 4 perfis Convectivo, 3

perfis de Nuvem Quente, 6 perfis Estratiforme com banda brilhante e 3 perfis Estratiforme sem banda brilhante. A altura do topo dos perfis CV, BB e ST varia entre 7 a 15 km, com pico máximo de 40 dBZ e 30 dBZ para perfis convectivos e estratiformes, respectivamente. As características obtidas para os subgrupos para os diferentes grupos de nuvens parecem estar associados a diferentes fases do ciclo de vida das nuvens. Particularmente, foi necessário aplicar um filtro para eliminar a presença de multicamadas de nuvens, uma vez observada uma população considerável de pixels classificados como nuvens quentes pelo TRMM, com valores de temperatura de brilho muito inferior a 273 K no canal 10,8 μm do SEVIRI. Para contornar essa situação utilizou-se um limiar de 250 K para eliminar todos os pixels abaixo desse valor, conforme descrito no Apêndice A. A análise para verificar o potencial das diferenças de canais com os diferentes tipos de nuvens analisados mostrou que é plausível, por meio do uso de combinações multiespectrais, distinguirem, com uma boa precisão, cenas com características de nuvens de água e de nuvens de gelo. Por outro lado, para a separação entre Convectivo e Estratiforme foi necessária a inclusão de informações adicionais, tais como textura da nuvem. Isto ocorreu porque esses perfis têm as espessuras e altura do topo bastante semelhante. As análises realizadas para a $DTB_{10,8-3,9}$ obtiveram resultados diferentes para situações diurna e noturna. Durante o dia, as distribuições de frequência da $DTB_{10,8-3,9d}$ são mais negativas que $DTB_{10,8-3,9n}$, devido à contribuição solar medida durante o dia no canal 3,9 μm . Em relação a $DTB_{6,2-10,8}$, os resultados mostraram uma excelente distinção de nuvens de gelo. Os resultados para os subgrupos revelam ser bastante influenciados pela altura do topo das nuvens. Outra diferença de canais que mostrou ser eficiente na separação entre nuvens de gelo e água foi a $DTB_{8,7-10,8}$, a qual mostra valores negativos para nuvens quentes e positivos próximo de zero para nuvens frias. Por outro lado, as distribuições de frequência para subgrupos são bastante semelhantes dentro do mesmo grupo, o que dificulta a distinção dos subgrupos. Por último, a $DTB_{10,8-12}$ foi a que mostrou menor potencial na distinção dos diferentes tipos de perfis de refletividade. As justificativas para falta de habilidade em separar

as características das nuvens é devido à baixa variabilidade da distribuição de frequência com intervalo que varia de -2 a 4 e distribuições semelhantes para todos os grupos de nuvens. Por fim, foi realizada uma aplicação das diferenças de canais para classificar os perfis de nuvens por meio de análise discriminante. Foram treinados os coeficientes das funções lineares discriminantes de “Fisher” para três tipos de nuvens, no período noturno e diurno, e o seu desempenho foi avaliado para dois dias distintos dos que foram utilizados para o treinamento, com obtenção de taxa de sucesso de 77.4 e 73.5% para noite e dia, respectivamente. Os resultados desta etapa evidenciam que há um grande potencial em utilizar assinaturas espectrais do topo das nuvens para estimar os perfis verticais. Certamente essa possibilidade abre uma nova perspectiva para várias aplicações quando somente dados de satélites geoestacionários são disponíveis. A estimativa de precipitação por satélite, por exemplo, pode se beneficiar fortemente desta informação para a ancoragem dos perfis verticais. Esse estudo tem grande importância para o desenvolvimento de algoritmos para o GOES-R que será equipado com um radiômetro com 16 bandas espectrais e cobrirá as Américas.

Essas duas técnicas abrem uma nova possibilidade de se conhecer melhor as estruturas verticais das nuvens e serão testadas no experimento CHUVA (*Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)*) através de uma base de dados mais ampla e com informações adicionais de um radar polarimétrico.

