

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

ANGELICA DURIGON

**Análise das propriedades radiométricas e microfísicas em 37.0 e 85.5 GHz do TRMM de
sistemas precipitantes observados na região do Estado de São Paulo**

São Paulo

2008

ANGELICA DURIGON

Análise das propriedades radiométricas e microfísicas em 37.0 e 85.5 GHz do TRMM de sistemas precipitantes observados na região do Estado de São Paulo

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Orientador: Prof. Dr. Oswaldo Massambani

São Paulo

2008

Aos meus pais, Mariangela e José Eugênio, dedico.

AGRADECIMENTOS

À Deus, pelo sagrado dom da vida.

Aos meus pais, Mariangela e José Eugênio, pelo carinho e apoio dedicados a mim.

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Oswaldo Massambani e Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez, pela oportunidade e confiança.

A CAPES pelo apoio financeiro.

Aos amigos quase-irmãos Michel Nobre Muza e Juliana Schontag que tão carinhosamente me receberam em São Paulo.

Aos queridos amigos Luciene Natali, Edmilson Dias de Freitas e Marcelo “Slot” Bianchi, pelo apoio e carinho nos melhores e piores momentos.

Ao amigo e eterno parceiro de laboratório Thiago Souza Biscaro, pelas inúmeras aulas de IDL, e ao amigo Slot pelas inúmeras aulas de Fortran... eu não teria conseguido sem vocês!

Ao amigo Jorge Alberto Martins, pelo incentivo e pelas correções no texto.

À amiga e *roommate* Vanessa Silveira Barreto Carvalho, pela paciência e carinho dedicados a mim durante os últimos meses desse trabalho.

Aos amigos e colegas do Laboratório STORM-T: Maria Eugênia Baruzzi Frediani, João Ricardo Neves, Rachel Ifanger Albrecht, Aline Tochio Angelo, Wando Amorin, Ivan Saraiva.

Aos amigos e colegas do DCA/IAG: Ricardo Hallak, Ricardo Acosta, Leila D. Martins, Talles Martins, Melissa Santi Itimura, Taciana Toledo, André Cozza Sayão, Rubinei “Mano” Dorneles Machado, Maurício Ferreira, Nilton Rosário, Ricardo Siqueira, Bruno Biazeto, Desirée Brandt, Leonardo Lopes, América Muguia Espinosa, Pedro Lopes, Valéria Prando, Samara Carbone, Sebastian Gonzalez.

Agradecimentos

Aos queridos amigos do Instituto de Física da USP, Adriana Ramos de Miranda e Luiz Blanes.

Aos eternos amigos da UFPEL: Diego Simões Fernandes, Lucía Chipponelli, Priscila Farias, Daniel Caetano dos Santos, Cátia Cristina Rodriguez.

Aos amigos cariocas, Mariana Palagano Ramalho, Ricardo Marcelo, Igor Cerqueira Oliveira, Marise Cardoso.

Aos meus “monitorados” de Meteorologia por Satélite, pelo carinho cotidiano.

Aos professores do IAG, em especial àqueles com quem cursei disciplinas ou com quem trabalhei durante os estágios PAE.

Aos competentes funcionários do IAG, em especial a Elisabete Flores Silva, Sônia Urenha da Silva, Ana Lúcia Carolino, Samuel Reis e Silva, Sebastião Antônio da Silva, Luciana dos Santos Regina Lemos, Rosemary Feijó, André Mussa Kanj Aziz, Marcel Yoshio Kimura.

Aos meus familiares, em especial aos meus irmãos e meus *nonos*, que mesmo à distância sempre me incentivaram.

À Daniel Carlos de Menezes, pelo carinho e pelas correções no texto.

“That which doesn’t kill us makes us stronger.”

Friedrich Wilhelm Nietzsche

RESUMO

DURIGON, A. **Análise das propriedades radiométricas e microfísicas em 37.0 e 85.5 GHz do TRMM de sistemas precipitantes observados na região do Estado de São Paulo.** 2008. 158 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

A caracterização de aspectos microfísicos e radiométricos de sistemas precipitantes que atingem a região do Estado de São Paulo, Brasil, foi estudada a partir da estruturação de um banco de dados tridimensional com perfis de fator de refletividade Z do PR (13.8 GHz) e temperatura de brilho dos canais de 37.0 GHz (V/H) e 85.5 GHz (V/H) do TMI, ambos os sensores do satélite TRMM. As análises comparativas entre os dados permitiram discutir a consistência das observações a partir dos dois instrumentos, as propriedades radiométricas associadas aos perfis verticais de taxa de precipitação e construir hipóteses sobre os perfis verticais de hidrometeoros que expliquem as observações efetuadas através dos dois instrumentos.

Os testes de sensibilidade foram realizados com perfis de taxa de precipitação hipotéticos utilizando-se um modelo de transferência radiativa em microondas, e a distribuição de tamanho de gotas de Marshall-Palmer foi substituída por DSD's que melhor descrevem a precipitação nos Trópicos, representadas por uma função log-normal e por uma função gama. O modelo de transferência radiativa mostrou-se muito sensível às modificações feitas no tipo de distribuição. As taxas de precipitação apresentaram diferenças de até 42 mm/h e os conteúdos de água líquida apresentam diferenças de até $1,8 \text{ g/m}^3$ em relação à distribuição clássica de Marshall-Palmer.

O estudo permitiu observar que a menor sensibilidade do canal de 37.0 GHz a pequenos cristais de gelo fez com que as temperaturas de brilho neste canal observadas pelo TMI tenham sido maiores do que no canal de 85.5 GHz. Além disso, as TB's mais frias observadas

no canal de 85.5 GHz se devem ao espalhamento provocado até mesmo pelas pequenas partículas de gelo, com concentrações mais elevadas nos perfis convectivos dos sistemas precipitantes observados na região.

Os valores mais freqüentes de Z nos perfis estratiformes dos sistemas frontais, entre 21 dBZ e 24 dBZ, foram observados numa camada de aproximadamente 1 km entre as alturas de 4 e 5 km, e com máximos de Z (39 dBZ) ocorrendo próximos à região da banda brilhante (em 4 km). Os espectros de gotas mais amplos, com maior número de gotas grandes e que, associadas à sexta potência do diâmetro, resulta em valores médios a altos de refletividade, está relacionado com a grande eficiência nos processos de agregação acima da zona de degelo, onde cristais de neve grandes são agregados. Entretanto, nos sistemas convectivos, a espessura da camada na qual há a maior freqüência de Z aumentou, indo de 2 a 6 km, com valores entre 21 dBZ e 29 dBZ. Os máximos de Z, por sua vez, atingiram 40 dBZ também em 4 km. Para chuva convectiva, a precipitação intensa próxima à superfície fez com que sejam observados valores próximos a 38 dBZ em 1 km com freqüência de até 20% nos sistemas convectivos, enquanto que nos sistemas frontais a freqüência desses valores de Z em 1 km chegou a 5%.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto. Microfísica de nuvens. Transferência radiativa.

ABSTRACT

DURIGON, A. **Radiometric and microphysics properties analysis at 37.0 and 85.5 GHz of TRMM of precipitating systems observed in the region of São Paulo State**, 2008. 158 f. Dissertation (Ms.) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

The characterization of precipitating systems microphysics and radiometrics aspects that reach the region of the São Paulo State, Brazil, was studied from a three-dimensional database with profiles of reflectivity factor Z of PR (13.8 GHz) and channels 37.0 GHz (V / H) and 85.5 GHz (V / H) brightness temperature of TMI, both sensors of the TRMM satellite. The comparisons between this data had allowed to argue the consistency of the observations from the two instruments, the radiometric properties associated to the vertical profiles of the rain rate and to build hypotheses about the vertical profiles of hydrometeors that explain the measures of the two instruments.

Sensibility tests were made using a radiative transfer model with hypothetical profiles of rain rate, and the drop size distribution of Marshall-Palmer was replaced by DSD's that best describe Tropical precipitation, represented by a log-normal and a gamma function. The radiative transfer model appeared to be very sensible to modifications made in the type of distribution. The rain rate had presented differences of up to 42 mm/h and the liquid water contents had presented differences of $1,8 \text{ g/m}^3$ with relation to the Marshall-Palmer classic distribution.

The study allowed observing that the 37.0 GHz channel smaller sensitivity to little ice crystals made that the brightness temperatures in this canal observed by the TMI have been bigger than in the 85.5 GHz channel. Moreover, the colder brightness temperatures observed in 85.5 GHz are due to the scattering caused even by small particles of ice, with higher concentrations in the convective profiles of precipitating systems observed in this region.

The most frequent values of Z in the stratiform profiles of frontal systems, between 21 dBZ and 24 dBZ, were observed in a layer of approximately 1 km, between 4 and 5 km, and with the maximum of Z (39 dBZ) occurring near to the brightband (in 4 km). The wider spectra of drops, with the largest number of big drops and that, associated to the sixth power of diameter, result in average to high values of reflectivity, is related to the great efficiency in the processes of aggregation above the melting zone, where large snow crystals are aggregated. However, in the convective systems, the layer thickness in which were observed the biggest frequency of Z increased, from 2 to 6 km, with values between 21 dBZ and 29 dBZ. The maximum of Z , in turn, had also reached 40 dBZ in 4 km. For convective rain, the intense rain rate near the surface made that the 38 dBZ were observed in 1 km with frequency to up to 20% in the convective systems, while in the frontal systems the frequency of these values of Z in 1 km arrived 5%.

Keywords: Remote sensing. Cloud Microphysics. Radiative Transfer.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Geometria de varredura dos sensores TMI, PR e VIRS após a modificação na altura do TRMM em 2001. Adaptado de Kummerow et al., 1998.....	29
Figura 2.2 – Curvas de Köhler para um aerossol de cloreto de sódio (NaCl) com massa M_a igual a $0,2 \times 10^{-20}$ kg (curva cinza) e para água pura (curva preta) à temperatura de 20° C.	32
Figura 2.3 – Comparação entre tamanho, concentração e velocidade terminal de algumas partículas envolvidas em processos de formação de nuvens e precipitação. Adaptado de McDonald, 1958.....	33
Figura 2.4 – Espectros de gotas medidos por disdrômetros durante a campanha WetAMC/LBA (cortesia de Ms. Rachel Ifanger Albrecht).....	38
Figura 2.5 – Espectros de hidrometeoros durante a campanha TRMM/LBA – regime de ventos de leste (cortesia de Maria Eugênia Baruzzi Frediani).....	39
Figura 2.6 – Exemplos de perfis verticais de taxa de precipitação (mm/h) estratiformes (à esquerda) e convectivos (à direita).	40
Figura 2.7 – Exemplos de perfis verticais de LWC (g/m^3).	42
Figura 2.8 – Espectro de gotas para taxa de precipitação de 5, 50 e 100 mm/h. O eixo das ordenadas está em escala logarítmica decimal.	43
Figura 2.9 – Transmitância atmosférica em função da frequência, na ausência de espalhamento. Adaptada de Liou, 2002.....	48
Figura 3.1 – Características de observação dos canais do TMI. Adaptado de Kummerow et al., 1998.	54
Figura 3.2 – Área que compreende a região de estudo.	58

Figura 4.1 – Diferença entre a área efetiva das DSD's de AO, FL e MM, com relação à DSD de Marshall-Palmer para taxas de precipitação de 5, 50 e 100 mm/h.	63
Figura 4.2 – Diferença relativa (%) em 10.65 GHz. CW (g/kg) é representada pelas cores. ..	65
Figura 4.3 – Como na Figura 4.2, para 19.35 GHz.	66
Figura 4.4 – Como na Figura 4.2, para 21.3 GHz.	67
Figura 4.5 – Como na Figura 4.2, para 37.0 GHz.	68
Figura 4.6 – Como na Figura 4.2, para 85.5 GHz.	69
Figura 4.7 – Diferença de taxa de precipitação entre a DSD de MP e as demais DSD's, para uma superfície oceânica (ϵ igual a 0,4).....	71
Figura 4.8 – Como na Figura 4.7, para uma superfície continental (ϵ igual a 0,7).....	72
Figura 4.9 – Como na Figura 4.7, para uma superfície continental (ϵ igual a 0,9).....	73
Figura 4.10 – Diferença relativa (%) em 10.65 GHz.	74
Figura 4.11 – Como na Figura 4.10 para 19.35 GHz.	75
Figura 4.12 – Como na Figura 4.10 para 21.3 GHz.	75
Figura 4.13 – Como na Figura 4.10 para 37.0 GHz.	76
Figura 4.14 – Como na Figura 4.10 para 85.5 GHz.	77
Figura 4.15 – Diferença de taxa de precipitação entre a DSD de MP e as demais DSD's, para uma superfície oceânica (ϵ igual a 0,4).....	78
Figura 4.16 – Como na Figura 4.15 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,7).....	79
Figura 4.17 – Como na Figura 4.15 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,9).....	79
Figura 4.18 – Diferença de conteúdo de água líquida entre a DSD de MP e as demais DSD's, para uma superfície oceânica (ϵ igual a 0,4).....	81
Figura 4.19 – Como na Figura 4.18 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,7).....	81
Figura 4.20 – Como na Figura 4.18 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,9).....	82

Figura 4.21 – Diferença de conteúdo de água líquida entre a DSD de MP e as demais DSD's, para uma superfície oceânica (ϵ igual a 0,4).....	83
Figura 4.22 – Como na Figura 4.21 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,7).....	84
Figura 4.23 – Como na Figura 4.21 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,9).....	85
Figura 5.1 – Histograma bi-dimensional entre as TB's de 37.0 e 85.5 GHz com 2 K de intervalo para os perfis estratiformes.....	89
Figura 5.2 – Como na Figura 5.1, para os perfis convectivos.....	89
Figura 5.3 – Distribuição média de Z em relação às TB's de 37.0 e 85.5 GHz para os perfis estratiformes, nos níveis de 2, 4, 6, 8 e 10 km (polarização vertical).....	92
Figura 5.4 – Como na Figura 5.3, para a polarização horizontal.	93
Figura 5.5 – Distribuição do perfil médio de Z em relação às TB's de 37.0 e 85.5 GHz para os perfis convectivos, nos níveis de 2, 4, 6, 8 e 10 km (pol. vertical).....	94
Figura 5.6 – Como na Figura 5.5, para a polarização horizontal.	94
Figura 6.1 – Distribuição de frequência espacial da chuva estratiforme para os sistemas frontais.	98
Figura 6.2 – Como na Figura 6.1, para sistemas convectivos.....	98
Figura 6.3 – Como na Figura 6.1, para nuvens quentes.....	99
Figura 6.4 – Histogramas de frequência percentual (acima) e distribuição cumulativa (abaixo) de taxa de precipitação em superfície, com intervalos de 0.5 mm/h.	100
Figura 6.5 – Histogramas da taxa de precipitação em superfície normalizados pela precipitação total (acima) e distribuição cumulativa (abaixo) com intervalos de classe de 0,5 mm/h.....	102
Figura 6.6 – Distribuição espacial de taxa de precipitação em superfície para a chuva estratiforme contida nos sistemas frontais.....	103
Figura 6.7 – Como na Figura 6.6, para sistemas convectivos.....	103

Figura 6.8 – Como na Figura 6.6, para nuvens quentes.	103
Figura 6.9 – Histogramas de frequência percentual (acima) e distribuição cumulativa (abaixo) de PCT do canal de 37.0 GHz, com intervalo de 2 K.....	105
Figura 6.10 – Distribuição espacial da PCT de 37.0 GHz para a chuva estratiforme dos sistemas frontais.....	107
Figura 6.11 – Como na Figura 6.10, para sistemas convectivos.....	107
Figura 6.12 – Como na Figura 6.10, para nuvens quentes.	108
Figura 6.13 – Histogramas de frequência percentual (acima) e distribuição cumulativa (abaixo) de PCT do canal de 85.5 GHz, com intervalo de 2 K.	109
Figura 6.14 – Distribuição espacial da PCT de 85.5 GHz para a chuva estratiforme dos sistemas frontais.....	111
Figura 6.15 – Como na Figura 6.14, para sistemas convectivos.....	111
Figura 6.16 – Como na Figura 6.14, para nuvens quentes.	111
Figura 6.17 – Histograma de frequência percentual do fator de refletividade do radar para os sistemas frontais com intervalo de 2 dBZ.....	114
Figura 6.18 – Como na Figura 6.17, para os sistemas convectivos.	114
Figura 6.19 – Como na Figura 6.17, para nuvens quentes.	115
Figura 6.20 – Histograma de frequência percentual da altura do máximo de Z nos perfis de chuva estratiforme (SF: Sistemas Frontais; SC: Sistemas Convectivos; NQ: Nuvens Quentes).....	116
Figura 6.21 – Altura média do topo da chuva.	117
Figura 6.22 – Espessura média da chuva estratiforme (à esquerda) e convectiva (à direita). 117	
Figura A1.1 – Feixe de radiação atravessando um meio extintor. Adaptado de Liou, 2002. 133	
Figura A1.2 – Geometria de uma atmosfera plano-paralela, onde θ e ϕ são ângulos zenital e azimutal e s o vetor posição. Adaptado de Liou, 2002.	135