7.3 Sugestões para Trabalhos Futuro

- 1) Embora os resultados encontrados para porcentagem de sucesso total da classificação de perfis de nuvens tenham sido bons, estudos com outras combinações de canais ou parâmetros de textura precisam ser realizadas para tentar melhorar o índice de acerto para nuvens convectivas. Expandir as análises de classificação de perfis de nuvens para os subgrupos de nuvens, de forma a propiciar perfis de nuvens mais refinados;
- 2) Utilizar as simulações e os dados coletados no projeto CHUVA para ajustar a parametrização da microfísica explícita e gerar um banco de perfis de hidrometeoro com distintos eventos meteorológicos, regionalizado, para ser aplicado em algoritmos de estimação de precipitação ou validar modelos de previsões numéricas;
- 3) Aplicar os resultados encontrados em algoritmos de estimativa de precipitação, já conhecidos pela comunidade científica, para aperfeiçoar o desempenho e acurácia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKERMAN, T.P. and STOKES, G.M."The Atmospheric Radiation Measurement Program. **Physics Today** 56(1): 38-44. , 2003.
- ADLER, R.F. and A.J., NEGRI. A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall, **J. Appl. Meteor.**, 27, 30-51, 1988.
- ADLER et al. Cloud model based simulations of satellite microwave data and their application to na SSM/I rain algorithm. **Proc. Fourth Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography**, San Diego, CA, Amer. Meteor. Sonc.,J12-J15,1991.
- ARKIN, P.A. and B. MEISNER. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-1984. **Mon. Wea.Rev.**, 115, 51-74, 1987.
- ARKING, A., and J. D. CHILDS, 1985: Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images. **J. Climate Appl. Meteor.**, 24, 322–333.
- AWAKA, J., IGUCHI, T., KUMAGAI, H. & OKAMOTO, K., 1997: Rain type classification algorithm for TRMM precipitation radar. Proceedings of the IEEE 1997 International Geosci. Remote Sen. Symposium. 3–8 August, Singapore, pp. 1636–1638.
- BARRET, E.C., 1970: The estimation of monthly rainfall from satellite data. **Mon. Wea.Rev.**, 98, 322-327.
- BAUER, P., 2001: Over-ocean rainfall retrieval from multisensor data of the Tropical Rainfall Measuring Mission. Part I: Design and evaluation of inversion databases. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, 18, 1315–1330.
- BAUER, P., E. MOREAU, F. Chevallier, and U. O’Keefe, 2006: Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, 132, 1259–1281.
- BAUM, B. A., R. F. ARDUINI, B. A. WIELICKI, P. MINNIS, S-C. TSAY, 1994: Multilevel cloud retrieval using multispectral HIRS and AVHRR data: Nighttime oceanic analysis. **J. Geophys. Res.**, 99, 5499-5514.
- BERG, W., C. KUMMEROW, and C. MORALES, 2002: Differences between east and west Pacific rainfall systems. **J. Climate**, 15, 3659–3672.
- BERG, W., T. L'ECUYER, and C. KUMMEROW, 2006: Rainfall Climate Regimes: The Relationship of Regional TRMM Rainfall Biases to the Environment. **J. Appl. Meteor. Climate**, 45, 434-454.

BIDWELL, S.W.; DURNING, J.F.; EVERETT, D.F.; SCHWALLER, M.R.; SMITH, E.A.; WOLFF, D.B., 2004: Preparations for Global Precipitation Measurement (GPM) ground validation. **Geos. Rem. Sens. Symposium, 2004. IGARSS '04. Proceedings. IEEE International**, 2, 921- 924.

BILANOW Y. Ji, S., and E. STOCKER, 2008: "NASA TRMM TMI level 1B algorithm," TRMM Project Document, issued by TRMM Science and Data Information System (TSDIS), Goddard Space Flight Center Code 610.2, Greenbelt, MD, NASA.

BISCARO, T. S.; MORALES, C. A. R. USProb - A Passive Microwave Statistical Algorithm for Rainfall Retrieval over the Amazon Basin. In: **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2006, Florianópolis. Anais digitais, 2006.

BUEHLER, S. A., N. COURCOUX, and V. O. JOHN, 2006: Radiative transfer calculations for a passive microwave satellite sensor: Comparing a fast model and a line-by-line model, **J. Geophys. Res.**, 111.

BURLAUD, C.; DEBLONDE, G.; MAHFOUF, J.-F., 2007; Simulation of Satellite Passive-Microwave Observations in Rainy Atmospheres at the Meteorological Service of Canada. **Geoscience and Remote Sensing**, IEEE Transactions on, vol.45, no.7, pp. 2276-2286.

CAVALCANTI, I.F.A., 1982: Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais. Dissertação de Mestrado (PI INPE 2492 - TDL 097) - INPE. São José dos Campos, 113 p.

CHABOUREAU, J.-P., N. SOHNE, J.-P. PINTY, I. MEIROL-DMAUTNER, E. DEFER, C. PRIGENT, J. PARDO, M. MECH, AND S. CREWELL, 2007: A midlatitude precipitating cloud database validated with satellite observations, in press, **J. Appli. Meteorol. Clim.**

CHEN, F.W. AND STAELIN, D.H., 2003: AIRS/AMSU/HSB Precipitation Estimates. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 41, pp. 410-417.

COTTON R.W., E ANTHES R.A. Storm and Cloud Dynamics. International Geophysics Series, v.44 - Academic Press. Inc. 1989.

COTTON, W.R., R.A. PIELKE SR., R.L. WALKO, G.E. LISTON, C. TREMBACK, H. JIANG, R.L. MCANELLY, J.Y. HARRINGTON, M.E. NICHOLLS, G.G. CARRIO, J.P. MCFADDEN, 2003. RAMS 2001: Current status and future directions, **Meteor. Atmos. Phys.**, 82, 5-29.

DEFER, E., C. PRIGENT, F. AIRES, J.-R. PARDO, C. J. WALDEN, O.-Z. ZANIF, J.-P. CHABOUREAU, AND J.-P. PINTY, 2007: Development of

precipitation retrievals at millimeter and submillimeter wavelengths for geostationary satellites. **J. Geophys. Res.**, in revision.

DOHERTY, A. M., SREEREKHA, T. R., O'KEEFFE, U. M. AND ENGLISH, S. J., 2007: Ice hydrometeor microphysical assumptions in radiative transfer models at AMSU-B frequencies. **Q.J.R. Meteorol. Soc.**, 133: 1205–1212.

ENGLISH S., JUPP A., CANDY B., BOBBINGTON D., HOLT A., 2003: Capability and requirements for polarimetric radiometry in numerical weather prediction for surface wind analysis. First progress report for ESA contract ref. no. CAO/CB/02.1025.

EYRE, J. R. , 1991: A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. **ECMWF Research Dept. Tech. Memo.** 176.

FERRARO, R.R, F. WENG, N.C. GRODY And L. ZHAO, 2000: Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU Sensor. **Geophysical Research Letters**, 27, No. 17, 2669-2672.

FERRARO, R. R., AND G. F. MARKS, 1995: The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements. **J. Atmos. Ocean. Technol.**, 12, 755-770.

FOLLANSBEE, W.A., 1973: Estimation of average daily rainfall from satellite cloud photographs, **NOAA Tech. Memo. NESS 44**, Washington, DC, 39 pp.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P. L.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, A.; PANETTA, J., 2009: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, p. 2843-2861.

GRELL, G. A., AND DEZSO DEVENYI, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, vol. 29, no. 14.

GRODY, N. C., Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave Imager, **J. Geophys. Res.**, 96, 7423-7435, 1991.

HABETS, F.; P. LE MOIGNE, and J. NOILHAN, 2004: On the utility of operational precipitation forecasts to served as input for streamflow forecasting. **Journal of Hydrology**, 293, pp 270-288.

HERDIES, D. L. ; KOUSKY, V. ; EBISUZAKI, W. . The Impact of High-resolution SALLJEX Data on a Global NCEP Analysis. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5765-5783, 2007.

HOLLINGER, J., J. PIERCE E G. POE, 1990: Validation for the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). **IEEE Trans. Geosciences & Remote Sens.**, 28, 781- 790.

HUFFMAN, G. J., and COAUTHORS, 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset, **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 78, 5-20.

IGUCHI, T., T. KOZU, R. MENEGHINE, J. AWAKA, AND K. OKAMOTO, 2000: Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar, **J. Appl. Meteor.**, 39, pp. 2038-2052.