Figura A1.3 – Radiâncias emergentes (μ) e incidentes ($-\mu$) em um nível τ , na fronteira superior ($\tau = 0$) e na inferior ($\tau = \tau^*$) para uma atmosfera finita e plano-paralela. Adaptado de Liou, 2002..... 136

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Valores típicos de LWC para diferentes tipos de nuvens.....	42
Tabela 2.2 – Constantes da DSD de Ajayi e Olsen (1985).	45
Tabela 2.3 – Constantes da DSD de Feingold e Levin (1986).	46
Tabela 3.1 – Principais características dos canais do TMI.	54
Tabela 3.2 – Principais parâmetros do PR.	56
Tabela 4.1 – Parâmetros utilizados como entrada no MTR.	60
Tabela 4.2 – Perfis verticais de água de nuvem e taxa de precipitação de água líquida e gelo utilizados nas simulações.	60
Tabela 5.1 – Número de pixels por classe.....	87
Tabela 6.1 – Número de casos por tipo de sistema precipitante.	97
Tabela 6.2 – Número de perfis com chuva estratiforme e convectiva por tipo de sistema precipitante, via PR.	97
Tabela 6.3 – Taxa de precipitação (mm/h) média em superfície e desvio padrão para cada tipo de sistema precipitante.	101
Tabela 6.4 – PCT's em 37.0 GHz para chuva estratiforme que representam 1, 5, 10, 20 e 50% do total observado nos sistemas frontais, sistemas convectivos e sistemas de nuvens quentes.....	106
Tabela 6.5 – Como na Tabela 6.4, para chuva convectiva.	106
Tabela 6.6 – PCT's em 85.5 GHz para chuva estratiforme que representam 1, 5, 10, 20 e 50% do total observado nos sistemas frontais, sistemas convectivos e sistemas de nuvens quentes.....	110
Tabela 6.7 – Como na Tabela 6.6, para chuva convectiva.....	110
Tabela A3.1 – Lista dos sistemas frontais estudados.	143

Lista de Tabelas

Tabela A3.2 – Lista dos sistemas convectivos estudados. 151

Tabela A3.3 – Lista dos sistemas compostos por nuvens quentes estudados. 157

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CCN	Cloud Condensation Nuclei.
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System.
DISC-GSFC	Data and Information Services Center – Goddard Space Flight Center.
DSD	Drop Size Distribution.
DMSP	U. S. Defense Meteorological Satellite Program.
EFOV	Effective Field Of Vision.
ESMR	Electrically Scanning Microwave Radiometer.
ETR	Equação de Transferência Radiativa.
FSSP-100	Forward Scattering Spectrometer Probe.
GCE	Goddard Cumulus Ensemble.
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite.
GPROF	Goddard Profiling Algorithm.
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas.
IFOV	Instantaneous Field Of Vision.
IN	Ice Nuclei.
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project.
IWC	Ice Water Content.
LIS	Lightning Imaging System.
MTR	Modelo de Transferência Radiativa.
NASDA	National Space Development Agency of Japan.
NASA	National Aeronautics and Space Administration of United States.
NCL	Nível de Condensação por Levantamento.
PCT	Polarization Corrected Temperature.

Lista de Siglas e Abreviaturas

PR	Precipitation Radar.
R	Taxa de Precipitação.
SSM/I	Special Sensor Microwave / Imager.
T	Temperatura.
TB	Temperatura de Brilho.
TMI	TRMM Microwave Radiometer.
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission.
USP	Universidade de São Paulo.
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program.
VIRS	Visible and Infra-Red Scanner.
Z	Fator de refletividade do radar.
2DC	Two-Dimensional Cloud Probe.

SUMÁRIO

1. Introdução.....	22
1.1 Objetivos	26
2. Revisão Teórica.....	28
2.1 O Satélite TRMM.....	28
2.2 Propriedades microfísicas de sistemas precipitantes.....	30
2.2.1 Formação de nuvem e precipitação	30
2.2.2 Precipitação estratiforme e convectiva.....	35
2.2.3 Perfil vertical de hidrometeoros	39
2.2.4 Distribuições de tamanho de hidrometeoros	42
2.2.4.1 Distribuição Exponencial negativa.....	43
2.2.4.2 Distribuições Log-Normal.....	44
2.2.4.3 Distribuição Gama.....	46
2.3 Fator de refletividade do radar	47
2.4 Interação das microondas com os constituintes atmosféricos	47
2.4.1 Influência superficial.....	50
2.5 Polarização	51
3. Dados.....	53
3.1 Sensor TMI.....	53
3.2 Sensor PR	55
3.3 Dados utilizados	57
4. Dependência da DSD no Cálculo das Temperaturas de brilho	59
4.1 Modelo conceitual	61
4.2 Taxa de precipitação R	64
4.2.1 Relações TB, DSD e R para nuvem quente	64
4.2.2 Relações TB, DSD e R para nuvem fria.....	74

4.3	Conteúdo de água líquida <i>LWC</i>	80
4.3.1	Relações TB, DSD e <i>LWC</i> para nuvem quente	80
4.3.2	Relações TB, DSD e <i>LWC</i> para nuvem fria	82
5.	Características Radiométricas dos Sistemas Precipitantes.....	87
5.1	Temperatura de brilho em 37.0 GHz e 85.5 GHz	88
5.2	Fator de refletividade do radar <i>Z</i>	91
6.	Natureza dos Sistemas Meteorológicos Observados Via TMI e PR.....	95
6.1	Distribuição espacial da precipitação	97
6.2	Taxa de precipitação em superfície	99
6.3	PCT dos canais de 37.0 e 85.5 GHz.....	104
6.4	Características associadas ao fator de refletividade do radar <i>Z</i>	112
7.	Conclusões Gerais	118
7.1	Sugestões para trabalhos futuros	127
	Anexo A1: Transferência de Radiação em Microondas.....	133
	Anexo A2: Modelos de Transferência Radiativa em Microondas	139
	Anexo A3: Listagem dos Casos Estudados.....	143

1. INTRODUÇÃO

Um dos componentes críticos do ciclo hidrológico do planeta é a precipitação, elemento essencial na provisão da água potável que mantém a vida na Terra. Na atmosfera a condensação do vapor d'água e a posterior formação de gelo (em alguns casos) libera grande quantidade de calor. Esta energia térmica potencializa fenômenos como os furacões, e estima-se que três quartos da energia que impulsiona a circulação atmosférica provêm do calor latente liberado pela mudança de fase da água (HARTMANN, 1994).

Não se pode entender o ciclo energético da água ou prever o tempo e clima sem um conhecimento mais profundo da intensidade e distribuição da precipitação em escala global. As medidas de diversos aspectos da precipitação, sua distribuição espacial, quantidade, taxas e liberação de calor latente, representam um dos maiores desafios das pesquisas nesta área.

Embora seja uma das variáveis meteorológicas mais importantes, a obtenção de medidas de precipitação é dificultada pela sua grande variabilidade espacial e temporal. Sobre os oceanos esta dificuldade é ainda maior, já que não existem medidas suficientes via radares meteorológicos de superfície ou pluviógrafos (KIM et al., 2004). A observação de precipitação através de sensoriamento remoto via satélite, especialmente na faixa das microondas, tem se tornado indispensável para o desenvolvimento dessas pesquisas, e tem sido uma boa solução para suprir essas limitações. Enquanto as observações radiométricas nas bandas do visível e infravermelho são sensíveis essencialmente aos hidrometeoros presentes no topo das nuvens, as observações em microondas são sensíveis à coluna total de hidrometeoros, representando assim uma ferramenta promissora para estudar a estrutura interna das nuvens precipitantes.

Na década de 70, Wilheit et al. (1977) desenvolveram um modelo de transferência radiativa (MTR) em microondas, no qual foi possível observar a existência de uma relação

entre temperaturas de brilho (TB's) e taxas de precipitação sobre o oceano para a frequência de 19.35 GHz, em função da isoterma de 0° C. Os dados medidos pelo Electrically Scanning Microwave Radiometer - *ESMR*, a bordo do satélite NIMBUS 5 foram utilizados para estimar a precipitação a partir de cálculos com o MTR desenvolvido. Este foi o primeiro radiômetro em microondas utilizado para a obtenção de informações sobre precipitação. Os resultados mostraram que entre 1 e 20 mm/h, as temperaturas de brilho em 19.35 GHz podem ser relacionadas às taxas de precipitação com um coeficiente angular igual a 2.

A possibilidade do uso de vários canais em microondas para a estimativa de precipitação e para avaliar o impacto da dependência do tempo da estrutura microfísica de nuvens na transferência de radiação em microondas foi estudada por Mugnai e Smith (1988). Para esta análise foi utilizado o modelo de nuvens de Hall (1980), que possui um tratamento detalhado da estrutura microfísica e de hidrometeoros de nuvens convectivas. Foi demonstrado que a variação vertical da estrutura microfísica de nuvens precipitantes influencia significativamente nos dados obtidos em microondas e deve ser considerada em algoritmos de estimativa de precipitação.

Spencer et al. (1989) estudaram a identificação da precipitação sobre as superfícies continental e oceânica, utilizando como base o espalhamento causado pela precipitação, especialmente pelo gelo em 85.5 GHz. Formularam também uma técnica que se baseia na característica de que superfícies líquidas apresentam diferentes emissividades em diferentes polarizações, chamada de Polarization Corrected Temperature - *PCT* - para uma melhor identificação de corpos líquidos, como lagos e rios.

Desse modo, o monitoramento da precipitação através de sensoriamento remoto é fundamental, pois se baseia na interação dos diferentes hidrometeoros, como vapor d'água, água de nuvem e de chuva e gelo, com a energia eletromagnética captada e emitida em algumas faixas de frequência pelos sensores. A combinação das informações coletadas pelos

sensores de microondas ativos e passivos de satélites pode trazer uma visão tridimensional da distribuição dos hidrometeoros, precipitação e calor latente na atmosfera (SIMPSON et al., 1996).

O satélite TRMM - *Tropical Rainfall Measuring Mission* - (SIMPSON et al., 1988, KUMMEROW et al., 1998) foi lançado em 1997 para melhor entender alguns aspectos tridimensionais relacionados à microfísica de nuvens, a estimativa de precipitação e a troca de energia. Com uma órbita de baixa altitude, o TRMM proporciona um significativo progresso ao entendimento da natureza da precipitação tropical (entre 38° N e 38° S), particularmente com a ajuda de um par de sensores em microondas: o radiômetro TMI (*TRMM Microwave Imager*) e um radar PR (*Precipitation Radar*).

Um melhor detalhamento da estrutura da precipitação na superfície pode ser feito a partir do conhecimento prévio do estado da atmosfera - sua estrutura vertical de temperatura (T) e umidade relativa, bem como da distribuição do conteúdo de água de nuvem no estado líquido e sólido (gelo e neve). Para aplicações como a estimativa de precipitação, uma precisa descrição da distribuição de tamanho das gotas (*DSD*, do inglês *Drop Size Distribution*) pode ser a chave para relacionar as propriedades físicas de gotas individuais com as propriedades físicas de um volume de água precipitável que está sendo observado. Como as propriedades físicas das gotas mudam com seus tamanhos, é importante saber quantas gotas podem existir para cada intervalo de tamanho e então definir uma distribuição de tamanho de gotas mais precisa.

Por outro lado, as medidas de radiância e retro-espalhamento em microondas são altamente dependentes da distribuição de hidrometeoros presente na atmosfera, sendo que a radiância emergente no topo da nuvem observada por um radiômetro depende do coeficiente de espalhamento e de absorção multiplicado pela espessura da camada com nuvem, e os coeficientes de espalhamento e absorção respondem diretamente ao diâmetro à segunda

potência. Já as medidas de retro-espalhamento do radar são funções do diâmetro à sexta potência. Portanto, a utilização de diferentes distribuições de tamanho de hidrometeoros pode representar em diversas soluções para estas medidas, mesmo tendo o mesmo conteúdo de água líquida.

Marshall e Palmer correlacionaram medidas de gotas de chuva registradas em filtros de papel com ecos de radar na cidade de Ottawa, Canadá, no verão de 1946 (MARSHALL & PALMER, 1948). Através da distribuição de tais gotas no volume amostrado com os seus respectivos tamanhos, pôde ser observado o ajuste a uma função exponencial negativa. Autores como Ajayi e Olsen (1985) e Feingold e Levin (1986) ajustaram distribuições de tamanho de gotas a uma função do tipo log-normal através de amostras obtidas a partir de disdrômetros na Nigéria e em Israel, respectivamente. Tais ajustes se devem ao fato de que nas regiões tropicais as precipitações estratiformes com baixa intensidade são pouco observadas e as distribuições de tamanho de gotas podem ser expressas por funções gama ou log-normal.

No Brasil, os estudos sobre distribuições de tamanho de gotas se concentraram em diagnosticar uma função gama que se adequasse aos espectros medidos em superfície. Wagner (1986) e Wagner e Massambani (1986) mostraram, utilizando o fator de forma proposto por Joss e Gori (1978), que a distribuição de tamanho de gotas no Estado de São Paulo não segue uma distribuição exponencial. Massambani e Morales (1990) e Morales (1991) aplicaram este resultado e propuseram uma função gama que representou satisfatoriamente os espectros de gotas estudados, bem como as taxas de precipitação observadas.

Heymsfield et al. (2002) utilizaram medidas *in situ* obtidas por instrumentos instalados no avião CITATION para caracterizar a evolução das distribuições de tamanho de partículas dentro de nuvens profundas. Tais medidas foram feitas durante experimentos de campo

realizados no Brasil e também na Flórida e Kwajalein para avaliar o desempenho dos sensores do satélite TRMM. As distribuições observadas nesses experimentos ajustaram-se a distribuições do tipo gama e exponencial. Observaram-se ainda modificações nas distribuições de tamanho dos hidrometeoros na vertical. As partículas maiores aumentaram seus tamanhos de milímetros no topo a aproximadamente 1 cm ou mais na base da nuvem, e a concentração de partículas menores que 1 mm diminuiu com o decréscimo da altura.

Uma metodologia alternativa para o estudo da distribuição vertical de tamanho de hidrometeoros é através da utilização de modelos de transferência radiativa. Esses modelos, além de informações sobre o tipo e densidade dos hidrometeoros, contêm uma equação que descreve a distribuição de tamanho destes hidrometeoros em cada camada da nuvem. Simulações com diferentes DSD's e comparações com temperaturas de brilho observadas podem indicar o tipo de DSD inerente aos sistemas precipitantes observados, além da determinação de características verticais de tais distribuições.

1.1 Objetivos

Este estudo tem o objetivo de investigar as possíveis características microfísicas e radiométricas verticais inerentes a sistemas precipitantes no Estado de São Paulo, Brasil, que expliquem as observações simultâneas de temperatura de brilho e refletividade do radar do satélite TRMM. Para satisfazer tal objetivo, as refletividades do PR foram utilizadas para construir um banco de dados tridimensional para o estudo da precipitação, e foram posteriormente analisadas em função das temperaturas de brilho nas frequências de 37.0 GHz (V/H) e 85.5 GHz (V/H) do TMI. As comparações entre tais propriedades permitiram estudar os seguintes aspectos:

- a consistência das observações a partir dos dois instrumentos;

- as propriedades radiométricas associadas aos perfis verticais de taxa de precipitação;
- as características verticais da distribuição de tamanho de hidrometeoros que leva as medidas dos dois instrumentos numa escala regional; e
- desenvolver hipóteses sobre os perfis verticais de hidrometeoros que expliquem as medidas dos dois instrumentos.

No capítulo 2 são apresentados além de um levantamento bibliográfico sobre o satélite TRMM, as propriedades microfísicas e radiométricas inerentes a sistemas precipitantes e uma discussão sobre a interação de constituintes atmosféricos com as microondas. O capítulo 3 descreve os sensores TMI e PR e os dados utilizados, bem como tratamento aplicado a estes dados. No capítulo 4 são apresentados os resultados referentes ao estudo teórico realizado com o modelo de transferência radiativa. A análise das propriedades radiométricas e do conjunto de dados dos sensores TMI e PR é apresentada no capítulo 5, enquanto que a discussão microfísica para cada tipo de sistema precipitante através do conjunto de dados radiométricos é mostrada no capítulo 6. No capítulo 7 encontram-se as principais conclusões obtidas durante o desenvolvimento desta pesquisa e as sugestões para trabalhos futuros.