JOLIVET, D., and A. J. FEIJT, 2003: Cloud thermodynamic phase and particle size estimation using the 0.67 and 1.6 mm channels from meteorological satellites, **Atmos. Chem. Phys. Discuss.**, 3, 4461– 4488.

KEY, JEFFREY R., JANET M. INTRIERI, 2000: Cloud particle phase determination with the avhrr. **J. Appl. Meteor.**, 39, 1797–1804.

KERKMANN, J., LUTZ, H. J., KÖNIG, M., PRIETO, J., PYLKKO, P., ROESLI, H. P., ROSENFELD, D., SCHMETZ, J., AND ZWATZ-MEISE, V., 2004: MSG channels interpretation guide. Weather, surface conditions and atmospheric constituents,
http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/index.html.

KLEESPIES, T.J., 2007: Relative Information Content of the Advanced Technology Microwave Sounder and the Combination of the Advanced Microwave Sounding Unit and the Microwave Humidity Sounder. **Geoscience and Remote Sensing**, vol.45, no.7, 2224-2227.

KREBS, W. MANNSTEIN, H., BUGLIARO, L., AND MAYER, B., (2007) Technical Note: A new day- and night-time Meteosat Second Generation Cirrus Detection Algorithm MeCiDA. **Atmos. Chem. Phys.**, 7, 6145–6159.

KUMMEROW, C., 1993: On the accuracy of the Eddington approximation for radiative transfer in the microwave frequencies, **J. Geophys. Res.**, 98, 2757-2765.

KUMMEROW, C. and COAUTHORS, 2001: The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. **J. Appl. Meteor.**, 40, 1801–1820.

KUMMEROW, C. and GIGLIO, L., 1994a: A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space, part I: algorithm description. **Journal of Applied Meteorology**, 33, pp. 3-18.

KUMMEROW, C. and GIGLIO, L: A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space, part II: applications to SSM/I data. **Journal of Applied Meteorology**, 33, pp. 19-34., 1994b.

KUMMEROW, C., W. BARNES, T. KOZU, J. SHIU e J. SIMPSON: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. **J. Atmos. Ocean. Technol.**, 15, 809-817, 1998.

KUMMEROW, C., W.S. OLSON AND L. GIGLIO, 1996: A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors, **IEEE Trans. Geo. R. Sens.**, vol 34, 5, 1213-1232.

LAFORE, J. P., J. STEIN, N. ASECIO, P. BOUGEAULT, V. DUCROCQ, J. DURON, C. FISCHER, P. HEREIL, P. MASCART, J. P. PINTY, J. L. REDELSPERGER, E. RICHARD, AND J. VILA-GUERAU DE ARELLANO, 1998: The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Annals Geophysical*, 16, 90-109.

LENSKY, M. I., and D. ROSENFELD, 2003: A night rain delineation algorithm for infrared satellite data based on microphysical considerations. **J. Appl. Meteor.** 42, 1218-1226.

LIMA, W. F. A., 2004: Um Estudo sobre o Uso do Sensor HSB na Estimativa da Água Precipitável e da Precipitação. São José dos Campos: Dissertação de Mestrado (INPE-14051-TDI/1066) - INPE. São José dos Campos, 144p.

LIMA, W.F.A., L.A.T. MACHADO, C.A. MORALES, N. VITARD, 2007: Rainfall sensibility analyses for the HSB sounder: An Amazon case study. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, n. 16, 3529-3545.

LINDSEY, D.T., D.W. HILLGER, L. GRASSO, J.A. KNAFF, AND J.F. DOSTALEK, 2006: GOES Climatology and Analysis of Thunderstorms with Enhanced 3.9- μm Reflectivity. **Mon. Wea. Rev.**, 134, 2342–2353.

LIU, K.N.: An Introduction to Atmospheric Radiation. New York, Academic Press, 2nd Edition, 2002.

MACHADO, L. A. T.; LIMA, W ; PINTOJR, O ; MORALES, C., 2009: Relationship between cloud-to-ground discharge and penetrative clouds: A multi-channel satellite application. **Atmospheric Research**, v. 93, p. 304-309.

MACHADO, L. A. T., ROSSOW, W. B., GUEDES, R. L., WALKER, A. W., 1998: "Life Cycle Variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas", **Monthly Weather Review**, v. 126, pp. 1630-1654.

MADDOX, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. **Bull. Am. Meteorol. Soc.** 61, 1374-1387.

MATTOS, E. V. and MACHADO, L. A. T., 2011: Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. **Atmospheric Research** (Print), v. 99, p. 377-390.

MCCOLLUM, J. R., and R. R. FERRARO, 2003: Next generation of NOAA/NESDIS TMI, SSM/I, and AMSR-E microwave land rainfall algorithms. **J. Geophys. Res.**, 108.

MECH, M., S. CREWELL, I. MEIOLD-MAUTNER, C. PRIGENT, AND J.-P. CHABOUREAU, 2007: Information content of millimeter observations for hydrometeor properties in mid-latitudes. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing**, 45, 2287–2299.

MEIOLD-MAUTNER, INGO, CATHERINE PRIGENT, ERIC DEFER, JUAN R. PARDO, JEAN-PIERRE CHABOUREAU, JEAN-PIERRE PINTY, MARIO MECH, SUSANNE CREWELL, 2007: Radiative Transfer Simulations Using Mesoscale Cloud Model Outputs: Comparisons with Passive Microwave and Infrared Satellite Observations for Midlatitudes. **J. Atmos. Sci.**, 64, 1550–1568.

MILLER, M. and S. YUTER, 2006: Phantom precipitation and other problems in TRMM products. Proceedings, Proceedings, 3rd Workshop on Precipitation Measurements, Melbourne, Australia, 23-27 October 2006, International Precipitation Working Group, 10 pp.

MINNIS, P., K. N. LIOU, AND Y. TAKANO, 1993: Inference of Cirrus Cloud Properties Using Satellite-observed Visible and Infrared Radiances. Part I: Parameterization of Radiance Fields. **J. of Atmos. Sciences**, 50, 1279–1304.

MOTA, G. V. ; GANDU, ADILSON WAGNER, 1998: Estrutura e propriedades dos distúrbios ondulatórios de leste no nordeste do Brasil. In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA - CBMET, 1998, BRASILIA - DF. Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia.

PANEGROSSI, G. and COAUTHORS, 1998: Use of cloud model microphysics for passive microwave-based precipitation retrieval: Significance of consistency between model and measurement manifolds. **J. Atmos. Sci** 55:1644–1673.

PARDO, J. R., J. CERNICHARO, and E. SERABYN, 2001: Atmospheric Transmission at Microwaves (ATM): An Improved Model for mm/submm applications. **IEEE Trans. on Antennas and Propagation**, 49/12, 1683–1694.

PETTY, G.W. A First Course in Atmospheric Radiation. Sundog Publishing, 1nd Edition, 2004. 472 p.

PIELKE, R. A. A three-dimensional Numerical Model of Sea Breezes Over South Florida. **Mon. Wea. Rev.** 102. 115 – 139, 1974.

- ROZANTE, J. R. and I. F. A. CAVALCANTI, 2006: Eta Model Experiments During the SALLJEX Period. The 8^a International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. April 2006 in Foz do Iguaçu, Paraná State, Brazil.
- ROSENFELD, D., and G. GUTMAN, 1994: Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data. **J. Atmos. Res.**, 34,259-283.
- ROSENFELD, and I. M. LENSKY, 1998: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 79, 2457–2476.
- SAUNDERS R.W., M. MATRICARDI and P. BRUNEL, 1999: "An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations". **Q. J. Royal Meteorol. Soc.**, Vol. 125, pp. 1407-1426.
- SAUNDERS R.W.: RTTOV-6 Science and Validation Report, march 2000 Revision,
http://www.metoffice.com/research/interproj/nwpsaf/rtm/rtm_rttov6.html.
- SAUNDERS R.W., M. MATRICARDI and P. BRUNEL, S. ENGLISH, P. BAUER, U. O'KEEFE, P. FRANCIS, AND P. RAYER, 2005: RTTOV-8 science and validation paper, report NWP-SAF, 44p.
- SMITH AND MUGNAI, 1988: Radiative transfer to space a precipitating cloud at multiple microwave frequencies, Part II: Results and analysis, **J. Appl. Meteor**, 27, 1074-1091.
- SOUZA, E. P. Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de São Paulo, 1999.
- STAE LIN, D.H. and CHEN, F.W., 2000: Precipitation Observations Near 54 and 183 GHz using the NOAA-15 Satellite. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 38, pp. 2322-2331.
- STAE LIN, D.H., CHEN, F.W. AND FUENTES, A., 1999: Precipitation Measurements Using 183-GHz AMSU Satellite Observations. **Proceedings of the 1999 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium**, Hamburg, Germany, 4, 2069-2071.
- STRABALA, K. I., S. A. ACKERMAN, AND W. P. MENZEL, 1994: Cloud properties inferred from 8-12 m data. **J. Appl. Meteor.**, 33, 212-229.
- SETVÁK, M., R.M. RABIN, C.A. DOSWELL AND V. LEVIZZANI, 2003: Satellite observations of convective storm top features in the 1.6 and 3.7/3.9 μm spectral bands. **Atmos. Research**, 67-68, pp 607-627.