2. REVISÃO TEÓRICA

2.1 O Satélite TRMM

A necessidade de se obter informações mais detalhadas da precipitação e da liberação de calor latente (energia) durante a formação da chuva entre as regiões tropicais e subtropicais da Terra levou as agências espaciais Japonesa (*NASDA*) e Americana (*NASA*) a lançar o satélite TRMM. Em órbita desde novembro de 1997 e com vida útil prevista até 2012, o satélite TRMM realiza uma órbita circular à 350 km de altitude com um ângulo de inclinação de 35° até agosto de 2001, quando a altitude foi modificada para 403 km, aumentando seu tempo em operação.

A bordo do TRMM estão três instrumentos utilizados exclusivamente para o estudo da precipitação: um imageador em microondas TMI, um radar de precipitação PR e um sistema de sensores na região do infravermelho e visível VIRS (*Visible and Infra-Red System*). A Figura 2.1 representa a geometria de varredura destes três sensores. A órbita do TRMM engloba as regiões entre as latitudes de 38° N e 38° S em torno de todo o globo, com duração aproximada de 1 hora e 30 minutos cada órbita. Adicionalmente, o TRMM tem a bordo um radiômetro multi-espectral CERES (*Cloud and Earth's Radiant Energy System*) e um sensor de relâmpagos LIS (*Lightning Imaging System*). A combinação de informações obtidas pelos sensores ativo (*PR*) e passivo (*TMI*) a bordo do TRMM pode fornecer uma visão tridimensional da distribuição da precipitação e do calor latente liberado nos Trópicos.

As medidas coincidentes do TMI e PR são complementares: radiômetros passivos em microondas medem a energia emitida e refletida (efeitos integrados da absorção/emissão e espalhamento eletromagnético) pelo sistema Terra-Atmosfera. Esta energia observada é proporcional aos constituintes atmosféricos presentes entre a superfície e o satélite. A

dependência das propriedades eletromagnéticas de nuvens com a frequência permite a utilização de radiômetros multicanais, os quais podem inferir o conteúdo integrado dos hidrometeoros, porém a discriminação dessas propriedades em alturas específicas não pode ser inferida.

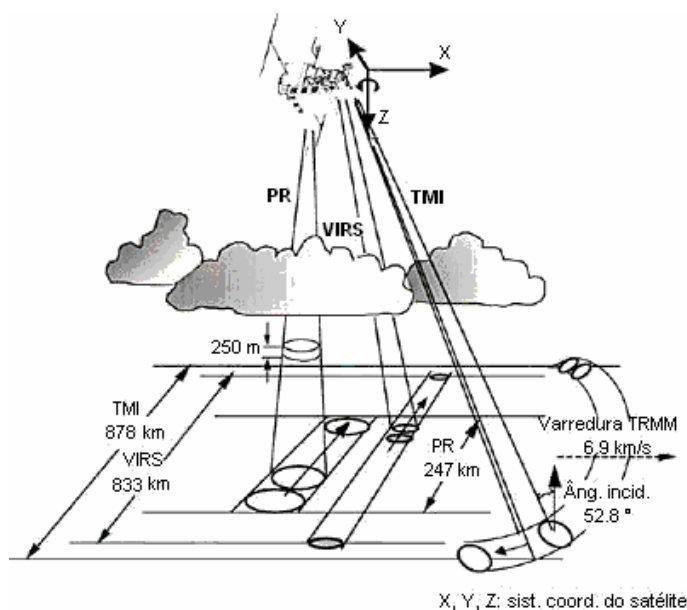


Figura 2.1 – Geometria de varredura dos sensores TMI, PR e VIRS após a modificação na altura do TRMM em 2001. Adaptado de Kummerow et al., 1998.

Por outro lado, os sensores ativos em microondas – os radares meteorológicos – emitem pulsos de energia eletromagnética sobre alvos e medem a energia retroespalhada após a interação com esses alvos, bem como fornecem informações de suas distâncias específicas. As ondas eletromagnéticas ao passarem por uma nuvem produzem em cada gota um dipolo induzido na frequência da onda incidente, de modo que cada gota re-irradiará ondas eletromagnéticas na mesma frequência da onda incidente. Parte desta energia gerada pelo volume total de gotas iluminado pelo feixe de onda do radar é retroespalhada em direção ao radar. Sabendo-se o momento em que o feixe de onda foi emitido pelo radar e o tempo de retorno do sinal, determina-se a distância do alvo ao radar. A intensidade do sinal de retorno está relacionada ao tamanho e à distribuição das gotas dentro do volume iluminado pelo radar.

O radar não mede diretamente a chuva, e sim a seção transversal de espalhamento σ , que é proporcional ao fator de refletividade Z (energia refletida pelo alvo). Através de calibrações que podem ser feitas com pluviômetros e disdrômetros, por exemplo, podemos relacionar o fator de refletividade do radar observado com a taxa de precipitação. Essa relação é conhecida como relação $Z - R$, e tem a forma $Z = aR^b$, onde Z é o fator de refletividade do radar, R a taxa de precipitação e a e b coeficientes ajustados empiricamente (BATTAN, 1973; MASSAMBANI & MORALES, 1990).

2.2 Propriedades microfísicas de sistemas precipitantes

2.2.1 Formação de nuvem e precipitação

As mudanças de fase da água têm fundamental importância em microfísica de nuvens. Dentre elas, a condensação, a solidificação e a sublimação destacam-se, pois fazem parte dos processos de formação das nuvens (ROGERS, 1979). Um dos problemas intrínsecos na microfísica de nuvens é que estas transições de fase não ocorrem em equilíbrio termodinâmico e necessitam romper tensões superficiais.

As gotículas de nuvem possuem grande curvatura e realizam trabalho para manter tal geometria. O tamanho da gotícula irá aumentar ou diminuir dependendo da taxa de condensação sobre a mesma. Por outro lado, as gotas com diâmetros maiores em equilíbrio com o ambiente, não irão mudar de tamanho uma vez que as moléculas de água que condensam sobre as gotas são contrabalançadas pelas moléculas que evaporam. O ar saturado em relação a uma gota de chuva não está saturado em relação a uma gotícula de nuvem e, portanto, para manter gotículas de nuvem em equilíbrio com o ambiente o ar precisa estar supersaturado. Quanto menor a gotícula, maior será a supersaturação necessária para mantê-la em equilíbrio (PRUPPACHER & KLETT, 1985).

A sobresaturação, mesmo nas nuvens, dificilmente atinge valores acima de 101% (supersaturação de 1%), e para que as gotículas possam crescer é necessária à presença de núcleos de condensação sobre os quais a condensação pode se iniciar mesmo com umidade relativa abaixo de 100%. Na atmosfera, há uma grande concentração de micropartículas higroscópicas que atuam como centros de condensação (*CCN – Cloud Condensation Nuclei*). Tal processo é chamado de nucleação heterogênea, e o processo de formação de gotículas a partir do vapor em um ambiente limpo, denomina-se de nucleação homogênea.

A condensação sobre um CCN solúvel produz uma solução, sendo que os íons na solução formada reduzem o número de moléculas na superfície das gotículas. Desta forma, a evaporação das moléculas de água é menor e o efeito desse soluto é o de reduzir a pressão de vapor de equilíbrio sobre a gotícula. As condições de equilíbrio para um núcleo de condensação são representadas pelas curvas de Köhler (Figura 2.2). Observa-se nesta figura que para pequenos raios da solução (curva cinza), a pressão de vapor de equilíbrio é menor do que para a água pura (curva preta) e pequenas gotas de solução poderão existir com subsaturação. Em ambientes supersaturados, há a possibilidade de dois estados de equilíbrio: as gotículas com tamanhos menores que o raio crítico estão em equilíbrio estável e irão crescer até atingir o mesmo raio de equilíbrio, enquanto que as gotículas com raios maiores estão em equilíbrio instável e irão evaporar até atingir o equilíbrio estável. Para cada tamanho de aerossol há um raio crítico que separa o equilíbrio estável do instável, representado pelo pico da curva de solução (cinza). É dessa maneira que a maioria das gotículas é formada. Quando o ar úmido é resfriado, a umidade relativa aumenta, as gotículas irão crescer seguindo a curva de Köhler. Uma vez que o raio crítico é atingido, as gotículas são ditas “ativadas” e poderão crescer num ambiente de nuvem. Como a supersaturação não permanece constante durante este processo, pois o crescimento de uma população de gotas/gotículas pode diminuir

a disponibilidade de vapor, algumas gotículas não ativadas poderão evaporar para suprir a deficiência de vapor causada pelo crescimento das gotas maiores.

Conforme uma parcela de ar é levantada acima do nível de condensação por levantamento (*NCL*), as gotículas de solução maiores são ativadas. Quando a parcela é levantada acima deste nível, a supersaturação aumenta e as gotículas menores da solução também podem ser ativadas. A ativação das gotículas cresce rapidamente, removendo a umidade do ar e diminuindo a tendência da supersaturação aumentar com o levantamento da parcela. Em algum ponto, muitas gotículas são ativadas e os dois efeitos são contrabalanceados: a supersaturação não aumenta e novas gotículas não são ativadas. Nesse ponto, uma nuvem é formada contendo um espectro inicial de gotículas.

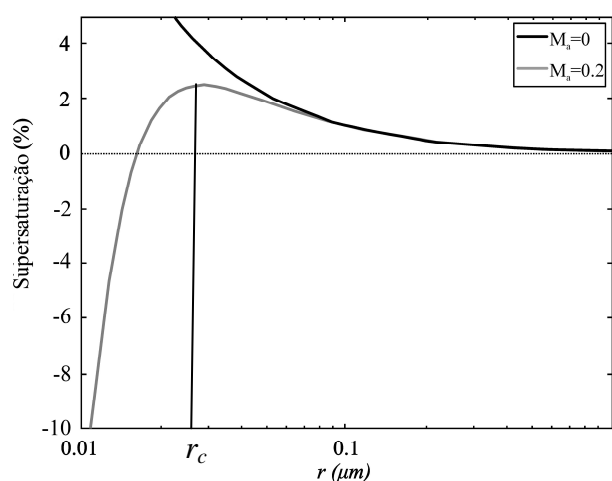


Figura 2.2 – Curvas de Köhler para um aerossol de cloreto de sódio (NaCl) com massa M_a igual a $0,2 \times 10^{-20}$ kg (curva cinza) e para água pura (curva preta) à temperatura de 20°C .

Uma nuvem é um conjunto de gotículas com concentração da ordem de 10^6 por litro e com raio de aproximadamente $10 \mu\text{m}$ (Figura 2.3). Esta estrutura é extremamente estável e as gotas mostram pequena tendência a mudar seus tamanhos, exceto pelo crescimento de toda a população. A precipitação é desenvolvida quando a população da nuvem torna-se instável e algumas gotas crescem à custa das outras. Existem dois mecanismos sob os quais a microestrutura de uma nuvem pode tornar-se instável. O primeiro envolve a colisão e

coalescência de gotas de água e pode ser importante em qualquer nuvem. O segundo mecanismo envolve as interações entre gotas de água e cristais de gelo e está restrito àquelas nuvens cujas que se desenvolvem em níveis mais frios que 0°C .

Com a diferenciação em tamanhos há também a diferenciação em velocidades terminais. Assim, uma pequena gota caindo através de uma nuvem formada por gotículas irá colidir rapidamente com as que estão em seu caminho até que tenha um raio menor que cerca de $20\ \mu\text{m}$. Entretanto, é esperado que nuvens que contenham um número pequeno de gotas maiores de cerca de $20\ \mu\text{m}$ de raio sejam estáveis com respeito ao crescimento por colisão/coalescência. Quanto maior é o raio da gota, mais eficiente é o processo de coleta. Assim, é necessário que algumas gotículas cresçam mais para que tenha início o processo de colisão e coalescência (ROGERS, 1979).

As partículas de interesse em física de nuvem apresentam uma ampla escala de tamanho, concentração e velocidade de queda. A Figura 2.3, adaptada de McDonald (1958), compara essas propriedades para algumas partículas envolvidas nos processos de condensação e precipitação. Observa-se que há uma grande diferença de tamanho entre um CCN típico e uma gota de nuvem, e entre uma gota de nuvem e uma gota de chuva.

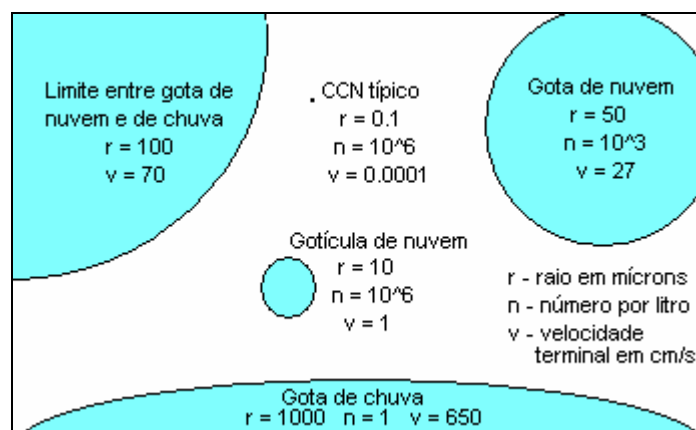


Figura 2.3 – Comparação entre tamanho, concentração e velocidade terminal de algumas partículas envolvidas em processos de formação de nuvens e precipitação. Adaptado de McDonald, 1958.

Uma vez que o topo da nuvem atinge temperaturas menores que 0°C , pode haver formação de cristais de gelo, que neste caso crescerá rapidamente por difusão devido à diferença entre as pressões de vapor da água e do gelo, levando à evaporação de gotículas quando o ambiente encontrar-se subsaturado em relação à água. A temperatura de nucleação homogênea do gelo é inversamente proporcional ao tamanho da gota, no caso de uma gotícula de $5\ \mu\text{m}$ o congelamento ocorre em temperaturas próximas a -40°C . Por outro lado, cristais de gelo formados por nucleação heterogênea surgem quando o topo da nuvem atinge temperaturas inferiores a -5°C . A ativação pelo núcleo de gelo (IN) pode ocorrer com diferentes processos. No processo de nucleação por deposição, a natureza química do IN permite que o vapor d'água se deposite diretamente sobre ele, formando o cristal de gelo. Alguns IN permitem a formação de gelo após estarem imersos numa gotícula d'água (processo de nucleação por condensação seguida por congelamento). Inicialmente há a formação da gotícula, e o IN atua como CCN, e logo depois como núcleo de congelamento. Outro processo, chamado de nucleação por contato, tem início quando um IN toca em uma gotícula super-resfriada e ocorre o congelamento. Já no processo de nucleação por imersão, o congelamento ocorre após o IN ser embebido por uma gota super-resfriada (PRUPPACHER & KLETT, 1985).

Quando um cristal de gelo está entre um grande número de gotas de água super-resfriadas a situação torna-se imediatamente instável. A pressão de vapor de equilíbrio sobre o gelo é menor que sobre a água a mesma temperatura, logo, o cristal de gelo cresce por difusão de vapor e as gotas evaporam para compensar. O vapor transferido depende da diferença entre a pressão de vapor sobre a água e sobre o gelo e é mais eficiente a aproximadamente -12°C . Uma vez que o cristal de gelo apresenta uma taxa de crescimento maior que as gotas de água, começa então a cair e tornam-se possíveis colisões. O tipo de cristal de gelo resultante depende de diversos fatores físicos e químicos, como por exemplo, a composição do IN, o

processo de ativação, e as condições de supersaturação e corrente ascendente. A face de um cristal de gelo é predominantemente hexagonal e pode apresentar formas semelhantes a colunas, placas ou dendritos. As partículas de gelo conhecidas como “graupel” são partículas que crescem pelo processo de acreção (*riming*), isto é, quando gotículas super-resfriadas são capturadas por uma partícula de gelo e congelam instantaneamente. Se o congelamento não for imediato, há formação de uma estrutura mais densa podendo evoluir para o hidrometeoro conhecido como granizo. Já os flocos de neve são partículas formadas pelo processo de agregação, ou seja, pela união de cristais de gelo e são encontrados com maiores dimensões próximo a 0° C (PRUPPACHER & KLETT, 1985).

Uma vez que a partícula ultrapassa o nível de 0° C indo para temperaturas mais quentes, pode derreter e emergir da base da nuvem como uma gota de chuva indistinguível de outra que tenha sido formada por colisão/coalescência. Em condições de tempo com baixas temperaturas ou quando grandes pedras de gelo estão envolvidas, a partícula pode chegar à superfície ainda congelada.