TAO, W.-K. AND J. SIMPSON, 1993: The Goddard Cumulus Ensemble Model. Part I: Model description. **Terr. Atmos. Oceanic Sci.**, 4, 35-72.

TRIPOLI, G. J., COTTON, W. R. The Colorado University Three-Dimensional cloud /Mesoscale Model Part I: General Theoretical Framework and Sensitivity Experiments. **J. Rech. Atmos.**, 16, 185 – 220, 1982.

TURK, F.J. and MILLER, S.D., 2005, Towards improved characterization of remotely sensed precipitation regimes with MODIS/AMSR-E blended data techniques. **IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing**, 43, pp. 1059–1069.

VICENTE, G.A, R.A. SCOFIELD, W.P. MENZEL, 1998: The Operation GOES Infrared Rainfall Estimation Technique, **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, vol. 79, 9, 1883-1898.

WALKO, R.; BAND, L; BARON, J; KITTEL, F; LAMMERS, R; LEE, T; OJIMA, D; PIELKE, R; TAYLOR, C; TAGUE, C; TREMBACK, C; VIDALE, P., 2000; Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. **Journal of Applied of Meteorology**, v. 39, n. 6, p. 931-944.

WANG, Y., ALISHOUSE, J. C., FERRARO, R. R., SONG, R., 1998: Estimation of midlatitude rainfall parameters from satellite microwave radiometers using the area-time integral concept. **Radio Science**, 33, pp. 317.

WENG, F., ZHAO, L., FERRARO, R. R., POE, G., LI, X., GRODY, N., 2003: Advanced Microwave Sounding Unit Cloud and Precipitation Algorithms. **Radio Science**, 38, pp. 8086-8096.

WIEDNER, M., C. PRIGENT, J. R. PARDO, O. NUISSIER, J.-P. CHABOUREAU, J.-P. PINTY, and P. MASCART, 2004: Modeling of passive microwave responses in convective situations using output from mesoscale models: Comparison with TRMM/TMI satellite observations, **J. Geophys. Res.**, 109.

WILHEIT, T. T., CHANG, A. T. C., RAO, V. M. S., RODGERS, E. B. and THEON, J. S., 1977: A Satellite Technique for Quantitatively Mapping Rainfall Rates over the Oceans. **Journal of Applied Meteorology**, 16, pp. 551-560.

YUTER, S. E., and R. A. HOUZE, Jr., 1995: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distribution of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. **Mon. Wea. Rev.**, 123, 1941-1963.

APÊNDICE A – Análise da contaminação por multicamada na Classificação de nuvens Quentes

O grupo de nuvens quentes classificado pelo TRMM mostrou uma considerável população de pixels com temperatura de brilho no canal de janela (10,8 μm) abaixo de 250 K.

A Figura A.1 apresenta o gráfico de dispersão entre a temperatura de brilho do canal 10,8 μm ($T_{B_{10.8}}$) e a diferença dos canais 6,2 μm e 10,8 μm ($DT_{B_{6.2-10.8}}$), pode-se observar uma população grande para $T_{B_{10.8}} < 250$ K e $DT_{B_{6.2-10.8}} > -10$ K. De acordo com Machado et al. (2009), esse valores de $T_{B_{10.8}}$ e $DT_{B_{6.2-10.8}}$ estão associados a nuvens frias e topo de nuvens altas, o que não condiz com a classificação dos perfis analisados. Baseado nesse resultado, decidiu-se aplicar um teste especial para nuvens quentes com $T_{B_{10.8}}$ menores que 250 K.