2.2.2 Precipitação estratiforme e convectiva

A extensão, a intensidade e o tempo de vida dos sistemas precipitantes estão sempre associados aos movimentos verticais do ar, e costuma-se classificar o tipo de precipitação de acordo com o mecanismo dominante responsável por tais movimentos. A precipitação do tipo convectiva está geralmente associada a sistemas com chuva intensa, localizada e embebida em ar instável. Já o tipo estratiforme caracteriza-se por chuva contínua associada com ascensão de larga escala produzida por levantamento frontal ou topográfico (ROGERS, 1979). Os dois tipos apresentam diferenças microfísicas que podem ser oriundas da magnitude dos movimentos verticais dentro das nuvens e da escala de tempo dos processos microfísicos formadores da precipitação. A precipitação estratiforme existe quando a velocidade vertical

do vento w (m/s) é muito menor do que a velocidade terminal das partículas de neve v_t , que é de aproximadamente 1-3 m/s (HOUGHTON, 1968). Nestas condições as partículas de gelo nas regiões mais altas da nuvem devem precipitar, pois não podem ser sustentadas ou carregadas para cima pelos movimentos verticais para que possam crescer. Nos processos convectivos os movimentos verticais são da ordem de 1-10 m/s ou mais, igualando ou excedendo as velocidades terminais típicas dos cristais de gelo.

Toda precipitação estratiforme está relacionada com processos de formação de gelo com baixos conteúdos de água líquida, sendo que o processo de coalescência é pouco eficiente. Cada nível das nuvens estratiformes tem um papel importante nos processos de precipitação: os níveis altos e mais frios ($T \sim -20^\circ \text{C}$) fornecem cristais de gelo que servem como embriões para o desenvolvimento de precipitação em níveis mais baixos; os níveis médios da nuvem ($T \sim -15^\circ \text{C}$) fornecem um ambiente propício para um rápido crescimento por difusão. A acreção e agregação ocorrem mais rapidamente nos níveis mais baixos da nuvem, em temperaturas entre -10°C e 0°C , sendo que a maior parte do crescimento da precipitação ocorre nestes níveis. Quando precipitam os hidrometeoros da região estratiforme passam pela camada de degelo (região em torno de 0°C), derretem e eventualmente há a quebra em gotas menores, logo nessa região também ocorre muita agregação. Essa camada de degelo é vista por um radar como uma região horizontal de altas refletividades, chamada de banda brilhante, e também é identificada por médias intensidades de precipitação.

Nas nuvens convectivas o tempo disponível para o aumento da precipitação é menor, mas como o conteúdo de água líquida é mais elevado do que nas nuvens estratiformes, o processo de coalescência é mais eficiente. Através da observação de que o tempo de vida típico de uma célula convectiva ($\sim 20 \text{ min}$) é também o tempo necessário para o crescimento da precipitação, Houghton (1968) concluiu que os processos de formação de precipitação devem começar mais rapidamente no desenvolvimento da nuvem e em baixos níveis. A

precipitação pode ser iniciada por processos de coalescência ou queda de cristais de gelo, dependendo primeiramente da temperatura e do conteúdo de água líquida de nuvem, e a maior parte do aumento da precipitação se dá por acreção. O principal processo de crescimento de cristais de gelo em sistemas convectivos é a agregação, pois os cristais individuais não possuem peso suficiente para descender e sobreviver até a superfície, ou seja, necessitam colidir e se agregar. Outros processos como a nucleação, o crescimento por deposição e a acreção também produzem grandes concentrações de gelo. O processo de agregação é importante nas regiões de correntes ascendentes e geralmente ocorre antes que os cristais descendam a níveis mais quentes (-10°C).

Na Figura 2.4, gentilmente cedida pela Ms. Rachel Ifanger Albrecht, são apresentados como exemplo os espectros de gotas obtidos por um disdrômetro durante a campanha WetAMC/LBA. Os valores de refletividade do radar e taxa de precipitação foram calculados utilizando-se os espectros de gotas medidos via disdrômetro. Foi feita uma média dos espectros em cada intervalo de refletividade do radar ou taxa de precipitação, e a separação em convectivo e estratiforme feita através do radar de apontamento vertical que estava ao lado do disdrômetro. As linhas pretas referem-se a dados obtidos durante períodos de ocorrência de ZCAS – *Zona de Convergência Inter-Tropical*, e as cinzas a períodos sem a ocorrência desse sistema. Observa-se que os espectros estratiformes são melhor representados por uma distribuição exponencial negativa, principalmente para os menores valores de Z. Os espectros convectivos com refletividade baixa também podem ser representados por uma função exponencial negativa, mas à medida que as gotas aumentam de tamanho e, respectivamente, o aumento de Z, o espectro passa a ser melhor representado por uma distribuição gama.

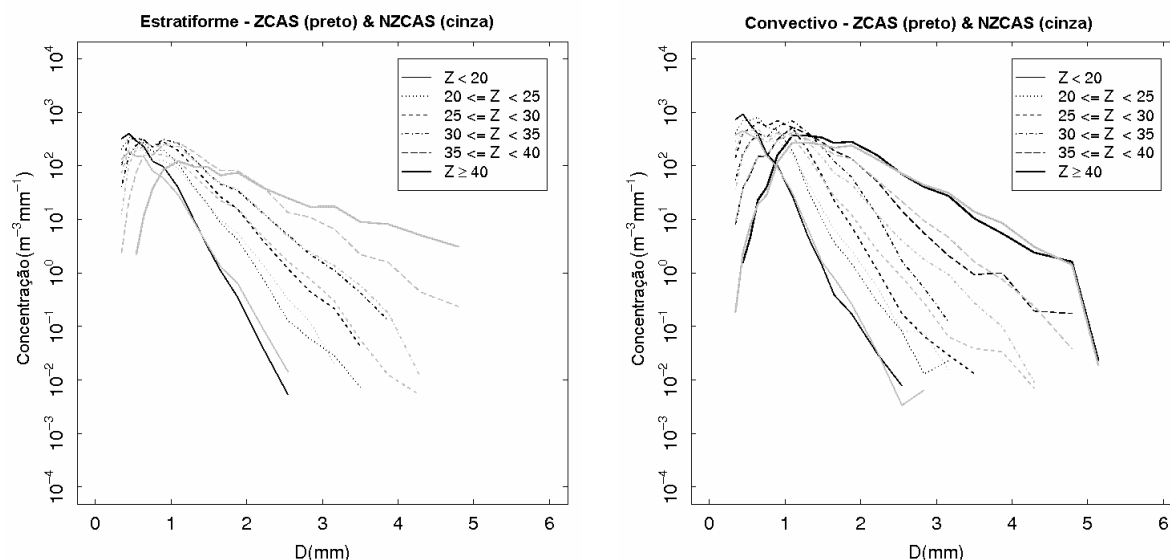


Figura 2.4 – Espectros de gotas medidos por disdrômetros durante a campanha WetAMC/LBA (cortesia de Ms. Rachel Ifanger Albrecht).

Na Figura 2.5, gentilmente cedida por Maria Eugênia Baruzzi Frediani, são apresentadas as distribuições de hidrometeoros observados pela campanha TRMM/LBA, realizada durante a estação chuvosa, de Janeiro à Fevereiro de 1999, na região Amazônica, em Rondônia. Este experimento contou com as medidas de um avião instrumentado da Universidade de Dakota do Norte conhecido como UND Citation II. Os hidrometeoros foram observados pelo Forward Scattering Spectrometer Probe (*FSSP-100*), que mede entre 5 e 40 μm com intervalos de 5 mm, e pelo Two-Dimensional Cloud Probe (*2DC*), que mede entre 150 e 1000 μm com intervalos de 50 μm . Nesta figura são apresentadas as concentrações médias de hidrometeoros por intervalo de temperatura obtidos em 26 de Janeiro de 1999 (regime de ventos de Leste), durante o trecho do vôo das 21:44 às 22:12 UTC. Segundo as notas desse vôo, o avião fez uma penetração na região estratiforme de uma linha de instabilidade. Podem ser observadas nestes resultados duas modas de crescimento dos hidrometeoros. A primeira, representada pelo crescimento das gotículas por difusão de vapor, apresenta as maiores concentrações em todos os intervalos de temperatura e diâmetros da ordem de 10 μm . Na segunda moda, onde há crescimento por agregação, os diâmetros dos hidrometeoros estão entre 100 μm a 10 mm, e inclui as classes de gelo. A concentração dos

hidrometeoros diminui e aumentam os diâmetros médios, mostrando que os mesmos estão coalescendo. O aumento da concentração em diâmetros maiores, observada para os hidrometeoros esféricos, agregados e agulhas/colunas, demonstra que em níveis mais baixos há a quebra desses hidrometeoros. Além disso, o fato dos hidrometeoros estarem precipitando explica os aumentos de concentração em níveis mais baixos.

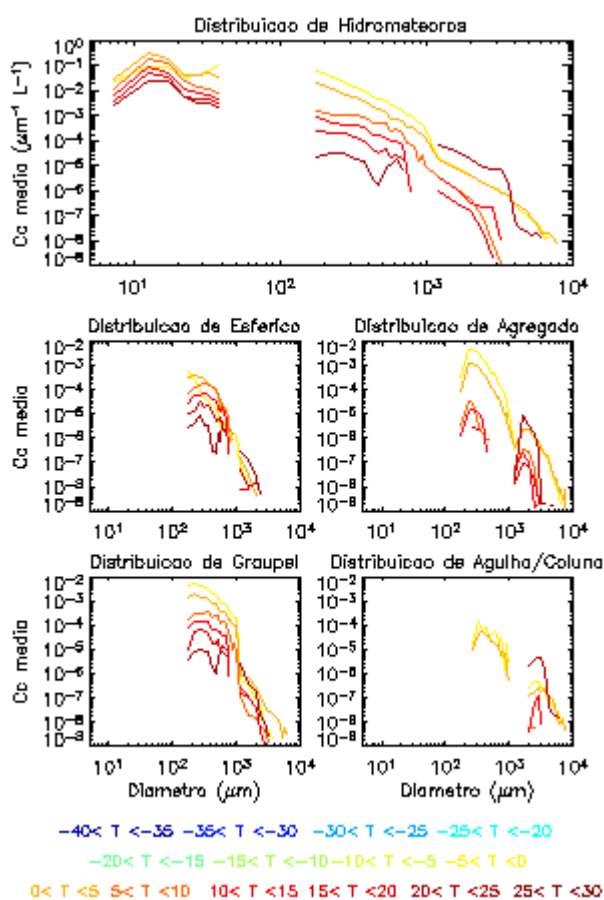


Figura 2.5 – Espectros de hidrometeoros durante a campanha TRMM/LBA – regime de ventos de leste (cortesia de Maria Eugênia Baruzzi Frediani).

2.2.3 Perfil vertical de hidrometeoros

A taxa de precipitação é definida como o fluxo de gotas através de uma superfície horizontal, expressada comumente em mm/h, e escrita como uma função da distribuição de tamanho de gotas:

$$R(\text{mm/h}) = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 (u(D) - w) dD \quad (2.1)$$

onde $u(D)$ (m/s) é a velocidade terminal das partículas de tamanho D (mm), w (m/s) é a velocidade vertical da corrente ascendente, e $N(D)$ representa a distribuição de tamanho de gotas em função do diâmetro (gotas/m³.mm). Como convenção D refere-se ao diâmetro derretido e R a taxa de precipitação, para que (2.1) possa ser aplicada tanto para neve quanto para chuva (ROGERS, 1979). Na Figura 2.6 são apresentados exemplos de perfis verticais de taxa de precipitação estratiforme e convectiva estimados via PR para o dia 26 de novembro de 2006. Observa-se nesta figura que a maioria dos perfis estratiformes apresentam valores inferiores a 5 mm/h, com máximos chegando a 5 mm/h em alturas entre 2 e 5 km. A maior parte dos perfis convectivos, por sua vez, alcança valores de taxa de precipitação elevados, com máximos cerca de 30 mm/h. Outra diferença marcante retrata a altura máxima de ocorrência de precipitação nos dois tipos de perfis. Nos perfis estratiformes, taxas de precipitação superiores a 0,5 mm/h são observadas até aproximadamente 8 km, enquanto nos perfis convectivos observa-se a ocorrência dessa precipitação em até aproximadamente 12 km.

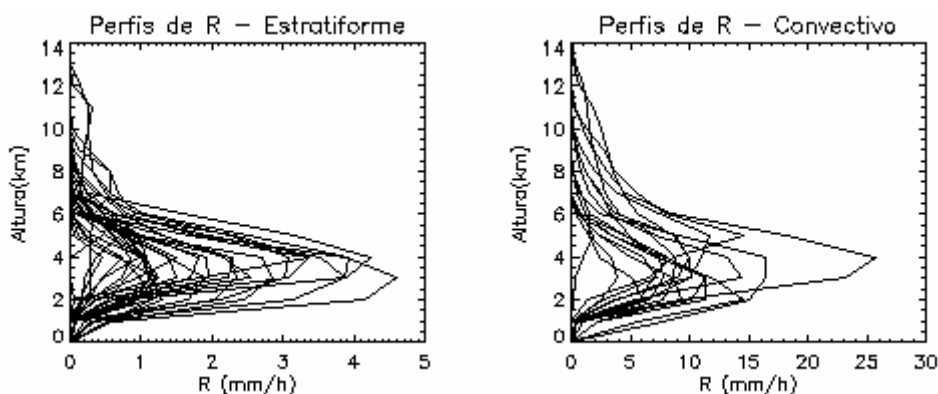


Figura 2.6 – Exemplos de perfis verticais de taxa de precipitação (mm/h) estratiformes (à esquerda) e convectivos (à direita).

Na presença de correntes ascendentes, a interpretação da taxa de precipitação torna-se ambígua. Para correntes ascendentes muito intensas, a diferença $(u(D) - w)$ torna-se negativa, sendo que a adoção de uma variável independente de movimento vertical denominada conteúdo de água líquida precipitável LWC (g/m^3) é mais apropriada:

$$LWC(\text{g} / \text{m}^3) = \frac{\pi}{6} \rho_l \int_0^{\infty} D^3 N(D) dD \quad (2.2)$$

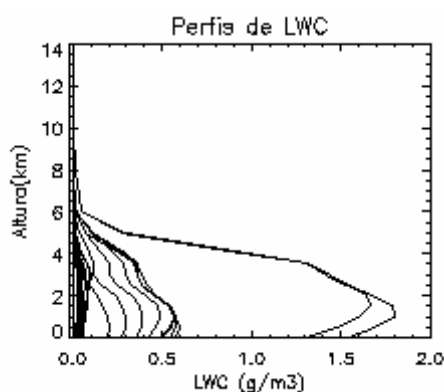
onde ρ_l é a densidade da água líquida (ROGERS, 1979).

Masunaga et al. (2002) investigaram a origem de inconsistências em dados de precipitação médios mensais observados pelos sensores TMI e PR. A análise foi feita utilizando-se perfis de hidrometeoros em termos de conteúdo de água líquida (LWC) e do conteúdo de água integrado na coluna obtidos através de dados médios mensais em um mês de verão (janeiro de 1999) sobre a América do Sul. Observaram-se conteúdos máximos de água líquida de $0,1 \text{ g}/\text{m}^3$ tanto nos perfis do PR quanto do TMI, embora as alturas nas quais ocorreram estes máximos tenham sido distintas (aproximadamente 1 km nos perfis do PR e 4 km nos perfis do TMI).

A Tabela 2.1 apresenta valores típicos de LWC encontrados em diferentes tipos de nuvens, com as respectivas referências, e na Figura 2.7 são mostrados exemplos de perfis de LWC obtidos pelo algoritmo de estimativa de perfis de hidrometeoros do TMI e disponibilizados como o produto 2A12, também para o dia 26 de novembro de 2006. Os valores de conteúdos de água líquida citados na literatura também são identificados nos perfis estimados pelo TMI. Observa-se ainda na Figura 2.7 que os valores máximos de LWC são observados em aproximadamente 3 km, sendo que acima de 6 km o conteúdo de água líquida diminui significativamente. Acima de 6 km, em temperaturas inferiores a -15°C , praticamente toda a água líquida transformada em cristais gelo.

Tabela 2.1 – Valores típicos de LWC para diferentes tipos de nuvens.

Tipo de nuvem	LWC (g/m^3)	Referência
Cumulonimbus	1,5 a 4,5	COTTON & ANTHES (1989)
Altostratus	0,05 a 0,5	MULLER et al. (1994)
Cirrus	0,05 a 0,25	MULLER et al. (1994)
Estratiformes	0,1 a 2,5	YUTER & HOUZE (1995)

Figura 2.7 – Exemplos de perfis verticais de LWC (g/m^3).

2.2.4 Distribuições de tamanho de hidrometeoros

Uma descrição precisa da distribuição do tamanho das gotas nos sistemas precipitantes é de extrema importância para relacionar as propriedades radiométricas com os hidrometeoros suspensos na atmosfera (VILTARD et al., 2000).

A distribuição de tamanho de gotas de Marshall e Palmer (1948) (a partir de agora chamado de MP), amplamente utilizada em avaliações de perfis de hidrometeoros e descrita por uma função exponencial negativa, é aplicável a precipitações do tipo estratiforme com baixa intensidade em zonas temperadas. Nas regiões tropicais geralmente não se observam precipitações com estas características e as DSD's podem ser ajustadas a funções do tipo gama, como a de Massambani e Morales (1990) (a partir de agora chamado de MM) ou log-normal, como as de Ajayi e Olsen (1985) (a partir de agora chamado de AO) e Feingold e Levin (1986) (a partir de agora chamado de FL). A Figura 2.8 exemplifica os espectros de

gotas, em número de gotas/ m^3 mm, para taxas de precipitação hipotéticas de 5, 50 e 100 mm/h seguindo os quatro modelos de distribuição de tamanho de gotas citados acima. Observa-se que a distribuição de MP representa um número maior de gotas menores do que as demais distribuições. Já para as gotas grandes, a DSD de MP apresenta um número maior em relação às distribuições de AO e MM e aproximadamente igual à distribuição de FL. Estas diferenças ficam mais evidentes à medida que a taxa de precipitação aumenta e o número de gotas grandes se torna maior.

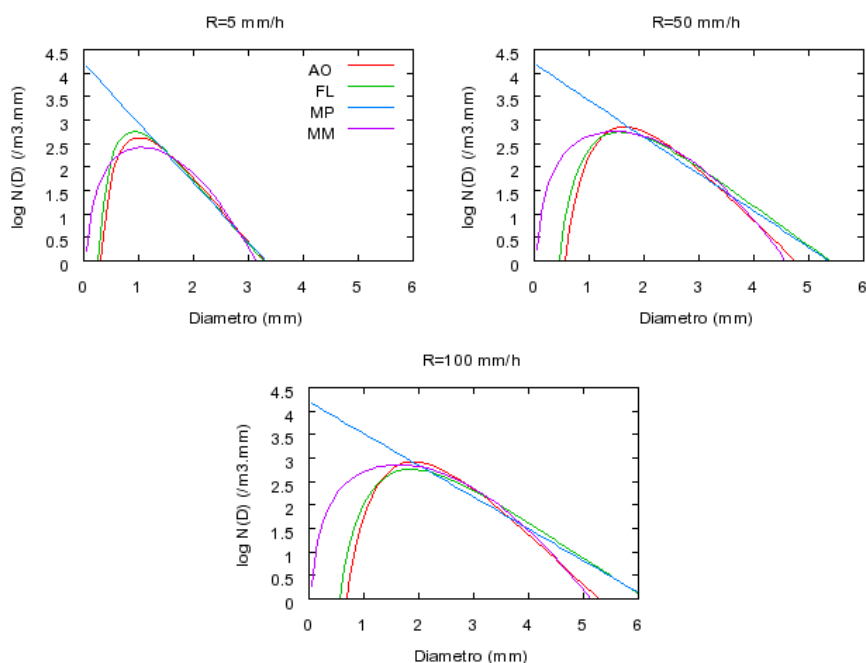


Figura 2.8 – Espectro de gotas para taxa de precipitação de 5, 50 e 100 mm/h. O eixo das ordenadas está em escala logarítmica decimal.

2.2.4.1 Distribuição Exponencial negativa

A distribuição exponencial negativa, ou de Marshall-Palmer, apresenta diretamente o número de gotas por metro cúbico ou o número de gotas por metro cúbico por milímetro através de:

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad [\text{gotas/m}^3 \cdot \text{mm}] \quad (2.3)$$

onde D é o diâmetro das gotas em milímetros, N_0 é o parâmetro de interceptação (no caso, uma constante igual a 8×10^3 gotas/m³.mm) e Λ o coeficiente angular da distribuição que é expresso em função da taxa de precipitação R (MARSHALL & PALMER, 1948):

$$\Lambda = 4.1R^{-0.21} \quad [\text{gotas/mm}] \quad (2.4)$$

Este tipo de DSD superestima o número de gotas pequenas, pois cresce exponencialmente quando o diâmetro das gotas tende a zero (MORALES, 1991). Além disso, pesquisas indicam que a DSD exponencial falha ao ajustar o espectro instantâneo das gotas (períodos com 1 minuto ou menos), sendo que as distribuições de tamanho de gotas tendem a este tipo de função somente em períodos suficientemente longos (JOSS & GORI, 1978).

2.2.4.2 Distribuições Log-Normal

Proposta inicialmente por Harden et al. (1977) acreditando-se que os processos de formação das gotas de chuva favorecem a utilização de uma função log-normal para a distribuição de tamanho das mesmas. Fang e Cheng (1982) apresentaram a forma:

$$N(D) = \frac{N_T}{D\sqrt{2\pi}} \ln \sigma \exp \left\{ -\frac{1}{2} \frac{\ln \left(\frac{D}{D_m} \right)^2}{\ln \sigma} \right\} \quad (2.5)$$

onde N_T é o número total de gotas por metro cúbico, D é o diâmetro médio das gotas em milímetros, D_m é o diâmetro geométrico médio das gotas em milímetro e σ é a variância do diâmetro médio.

Ajayi e Olsen (1985) ajustaram as distribuições de tamanho de gotas observadas na Nigéria à funções log-normal, a partir de dados de disdrômetros, com constantes apresentadas na Tabela 2.2:

$$N(D) = \frac{N_T}{\sigma D \sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{\ln D - \mu}{\sigma} \right)^2 \right\} \quad (2.6)$$

onde:

$$N_T = \alpha_1 R^{\beta_1} \quad (2.7) \quad \sigma = \sqrt{\alpha_2 + \beta_2 \ln R} \quad (2.8) \quad \mu = \alpha_3 + \beta_3 \ln R \quad (2.9)$$

Tabela 2.2 – Constantes da DSD de Ajayi e Olsen (1985).

Autor	α_1	β_1	α_2	β_2	α_3	β_3
Ajayi e Olsen (1985)	108	0,363	0,137	-0,013	-0,195	0,199

Por outro lado, Feingold e Levin (1986) utilizaram um período de dois anos de DSD's amostradas em Hadera, Israel, a partir de disdrômetros com resolução temporal de 1 minuto. Nesta análise, as distribuições foram ajustadas a uma função log-normal:

$$N(D) = \frac{N_T}{D \ln \sigma \sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{\ln \frac{D}{D_g}}{\ln \sigma} \right)^2 \right\} \quad (2.10)$$

onde:

$$N_T = a_1 R^{b_1} \quad (2.11) \quad \sigma = a_2 + b_2 R \quad (2.12) \quad D_g = a_3 R^{b_3} \quad (2.13)$$

sendo D_g o diâmetro geométrico da gota, N_T o número total de gotas por metro cúbico e σ o desvio padrão geométrico. Na Tabela 2.3 são apresentados os coeficientes utilizados nas equações acima descritas.

Vale ressaltar ainda que a precipitação registrada nesta região ocorre predominantemente de novembro a março, associada com sistemas frontais e sistemas convectivos pós-frontais.

Tabela 2.3 – Constantes da DSD de Feingold e Levin (1986).

Autor	a_1	b_1	a_2	b_2	a_3	b_3
Feingold e Levin (1986)	172	0,22	1,43	$- 3 \times 10^{-4}$	0,75	0,21

2.2.4.3 Distribuição Gama

A função gama completa foi proposta inicialmente por Dermenjian (1969) e é expressa na forma:

$$N(D) = N_0 D^n \exp(-\Lambda D^m) \quad (2.14)$$

onde Λ pode ser expresso em função da taxa de precipitação R (mm/h), sob a forma:

$$\Lambda = a_2 R^{b_2} \quad (2.15)$$

sendo N_0 uma constante a ser determinada.

Ulbrich (1983) e Atlas et al. (1984) mostraram que Λ está relacionado com n . Para $n = 0$ e $m = 1$, tem-se uma distribuição exponencial negativa e para valores de n diferente de 0 e m igual a 1 tem-se uma função gama. Para n diferente de 0 e m diferente de 0 e 1, tem-se uma função gama modificada, chamada de gama completa.

Massambani e Morales (1990) calcularam os parâmetros N_0 e Λ a partir de relações apresentadas por Waldvogel (1974) para distribuições exponenciais e generalizaram para as funções gama como:

$$N(D) = 290,86 R^{0,0524} D^2 \exp(-1,4 R^{-0,287} D^2) \quad (2.16)$$

2.3 Fator de refletividade do radar

Gotas de chuva, flocos de neve, cristais de gelo e gotas de nuvem são exemplos de alvos do radar meteorológico chamados de alvos distribuídos. Estes alvos são caracterizados pela presença de muitos elementos espalhadores que são simultaneamente iluminados (ROGERS, 1979). Para alvos espalhadores esféricos e pequenos em relação ao comprimento de onda (onde se aplica o espalhamento Rayleigh), a potência média recebida é determinada por parâmetros e pelo alcance do radar, e somente por dois fatores dependentes das partículas espalhadoras: o valor do índice de refração $|K|^2$ e a quantidade ΣD^6 . Por causa da significância do último fator, o fator de refletividade do radar Z é definido:

$$Z = \Sigma_v D^6 = \int_0^{\infty} D^6 N(D) dD \quad (2.17)$$

onde Σ_v é a soma sobre a unidade de volume e $N(D)dD$ é o número de espalhadores por unidade de volume com diâmetros no intervalo dD . Para gotas de chuva, $N(D)$ é a distribuição de tamanho de gotas, e para flocos de neve, a distribuição de diâmetros que foram derretidos (BATTAN, 1973). O fator de refletividade do radar em 2.17 encontra-se em mm^6/m^3 , mas é usualmente utilizada em decibéis de Z :

$$dBZ = 10 \log_{10} Z (\text{mm}^6 / \text{m}^3) \quad (2.18)$$

2.4 Interação das microondas com os constituintes atmosféricos

As interações entre os constituintes atmosféricos e as microondas ocorrem de diferentes maneiras. Na ausência de componentes espalhadores de radiação (partículas de gelo, gotas de chuva e gotículas de nuvem, por exemplo) observam-se apenas os efeitos da absorção e emissão de radiação. Essas interações são mais fortes em algumas bandas do espectro e na presença de certos constituintes, sendo as moléculas de O_2 e H_2O os principais.

A Figura 2.9 ilustra a transmitância atmosférica vertical em função da frequência para uma atmosfera padrão. Observa-se a influência em certas bandas, como 22.235, 60, 118.75 e 183 GHz. Além disso, percebe-se a queda na transmitância ao longo do espectro devido ao contínuo do vapor d'água (LIOU, 2002).

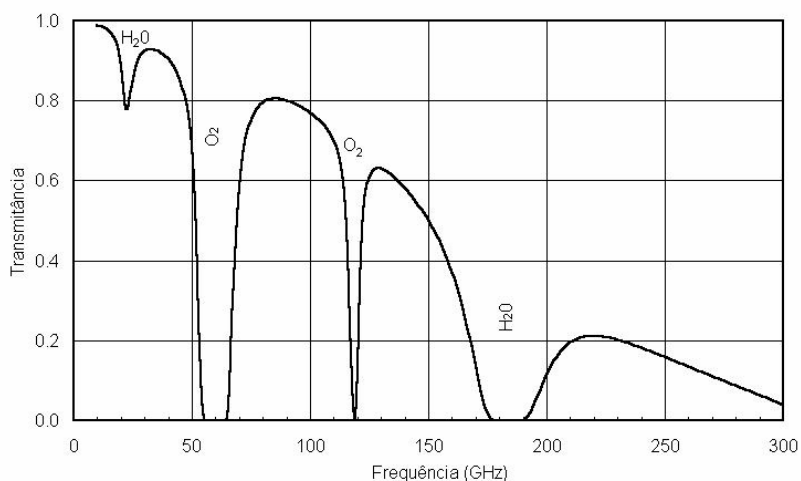


Figura 2.9 – Transmitância atmosférica em função da frequência, na ausência de espalhamento. Adaptada de Liou, 2002.

A presença de constituintes espalhadores de radiação torna o problema muito mais complexo, uma vez que ondas de diferentes comprimentos vão interagir de diferentes maneiras com as partículas. No caso das microondas os principais espalhadores são os hidrometeoros, com tamanhos variando da ordem de micrômetros (gotículas de nuvem) até centímetros (gotas de chuva e granizo).

Nos comprimentos de onda de microondas (~ mm até cm), as gotas de nuvem têm uma interação muito pequena com a radiação, sendo que nesta faixa do espectro eletromagnético, as ondas “penetram” as nuvens. As gotas com tamanho precipitável (mm) interagem fortemente com a radiação em microondas, o que possibilita sua detecção por radiômetros nestas frequências. A desvantagem da utilização desta frequência é que os radiômetros têm baixa resolução espacial (3,5 km até 25 km) e temporal (órbitas polares e equatoriais). Na baixa frequência de microondas (menor que 50 GHz), encontra-se a janela atmosférica e estas

freqüências são essencialmente sensíveis a emissão do vapor d'água, nuvens, precipitação e propriedades da superfície. Dessa maneira, estas freqüências baixas são muito úteis para a discriminação do tipo de superfície, conteúdo de água líquida em nuvens e precipitação moderada e intensa composta de água líquida. As freqüências altas de microondas são úteis para detectar os efeitos de espalhamento que envolve hidrometeoros sólidos. O espalhamento ocorre quando a radiação incidente sobre as partículas é removida do seu caminho original. Como resultado, há menos energia e as temperaturas de brilho tornam-se mais frias (SPENCER et al., 1989).

Um exemplo destes efeitos é encontrado em Spencer et al. (1989), que utilizaram a teoria Mie para verificar as diferentes propriedades da precipitação em função de diferentes freqüências e concluíram que:

- a absorção de radiação por partículas de gelo é desprezível, apenas o espalhamento desempenha um papel importante;
- as gotículas de nuvem e gotas de chuva espalham e absorvem radiação, e o espalhamento se torna mais importante com o aumento do tamanho das gotas;
- a absorção pela água e vapor d'água e espalhamento pelo gelo e pelas gotas aumentam com o aumento da freqüência.

A partir das observações citadas acima, o espectro das microondas pode ser dividido, basicamente, em três partes:

- abaixo de 22 GHz, a absorção é o mecanismo primário que afeta a transferência de radiação em microondas; o espalhamento ocorre mas é de segunda ordem;
- entre 22 e 60 GHz, ambos o espalhamento e a absorção são importantes;
- acima de 60 GHz o espalhamento domina a absorção.

Biscaro (2006) testou a sensibilidade dos canais do TMI à presença de diferentes perfis verticais de hidrometeoros a partir da utilização de um modelo de transferência

radiativa baseado na aproximação de Eddington (1916) para resolução da equação de transferência radiativa, que foi desenvolvido por Kummerow (1993). Os resultados mostraram que o canal de 37.0 GHz é influenciado tanto pela emissividade superficial quanto pelos perfis de hidrometeoros. Este comportamento ambíguo diminui com o aumento da quantidade de hidrometeoros (e o conseqüente aumento do tamanho das partículas), que provoca a sobreposição do efeito do espalhamento ao da emissividade do solo. O canal de 85.5 GHz por sua vez mostra-se totalmente independente dos efeitos de superfície. Com seu pequeno comprimento de onda (3,5 mm), o efeito do espalhamento é notado mesmo com baixas quantidades de hidrometeoros e com hidrometeoros pequenos.

O papel dessas interações no sensoriamento remoto em microondas pode ser então sumarizado da seguinte forma: o espalhamento tende a diminuir a temperatura de brilho detectada através do radiômetro, enquanto que a emissão produz um aumento. Enfatiza-se ainda que o efeito do espalhamento (absorção) não desempenha um papel significativo nos canais de baixa (alta) frequência. Assim, a investigação dos sistemas precipitantes, requer uma análise multiespectral dos dados coletados via TMI.

2.4.1 Influência superficial

O tipo de superfície desempenha um papel fundamental no sensoriamento remoto em microondas, já que a maior parte da energia detectada pelo radiômetro a bordo de um satélite é emitida pela Terra. A emissividade da superfície não é uniforme em toda a Terra, e varia de acordo com o tipo de cobertura (solo seco, oceano, vegetação, etc.), o que torna o problema ainda mais complexo.