A aplicação de uma análise individual nesse conjunto de dados de nuvens quentes verificou que estes pixels classificados como nuvens quentes pelo algoritmo 2A25 do TRMM têm nuvens cirrus em altos níveis, que não são identificadas pelo PR. A Figura A.2 mostra um pixel com valor da $T_{B_{10.8}}$ igual a 228.3K (asterisco preto na Figura 8a) e o respectivo perfil classificado como nuvem quente do PR. A Figura A.2b apresenta o perfil de refletividade vertical do pixel (linha preta) e os perfis dos pixels vizinhos (linha vermelha), observa-se que os topos dos perfis não ultrapassam 4 km de altura. Pode-se também observar melhor esse resultado nos cortes transversais sobre o pixel na Figura A.2c e A.2d, em que se pode ver a estrutura vertical em torno do pixel. Ao se levar em consideração que isotermas de 0° C variam entre 4 e 5 km tem-se que os topos desses perfis não ultrapassem 273 K, temperatura bem mais quente em relação a vista por TB10. Como se pode observar, o TRMM está classificando o pixel como nuvens quentes, porque o topo da nuvem (gotas de chuva) não ultrapassa 4 km de altura, conforme mostrado na Figura A.2c e A.2d. Por outro lado, o campo de temperatura de 10,8 μm apresenta valores

entre 228 e 235 K em torno do pixel. Portanto, para nuvem quente é necessário estar atento em situação que as nuvens Cirrus sobrepõem as nuvens quentes.

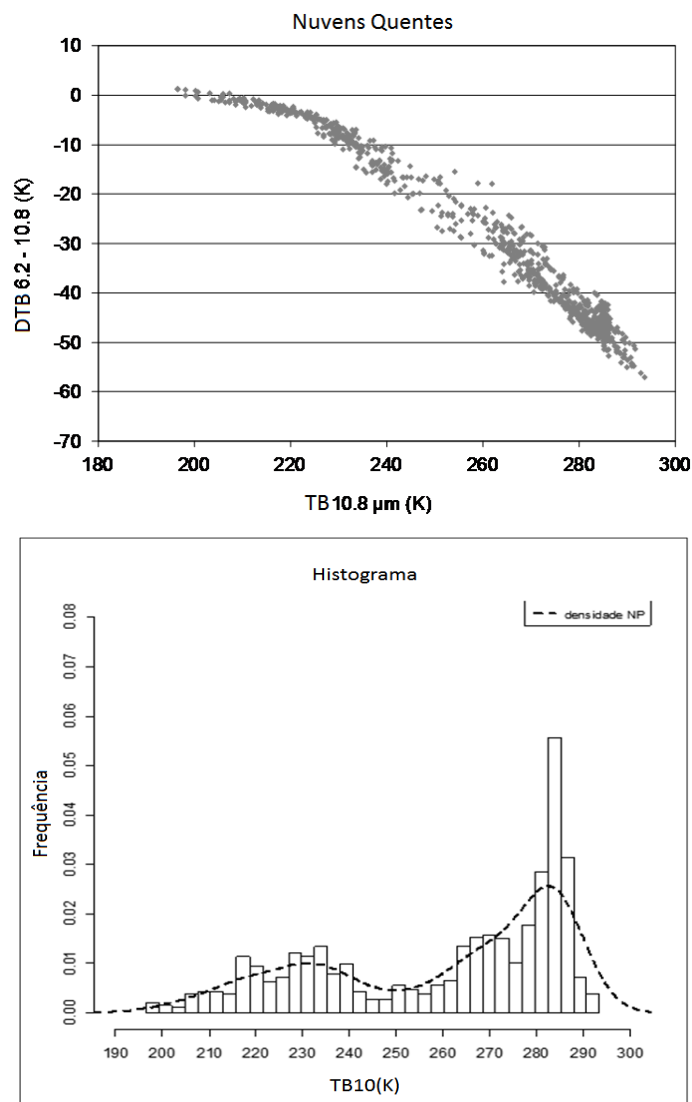


Figura A. 1 - Gráfico de dispersão entre $DTB_{6.2-10.8}$ e $TB_{10.8\mu m}$ para o grupo de pixels classificados como nuvens quentes (topo) (a). Histograma da temperatura de brilho do canal 10.8 μm para o grupo de pixels classificados como nuvens quentes (base) (b).