Segundo Wang e Schmugge (1980), as superfícies oceânicas apresentam baixa emissividade na faixa espectral das microondas, variando de aproximadamente 0,4 para a frequência de 10 GHz até aproximadamente 0,6 em 100 GHz. Além disso, características

como salinidade, presença de espuma e ondas modificam a rugosidade e afetam diretamente a emissividade do oceano.

As superfícies líquidas da Terra são vistas como regiões frias pelos radiômetros em microondas. Logo, a emissão proveniente das gotas de chuva e água de nuvem aumentará a temperatura de brilho detectada pelo radiômetro, e regiões de chuva serão vistas como regiões quentes, especialmente nos canais de baixa frequência (abaixo de 50 GHz). Nos canais de alta frequência, com a emissividade relativamente mais alta e sendo mais sensíveis ao espalhamento, as regiões de chuva apresentam temperatura mais baixa do que a superfície. Sobre os oceanos todos os canais podem ser usados na recuperação de precipitação de hidrometeoros, já que tanto o efeito de absorção/emissão como o espalhamento pode ser detectado.

As superfícies continentais, por sua vez, têm alta emissividade (~ 0,9 em todas as frequências) e apresentam temperaturas de brilho altas. Esse fato impossibilita o uso dos canais de baixa frequência, insensíveis ao espalhamento, pois o efeito da emissão não é perceptível devido à alta temperatura da superfície.

2.5 Polarização

Outras informações radiométricas de sistemas precipitantes, bem como o tipo de superfície, podem ser obtidas através da análise da polarização. A polarização é uma propriedade das ondas eletromagnéticas que confina a onda a um único plano de vibração (AZZAM & BASHARA, 1997). Muitos sensores, como o TMI, são construídos de modo que suas frequências tenham duas polarizações (horizontal e vertical). Devido à ação da força de gravidade e dos ventos, a gota em queda assume a forma de um esferóide oblato, inclinado em relação à direção de queda, diferindo da sua forma esférica original de formação. A orientação do eixo maior da seção reta da gota é mais próxima da horizontal, razão pela qual uma onda

com campo elétrico com polarização linear horizontal sofre maior atenuação do que uma onda com polarização linear vertical e, como consequência, as temperaturas de brilho observadas pelos sensores em microondas sofrerão alterações. As temperaturas de brilho medidas nos canais com polarização vertical serão, portanto, mais quentes, enquanto que as medidas nos canais com polarização horizontal serão mais frias. Para uma onda circularmente polarizada, a atenuação não depende da inclinação da gota, já que neste caso a onda é uma composição de duas ondas linearmente polarizadas.

A radiação emergente de superfícies úmidas ou líquidas é polarizada, sendo que a emissão na polarização vertical é maior do que a horizontal. O oceano, ou outras superfícies líquidas, apresenta temperaturas de brilho no canal horizontal aproximadamente 20% mais baixas do que no canal vertical. O solo seco, por sua vez, apresenta emissão não polarizada, devido a não homogeneidade das partículas que o formam. A técnica da PCT – *Polarization Corrected Temperature*, formulada por Spencer et al. (1989) utilizando dados do SSM/I para identificar regiões com precipitação sobre diferentes tipos de superfície, visa corrigir a diferença de emissividades existente em diferentes polarizações:

$$PCT = aTB_v - bTB_h \quad (2.19)$$

onde a e b são coeficientes ajustados e o subscrito denota a polarização do canal. Neste estudo, os coeficientes a e b possuem o valor de 1,818 e 0,818 para o canal de 85.5 GHz, e 2,2 e 1,2 para o canal de 37.0 GHz (KUMMEROW, 1993), respectivamente. Logo, se a TB for não polarizada, então $TB_v = TB_h$ e $PCT = TB_v = TB_h$, característica que pode ser encontrada através de observações sobre o oceano e continente em condições de céu claro. Spencer ressalta que mais importante do que encontrar novos valores para os coeficientes é utilizar sempre o mesmo valor durante o processo de análise de dados, para obter um valor máximo da PCT para o qual há precipitação.

3. DADOS

Neste trabalho são apresentados os resultados da análise de um conjunto de dados radiométricos de sistemas precipitantes que ocorreram numa área que engloba o Estado de São Paulo, provenientes do imageador em microondas TMI e o radar de precipitação PR, ambos sensores do satélite TRMM, obtidos entre 26 de agosto de 2001 e 09 de abril de 2006.

3.1 Sensor TMI

O TMI é um radiômetro passivo em microondas com nove canais baseado no sensor SSM/I - *Special Sensor Microwave / Imager* (HOLLINGER et al., 1990), a bordo dos satélites da U. S. Defense Meteorological Satellite Program (*DMSP*) desde 1987. 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, descrevendo 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. As características mais relevantes de todos os canais do TMI são apresentadas na Tabela 3.1, e a geometria de varredura está esquematizada na Figura 3.1.

O IFOV - *Instantaneous Field Of Vision* - é o ângulo formado pela projeção geométrica de um único elemento detector sobre a superfície da Terra. Devido ao formato da antena, a forma da varredura resultante na superfície terrestre assemelha-se a uma elipse. A elipse com diâmetro menor localiza-se na direção *cross-track*, chamada de IFOV-CT,

enquanto a de maior diâmetro na direção *down-track*, chamada de IFOV-DT. Como o TMI está rotacionando enquanto seu receptor faz a integração, o conceito de EFOV - *Effective Field Of Vision* - deve ser introduzido. O EFOV representa a área efetivamente varrida pelo feixe da antena durante o tempo de integração, como mostrado na Figura 3.1. Para o canal de 85.5 GHz, o feixe se move um IFOV-CT em distância a partir da posição inicial ao longo da direção de varredura. O EFOV é a elipse centrada entre dois IFOV's, e seu centro é a posição do feixe da antena no ponto médio do período de integração. No canal de 85.5 GHz, com maior resolução, são obtidos 208 EFOV's por varredura, e nos demais canais, 104 EFOV's.

Tabela 3.1 – Principais características dos canais do TMI.

Canal	1, 2	3, 4	5	6, 7	8, 9
Frequência central (GHz)	10.65	19.35	21.3	37.0	85.5
Polarização	V, H	V, H	V	V, H	V, H
Resolução - eixo maior x eixo menor (km x km)	63x37	30x18	23x18	16x9	7x5

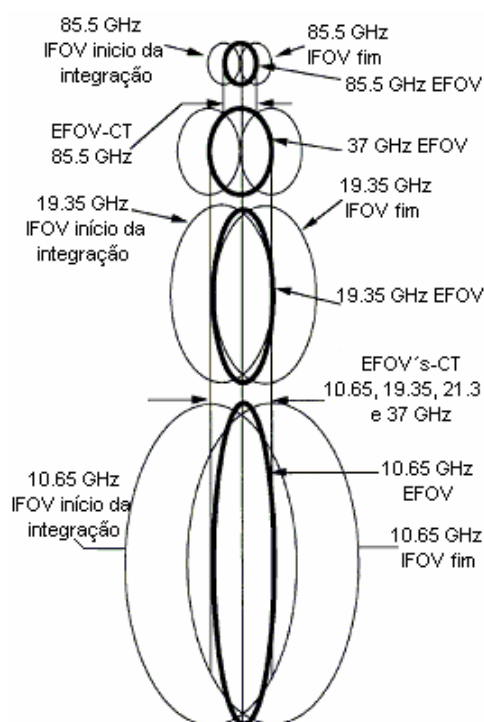


Figura 3.1 – Características de observação dos canais do TMI. Adaptado de Kummerow et al., 1998.

As medidas do TMI são utilizadas no algoritmo de estimativa de precipitação denominado GPROF – *Goddard Profiling Algorithm* (KUMMEROW et al., 1996). O GPROF é um algoritmo físico composto por uma base de dados perfis verticais de hidrometeoros e um código de transferência radiativa em microondas. O banco de dados do GPROF foi construído a partir de simulações de sistemas precipitantes tais como furacão, linha de instabilidade, complexo convectivo de mesoescala e cumulonimbus feitas via modelo de nuvens GCE – *Goddard Cumulus Ensemble* (TAO & SIMPSON, 1993). As temperaturas de brilho do TMI são comparadas pelo GPROF com as temperaturas de brilho simuladas pelo código de transferência radiativa e associadas aos perfis de hidrometeoros armazenados para encontrar um perfil ótimo. O modelo de transferência radiativa em microondas utilizado pelo GPROF se baseia no método de Eddington (KUMMEROW, 1993).

3.2 Sensor PR

O PR foi o primeiro radar de precipitação à bordo de um satélite. Seus objetivos principais podem ser sumarizados em:

1. prover a estrutura tri-dimensional da precipitação, particularmente a distribuição vertical;
2. obter medidas quantitativas de precipitação tanto sobre o continente quanto sobre o oceano; e
3. melhorar a precisão da estimativa de precipitação feita pelo TRMM através do uso combinado de dados dos sensores ativo e passivo.

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. A taxa de precipitação é estimada a partir da refletividade (Z) obtida pelo PR, e processada por um algoritmo híbrido que utiliza a relação Z-R ajustada ao tipo de chuva, fator de correção na superfície de referência e parâmetros de

não uniformidade (IGUCHI et al., 2000). Na Tabela 3.2 são apresentados os principais parâmetros de funcionamento do PR.

Tabela 3.2 – Principais parâmetros do PR.

Item	Especificação
Frequência	13,796 – 13,802 GHz (Banda Ku)
Sinal mínimo detectável	~ 0,7 mm/h ou 14 dBZ
Largura de varredura	247 km
Resolução horizontal	5 km (nadir)
Resolução vertical	0,25 km (nadir)

A classificação do tipo de precipitação utilizada pelo algoritmo do PR se baseia em informações de perfis verticais e também informações horizontais. Steiner et al. (1995) desenvolveu uma técnica baseada em três fases aplicável a campos de refletividade horizontais. Primeiramente, qualquer ponto que tenha refletividade acima de 40 dBZ é classificado como um centro convectivo (esta atribuição se deve ao fato de que precipitação com esta intensidade de refletividade raramente é estratiforme). Em segundo lugar, para os pontos que não foram classificados como convectivos no critério anterior, é definido um eco de fundo a partir de uma média linear dos pontos com refletividade diferente de zero num 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. 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 respectiva altura são detectadas da seguinte forma: acima da banda brilhante a refletividade decresce significativamente e a sua altura está próxima da altura simulada por modelos de física de nuvens, baseados na temperatura climatológica de superfície e em dados de *lapse-rate* nos arredores do pixel do PR. Se existe banda brilhante e a refletividade observada abaixo da banda brilhante não apresenta altos valores, a precipitação é classificada como estratiforme. A precipitação convectiva é definida quando não existe banda brilhante e

os valores máximos de refletividade aumentam a partir de certo limite, ou se existe banda brilhante, mas os valores de refletividade abaixo da mesma apresentam-se altos.

3.3 Dados utilizados

Neste estudo utilizaram-se as medidas de temperaturas de brilho dos canais 37.0 e 85.5 GHz (polarizações vertical e horizontal) do TMI, os perfis verticais de refletividade, classificação de chuva e taxa de precipitação em superfície do PR. As temperaturas de brilho calibradas (K) para todos os canais do TMI encontram-se no produto 1B11 do GPROF, enquanto que os perfis do fator de refletividade do radar (dBZ) e taxa de precipitação (mm/h), os parâmetros de atenuação e a classificação de chuva do PR encontram-se no produto 2A25. Esses dados foram obtidos a partir de 387 órbitas do satélite TRMM de forma a elaborar um conjunto que identifique perfis verticais de refletividade associados às medidas radiométricas. As órbitas selecionadas tiveram suas varreduras sobre a área de estudo (Figura 3.2) durante o período de 26 de agosto de 2001 a 09 de abril de 2006. Os dados do satélite TRMM utilizados estão disponibilizados pelo DISC-GSFC / NASA (*Data and Information Services Center – Goddard Space Flight Center / National Aeronautics and Space Administration*)¹.

Como os sensores TMI e PR realizam varreduras com geometrias diferentes (TMI possui varredura cônica e o PR, varredura *cross-track*), além de terem resoluções distintas (Tabelas 3.1 e 3.2), os dados foram interpolados linearmente numa grade regular com espaçamento de 0,1° de latitude e 0,1° de longitude e vertical de 1 km para cada órbita do TRMM (as temperaturas de brilho dos canais de 37.0 e 85.5 GHz do sensor TMI e os perfis verticais de refletividade e taxa de precipitação em superfície do PR). Essa interpolação foi feita verificando-se os valores de latitude e longitude do centro de cada pixel e calculando o

¹ http://trmm.gsfc.nasa.gov/data_dir/data.html

valor do pixel dentro de uma área de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$, e caso mais de um pixel se localizasse dentro da mesma área foi feita a média entre os valores (Equação 3.1). As regiões próximas ou sobre o oceano foram eliminadas através de uma máscara, uma vez que o objetivo é estudar sistemas precipitantes continentais.

$$v_m = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} v_i}{\sum_{i=1}^{i=n} N_i} \quad (3.1)$$

onde v_i é a variável a ser interpolada, v_m seu valor médio e N_i é o número de ocorrências de v na área.

As classificações de precipitação convectiva, estratiforme e outros do PR e os pixels sem chuva também foram utilizadas, e dentro de cada célula da grade de interpolação foi calculada a frequência de classe. Foram selecionados neste estudo somente perfis verticais de refletividade considerados “puros”, ou seja, as células de grade que continham uma única classe de chuva (estratiforme ou convectiva).

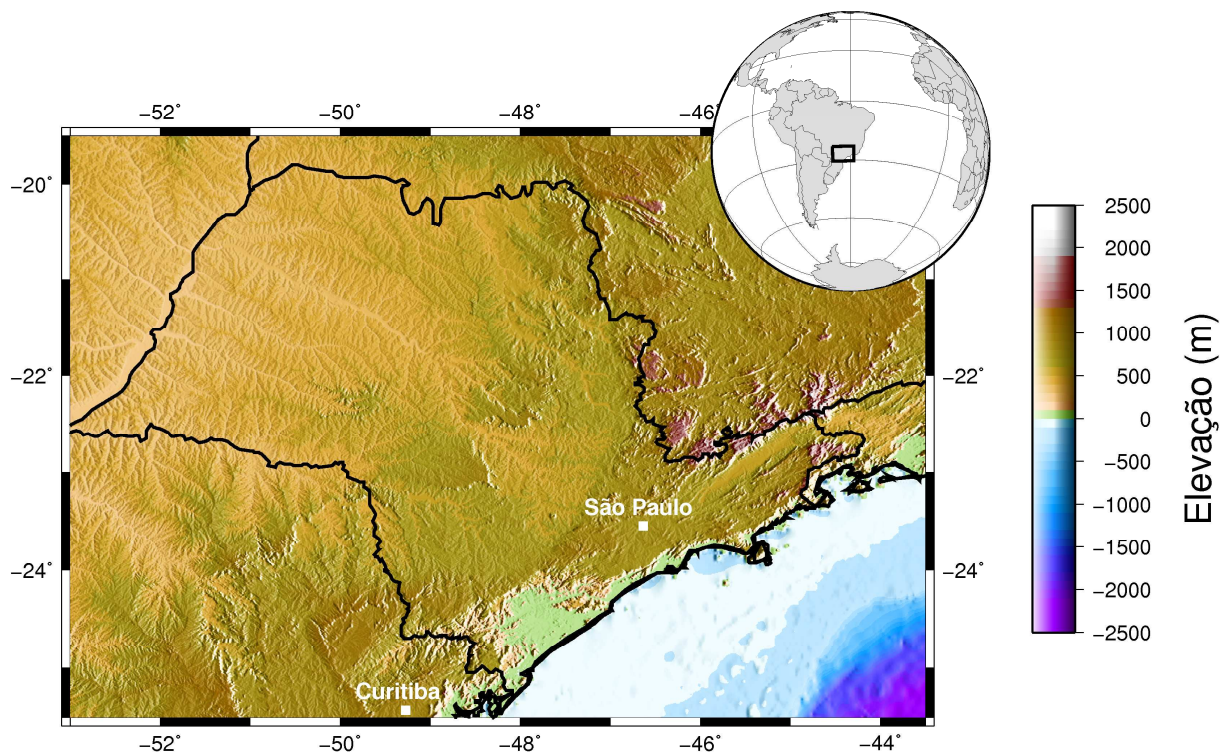


Figura 3.2 – Área que compreende a região de estudo.

4. DEPENDÊNCIA DA DSD NO CÁLCULO DAS TEMPERATURAS DE BRILHO

A fim de avaliar a sensibilidade das temperaturas de brilho em microondas a diferentes tipos de distribuições de tamanho de hidrometeoros, foram feitas simulações com um modelo de transferência radiativa para os cinco canais do TMI utilizando-se perfis de nuvem hipotéticos. As DSD's são comumente parametrizadas em função da taxa de precipitação ou conteúdo de água líquida, dessa maneira diferentes distribuições podem ser especificadas para o cálculo das temperaturas de brilho. A forma original do MTR de Kummerow (1993) adota uma distribuição exponencial de Marshall-Palmer (1948). Portanto, para a verificação do impacto das DSD's utilizaram-se distribuições ajustadas nos Trópicos, ou seja, log-normal de Ajayi e Olsen (1985) e Feingold e Levin (1986) (Equações 2.6 e 2.10) e uma gama proposta por Massambani e Morales (1990) (Equação 2.16). Os resultados destas simulações serviram como referência para as análises do conjunto de dados montado a partir dos sensores TMI e PR. Uma discussão sobre a transferência de radiação em microondas, bem como a teoria à cerca dos modelos de transferência radiativa nessa faixa do espectro, encontram-se nos Anexos A1 e A2, respectivamente.

Na Tabela 4.1 são apresentados os parâmetros utilizados nas simulações, ou seja, a identificação da superfície (continental e oceânica), a densidade dos hidrometeoros e a geometria de varredura do satélite. As simulações foram feitas para uma nuvem quente (sem presença de gelo) e para uma nuvem fria (com presença de gelo), divididas em três camadas verticais para superfície continental e oceânica. Os modelos verticais de hidrometeoros (os perfis de água de nuvem (CW) e taxa de precipitação (R)) para os dois tipos de nuvem são apresentados na Tabela 4.2, sendo que a distribuição vertical de taxas de precipitação destes

perfis é compatível com a teoria de microfísica e dinâmica de nuvens exposta em Houze (1993).

Tabela 4.1 – Parâmetros utilizados como entrada no MTR.

Parâmetro	Valor utilizado
Temperatura da superfície	298 K
Emissividade superficial (ϵ)	0,4 (oceano), 0,7 e 0,9 (continente)
Umidade relativa	90% e 100% dentro da nuvem
Densidade da água	1,0 g/cm ³
Densidade do gelo	0,91 g/cm ³
Co-seno do ângulo de visada do sensor	0,6045 ($\theta = 53,8^\circ$)
Polarização	Vertical

Tabela 4.2 – Perfis verticais de água de nuvem e taxa de precipitação de água líquida e gelo utilizados nas simulações.

Topo da camada (km)	CW (g/kg)	R líq. (mm/h)	R ice (mm/h)
8 (3)	CW(1)*0,25	0	R líq.(1)*1,8
6 (2)	CW(1)*0,5	R líq.(1)*0,25	R líq.(1)*0,3
2 (1)	0 – 5,6	0 - 125	0

De forma a quantificar a diferença relativa entre as temperaturas de brilho simuladas com cada uma das DSD's em relação às simulações realizadas com a distribuição de MP utilizou-se a seguinte expressão:

$$DR_{(i,j)} = \frac{TB_{DSD(i,j)} - TB_{MP(i,j)}}{TB_{MP(i,j)}} * 100 \quad (4.1)$$

onde $DR_{(i,j)}$ é a diferença relativa entre as TB's, TB_{DSD} é a TB para a DSD em questão (AO, FL ou MM) e TB_{MP} é a TB obtida com a distribuição de MP, para as (i,j) combinações entre as taxas de precipitação e as quantidades de água líquida de nuvem. A DSD de MP foi escolhida como referência, pois é a distribuição mais adotada nos modelos de estimativa de precipitação e modelos numéricos de previsão do tempo.

Nas seções 4.1 e 4.2 serão apresentados os resultados da dependência da DSD no cálculo das temperaturas de brilho, em função da taxa de precipitação e do conteúdo de água líquida, respectivamente. Para o efeito da taxa de precipitação, a mesma foi variada entre 0 e

125 mm/h e o conteúdo de água de nuvem entre 0 e 5,6 g/kg na primeira camada, enquanto que o efeito do conteúdo de água líquida foi observado calculando-se essa variável conforme cada tipo de DSD adotado, para um valor fixo de água de nuvem de 2 g/kg.

4.1 Modelo conceitual

O modelo conceitual adotado capaz de justificar fisicamente as diferenças descritas nos resultados obtidos nesse capítulo considera que o tratamento das fases líquida e sólida do processo de precipitação em modelos de transferência radiativa em microondas assume alguns pressupostos básicos a cerca da ocorrência dos hidrometeoros:

- a) estão distribuídos uniformemente no espaço;
- b) possuem forma geométrica esférica;
- c) as propriedades associadas ao espalhamento e absorção podem ser especificadas através do uso de uma função de distribuição de tamanho.

Considerando que a natureza real, embora se aproxime, não segue qualquer dos pressupostos acima, é de se esperar que mudanças em parâmetros associados a esses pressupostos acarretem desvios nos valores de variáveis inferidas nos modelos que os assumem. No caso deste trabalho, a temperatura de brilho é a variável inferida e o tipo de distribuição de tamanho é o parâmetro que pode acarretar desvios quando sob variação. Portanto, este modelo conceitual procura fornecer a base física necessária à investigação que se fez sobre o efeito da variação na distribuição de tamanho sobre a temperatura de brilho calculada na faixa de microondas.

Para o propósito estabelecido no parágrafo anterior, um conjunto consistente de relações entre taxa de precipitação e parâmetros associados à forma da distribuição de hidrometeoros foi derivado. Essas relações foram usadas para se avaliar a dependência da temperatura de brilho para com a distribuição de tamanho.

Considere-se que variações no tamanho das partículas resultam em variações no coeficiente linear de extinção. A radiância emergente no topo da nuvem observado por um radiômetro depende do coeficiente de espalhamento (Equação 4.2) e de absorção (Equação 4.3) multiplicado pela espessura da camada com nuvem, e os coeficientes de espalhamento e absorção respondem diretamente ao diâmetro dos hidrometeoros à segunda potência, ou seja, a área efetiva ocupada por tais hidrometeoros de raio r . Portanto, a utilização de diversas distribuições de tamanho de hidrometeoros pode representar em diversas soluções para estas medidas, mesmo tendo o mesmo conteúdo de água líquida.

$$\sigma_e(\lambda, s') = \pi r^2 Q_e \left(\frac{2\pi r}{\lambda}, n(\lambda, s') \right) \quad (4.2)$$

$$\sigma_a(\lambda, s') = \pi r^2 Q_a \left(\frac{2\pi r}{\lambda}, n(\lambda, s') \right) \quad (4.3)$$

onde σ_e e σ_a são as seções eficazes de espalhamento e absorção (em função do comprimento de onda λ e do caminho óptico s'), Q_e e Q_a fatores de eficiência de absorção e espalhamento, respectivamente, $n(\lambda, s')$ o índice de refração da partícula e $\frac{2\pi r}{\lambda}$ o parâmetro de tamanho da partícula (LIOU, 2002).

Na Figura 4.1 são apresentadas as diferenças entre as áreas efetivas das DSD's log-normal e gama e a DSD de Marshall-Palmer, para taxas de precipitação de 5, 50 e 100 mm/h. Para taxas de precipitação baixas, como 5 mm/h, a área efetiva dos hidrometeoros que irá interagir com a radiação dada pela DSD de Marshall-Palmer se sobrepõe às áreas dadas pelas DSD's log-normal e gama para diâmetros inferiores a 0,6 mm. À medida que os hidrometeoros aumentam em diâmetro, as áreas efetivas dadas pelas distribuições tropicais tornam-se mais significativas, as diferenças diminuem e chegam a ficar levemente positivas, com as áreas efetivas dadas pelas DSD's log-normal e gama sendo maiores do que as obtidas com a DSD de Marshall-Palmer. Para diâmetros maiores que 2,5 mm, as áreas efetivas dos

hidrometeoros são as mesmas em todas as DSD's. Com o aumento da taxa de precipitação, aumentam também as diferenças entre as áreas efetivas dos hidrometeoros. Para 50 mm/h, a área dos hidrometeoros dada pela distribuição de Marshall-Palmer é maior que as áreas representadas pelas demais DSD's até diâmetros de aproximadamente 1 mm, e a partir daí, as áreas representadas pelas DSD's tropicais tornam-se maiores do que as de Marshall-Palmer. Em 100 mm/h, a área efetiva dos hidrometeoros dada pelas DSD's gama MM é menor do que a representada por Marshall-Palmer até diâmetros de 1 mm/h, enquanto que as áreas das DSD's log-normal são menores do que as de Marshall-Palmer até diâmetros de 1,2 mm/h. A partir desses diâmetros, as áreas efetivas dos hidrometeoros dadas pelas distribuições tropicais tornam-se maiores do que as dadas por Marshall-Palmer.

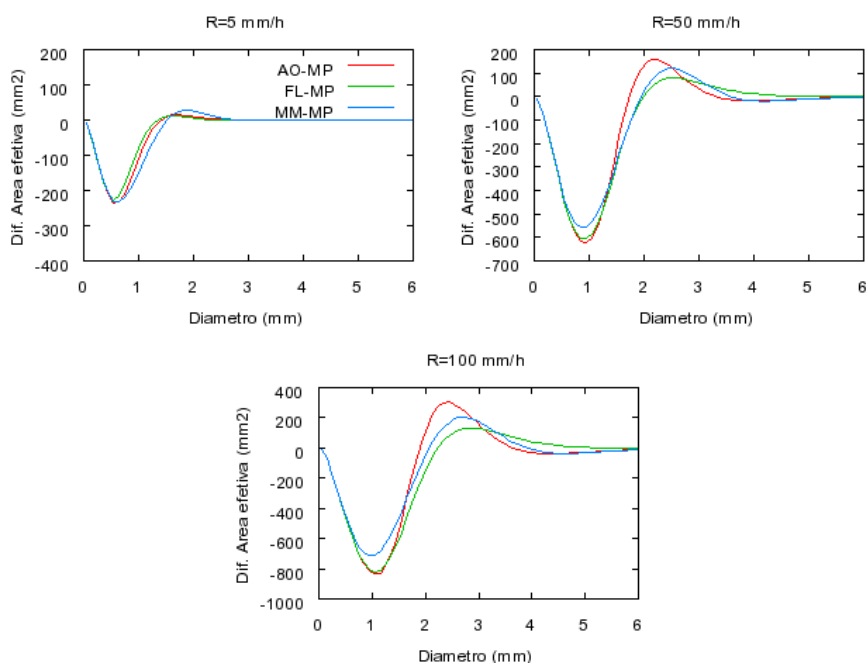


Figura 4.1 – Diferença entre a área efetiva das DSD's de AO, FL e MM, com relação à DSD de Marshall-Palmer para taxas de precipitação de 5, 50 e 100 mm/h.

Essas diferenças em área irão acarretar diferenças nas temperaturas de brilho simuladas no modelo de transferência radiativa, como é apresentado nos resultados abaixo. Vale ressaltar ainda que, além da área efetiva ocupada pelos hidrometeoros, o comprimento

de onda da radiação que interage com esses hidrometeoros e o índice de refração dos mesmos causa diferenças nas temperaturas de brilho simuladas/medidas.

4.2 Taxa de precipitação R

4.2.1 Relações TB, DSD e R para nuvem quente

Nas Figuras 4.2 a 4.6 são apresentadas as diferenças relativas entre as TB's simuladas com as DSD's log-normal (AO e FL) e gama (MM) e a exponencial negativa (MP) em função da taxa de precipitação com diferentes conteúdos de água líquida de nuvem, para todos os canais do TMI. As diferenças relativas positivas indicam que as TB's simuladas com as DSD's são mais quentes do que as simuladas com MP. Já as diferenças relativas negativas indicam o contrário.

A Figura 4.2 mostra as diferenças relativas de TB's para o canal de 10.65 GHz e observa-se que sobre uma superfície oceânica (ϵ igual a 0,4) as temperaturas de brilho simuladas com MP são até 2% mais quentes do que as simuladas com as DSD's de AO e MM para R menor que 60 mm/h e 4,5% mais frias do que as simuladas com a distribuição de FL até 80 mm/h. A contribuição na emissão da radiação das gotas pequenas representadas pela distribuição de MP é evidente em taxas de precipitação até 40 mm/h, uma vez que as TB's de MP são mais quentes do que as obtidas com MM e AO. Porém, à medida que a taxa de precipitação aumenta, o espalhamento causado pelas gotas maiores faz com que as diferenças diminuam. Com relação à distribuição de FL, o efeito da emissão é notado para taxas de precipitação inferiores a 80 mm/h. Este efeito demonstra que a distribuição de FL tem muito mais gotas pequenas que a de MP, implicando em uma maior diferença. Posteriormente, com o aumento da taxa de precipitação este efeito diminui, uma vez que as diferenças entre as áreas efetivas dos hidrometeoros com diâmetros maiores tende a zero. À medida que o

conteúdo de água de nuvem aumenta, as diferenças diminuem independentemente da DSD adotada. Este efeito ilustra que as gotículas de água contribuem mais para a emissão da radiação do que as gotas de chuva. Porém, se a nuvem tiver baixa concentração de água de nuvem o efeito da emissão pelas gotas de chuva pode ser significativo, demonstrando a complexidade na caracterização das nuvens. À medida que ε aumenta, as diferenças de temperatura de brilho diminuem significativamente, o que não ocorre sobre o oceano. Este efeito demonstra que o aumento da TB devido à emissão é pequeno, porém observado sobre superfícies frias (oceano).

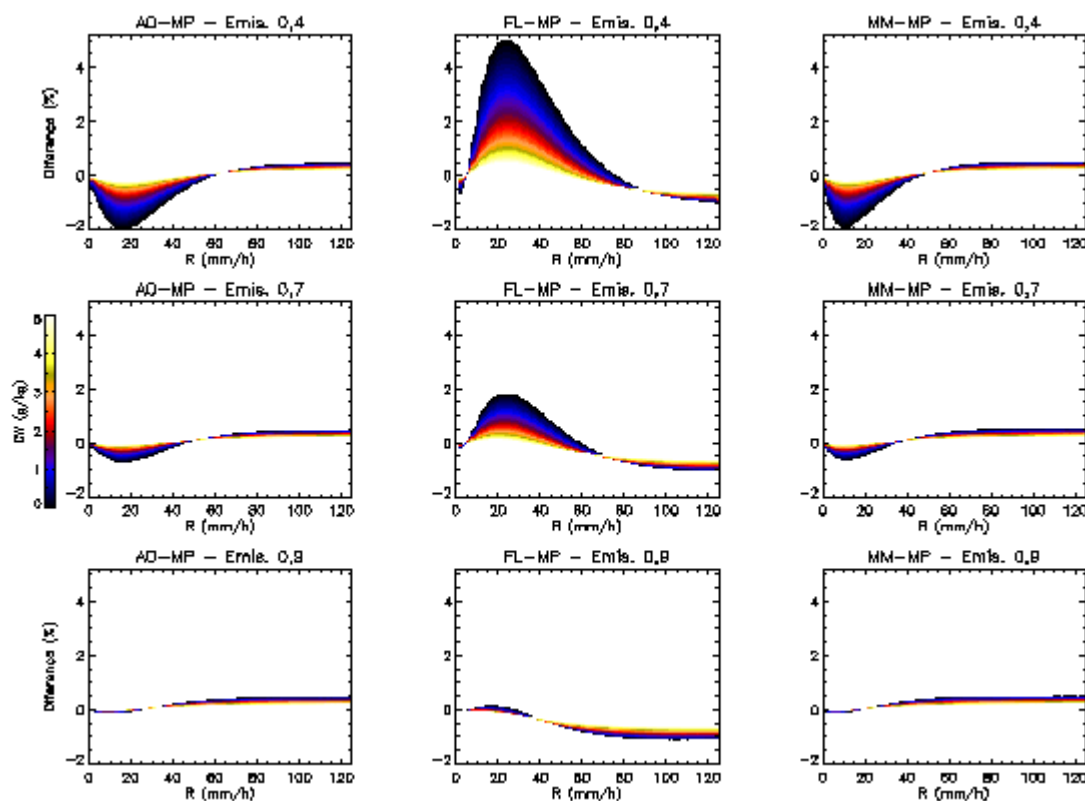


Figura 4.2 – Diferença relativa (%) em 10.65 GHz. CW (g/kg) é representada pelas cores.