Para contornar esse problema optou-se por eliminar os pixels com valores de $TB_{10.8}$ menores que 250 K, esse limiar foi escolhido a partir da Figura A.1b, que

mostra o histograma de TB10.8 μm para todos os pixels classificados como nuvens quentes. Nesta Figura, pode-se observar uma distribuição bimodal, com o pico mais frio relacionado com as nuvens cirrus e o outro com nuvens quentes. O ponto de mínimo valor entre os dois picos foi utilizado como limiar (250 K) para separar os dois tipos de nuvens. Assim, as análises realizadas para nuvens quentes também eliminaram os pixels com temperatura de brilho do canal 10,8 μm acima de 250 K.

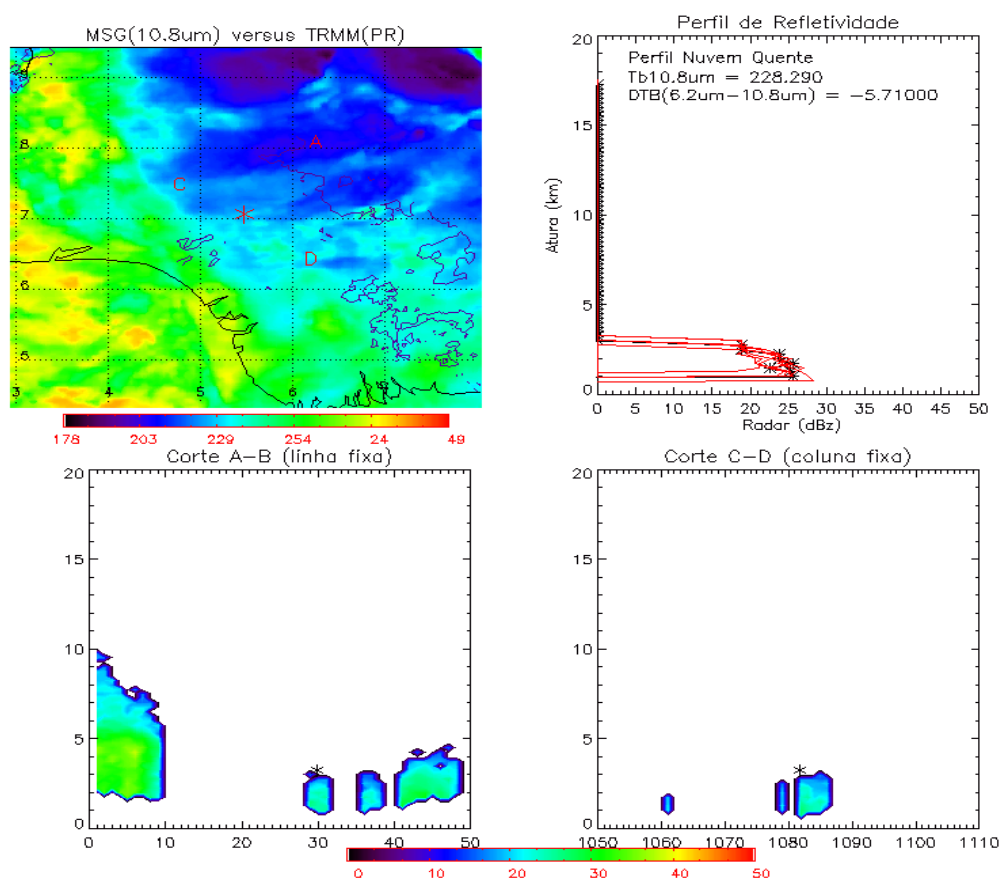


Figura A. 2 - Exemplo que apresenta posição do pixel (asterisco) em: a) Imagem da temperatura de brilho do canal 10.8 μm (topo esquerdo); b) perfis verticais de refletividade (topo direito); c) Corte transversal A-B sobre o pixel (base esquerdo); d) Corte transversal C-D sobre o pixel (base direita).