Para o canal de 19.35 GHz (Figura 4.3) os efeitos de emissão e espalhamento observados no canal de 10.65 GHz também são visíveis. As temperaturas de brilho obtidas com as distribuições de AO e MM são mais frias do que as obtidas com MP para taxas de precipitação inferiores a 30 mm/h sobre uma superfície oceânica, e tornam-se praticamente

inexistentes a partir deste ponto. No entanto, para as simulações com a distribuição de FL, as TB's são mais quentes do que as simuladas com MP somente com taxas de precipitação entre 5 e 20 mm/h, e mais frias para R maior que 30 mm/h. As diferenças para os outros tipos de superfície são, na maior parte das vezes negativas, ou seja, as temperaturas de brilho de MP são mais quentes do que as de FL, e não tendem a zero com o aumento da taxa de precipitação, como foi observado em 10.65 GHz. Em 19.35 GHz o efeito das gotículas de nuvem é menos acentuado do que em 10.65 GHz.

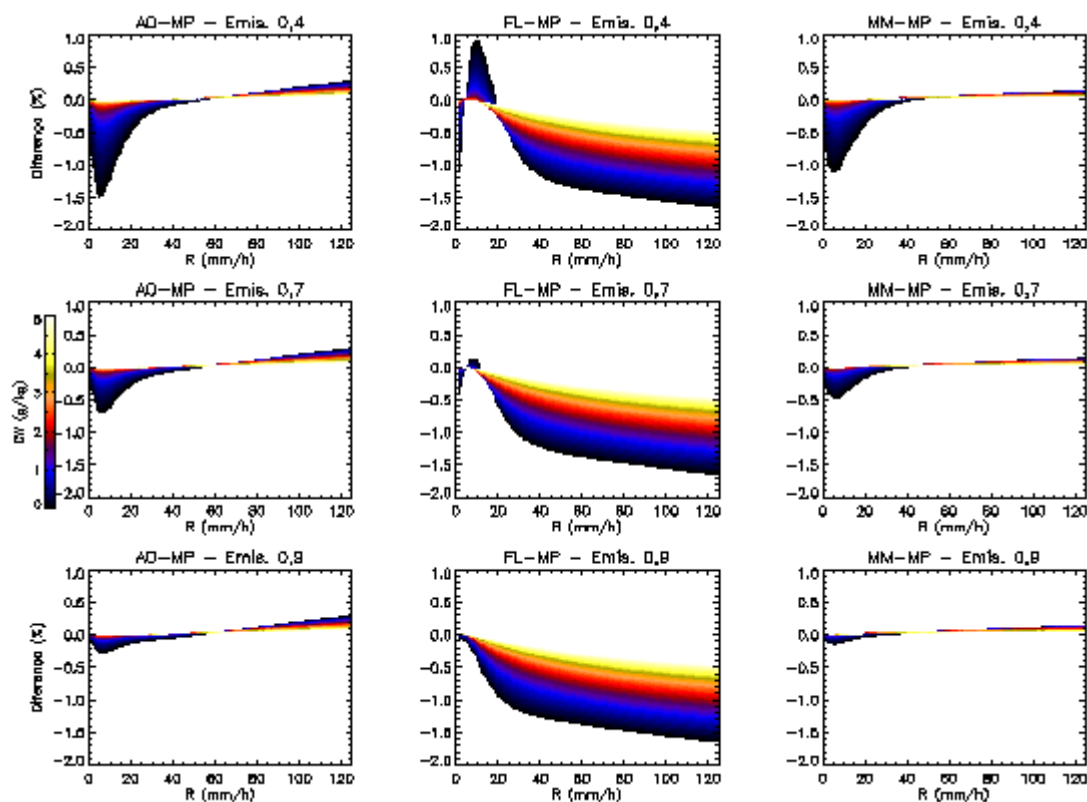


Figura 4.3 – Como na Figura 4.2, para 19.35 GHz.

Para 21.3 GHz (Figura 4.4) as diferenças calculadas com as simulações feitas com as DSD's de AO e MM apresentam valores de aproximadamente 1,2% apenas sobre a superfície oceânica. Nas demais superfícies praticamente não existem diferenças, mostrando que esse canal é pouco sensível ao tipo de superfície. As temperaturas de brilho simuladas com a

distribuição de FL foram mais quentes do que as obtidas com a distribuição de MP somente para taxas de precipitação entre 5 e 15 mm/h e para conteúdos de água de nuvem inferiores a 5 g/kg. Para taxas de precipitação maiores que 15 mm/h ocorreu o inverso: as TB's de MP foram mais quentes. À medida que a emissividade da superfície aumenta, as temperaturas de brilho de MP mantiveram-se mais quentes para todos os valores de taxa de precipitação.

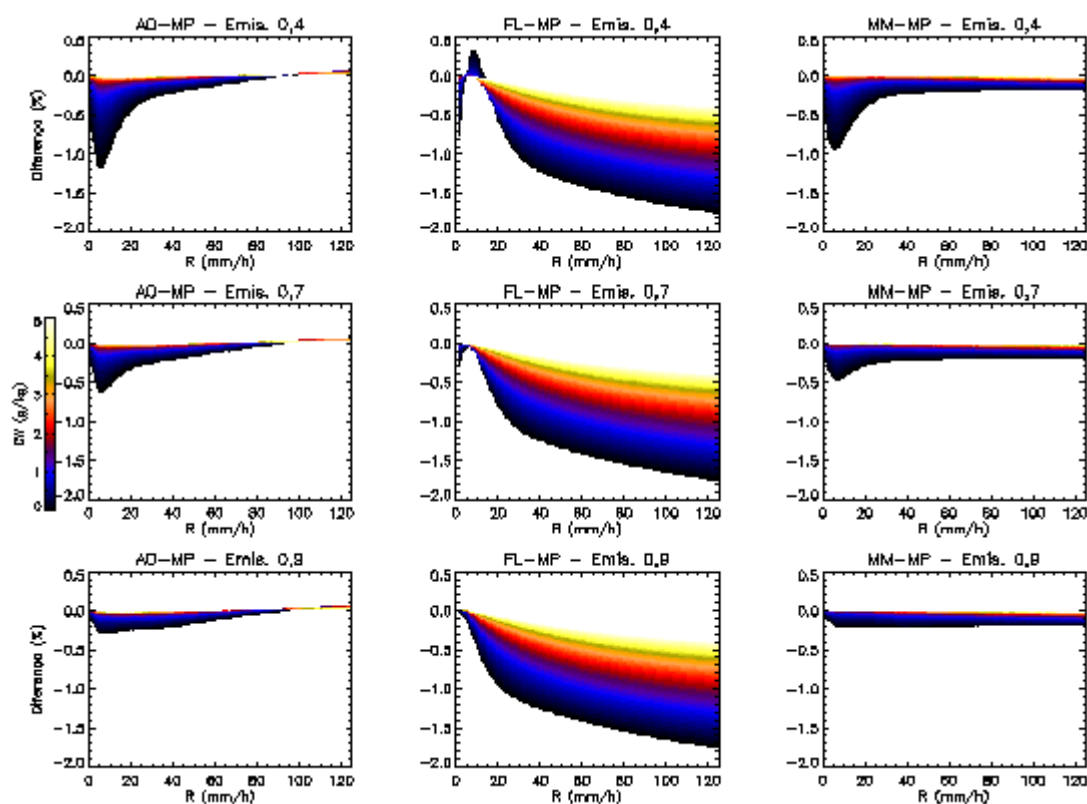


Figura 4.4 – Como na Figura 4.2, para 21.3 GHz.

Na Figura 4.5 são apresentadas as simulações realizadas para o canal de 37.0 GHz e nota-se que não existe uma variação com a superfície como já foi observado para os canais de baixa frequência. Todas as diferenças têm o mesmo padrão: as temperaturas de brilho obtidas com a distribuição de MP são sempre mais quentes do que as obtidas com as distribuições log-normal e gama e à medida que o conteúdo de água de nuvem aumenta as diferenças se aproximam a zero. Para esse canal, observa-se ainda uma significativa diminuição do efeito provocado pela adoção de diferentes DSD's. Entretanto, para uma superfície oceânica com taxas de precipitação menores que 10 mm/h e conteúdo de água líquida de nuvem menor que

0,5 g/kg, as diferenças são levemente maiores. O regime de saturação (definido como o regime no qual o espalhamento balança a emissão) é observado para essa taxa de precipitação, sendo que a partir daí as temperaturas de brilho tornam-se aproximadamente constantes.

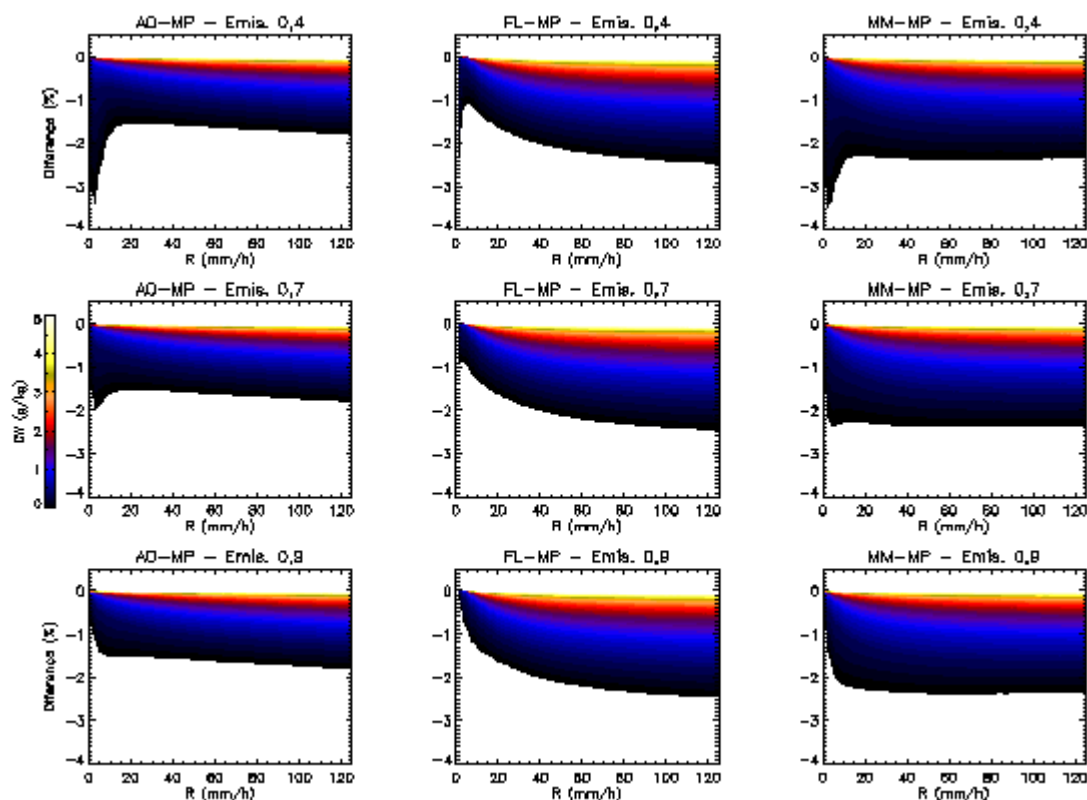


Figura 4.5 – Como na Figura 4.2, para 37.0 GHz.

As diferenças relativas do canal de 85.5 GHz são apresentadas na Figura 4.6 e observa-se que são bem semelhantes, porém somente para conteúdos de água de nuvem menores que 1 g/kg há alguma variação. Este canal é bastante sensível a hidrometeoros espalhadores sólidos, como gelo, que não estão presentes em nuvens quentes, e por isso não há grandes diferenças entre as temperaturas de brilho. Observa-se ainda que o canal de 85.5 GHz praticamente não é influenciado pelo tipo de superfície, e pouco influenciado pela adoção de diferentes DSD's para a representação de hidrometeoros líquidos.

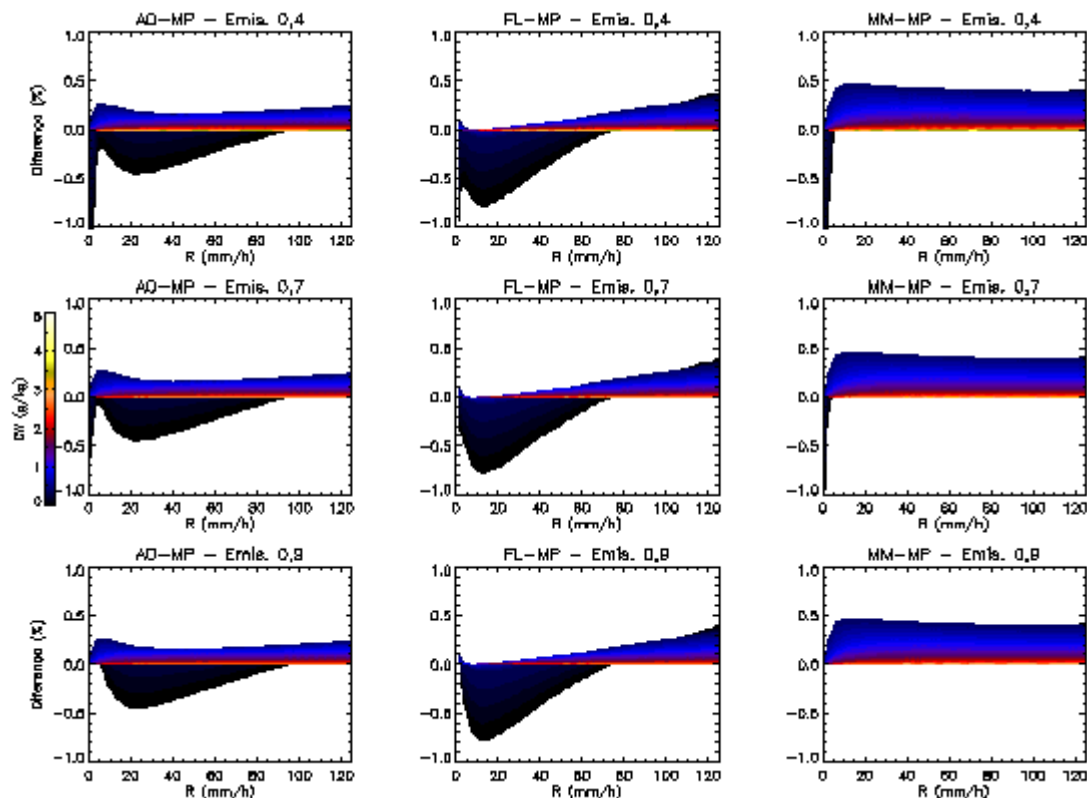


Figura 4.6 – Como na Figura 4.2, para 85.5 GHz.

As diferenças negativas para qualquer taxa de precipitação indicam que para a distribuição MP a temperatura de brilho será sempre maior. Essa diferença negativa mais acentuada para as menores taxas de precipitação pode, a princípio, ser resultado de duas situações no intervalo: MP causa valores maiores de TB ou as outras distribuições causam valores menores de TB. Ao mesmo tempo, para baixas taxas de precipitação, a área efetiva das gotas é significativamente menor no caso da distribuição MP. Como o espalhamento ocorre quando a radiação de microondas incidente sobre as gotas é removida do seu caminho original, haverá mais energia quando modelado pela MP, portanto, TB's mais quentes, o que indica que provavelmente a primeira situação explica o que se observa no intervalo de baixas taxas de precipitação.

Por outro lado, podem ser verificadas as diferenças de taxa de precipitação em função da temperatura de brilho, uma vez que os algoritmos de estimativa de precipitação se baseiam

na relação entre essas duas variáveis. Com essa análise, pretende-se indicar qual será o impacto da escolha de uma determinada DSD nas taxas de precipitação.

Nas Figuras 4.7, 4.8 e 4.9 são apresentadas as diferenças entre taxas de precipitação para diferentes DSD's obtidas pelas relações com temperaturas de brilho com intervalos de 1 K para emissividades superficiais de 0,4, 0,7 e 0,9, respectivamente. Estas diferenças foram calculadas para todos os canais do TMI, embora o canal de 85.5 GHz não tenha apresentado valores significativos e por isso não serão utilizados para esta análise.

Analisando a Figura 4.7, para uma superfície oceânica, nota-se que no canal de 10.65 GHz as diferenças de taxa de precipitação aumentam com as temperaturas de brilho. Isso implica que, se for adotado um modelo de MP, a taxa de precipitação seria subestimada em até 26 mm/h em relação a uma distribuição Tropical log-normal proposta por Feingold e Levin (1986) e em até 7 mm/h em relação à gama de Massambani e Morales (1990), e superestimada em aproximadamente 19 mm/h com relação a DSD log-normal de Ajayi e Olsen (1985). Para 19.35 e 21.3 GHz a diferença de taxa de precipitação diminui com o aumento da temperatura de brilho. Se for adotado um modelo de MP os valores serão subestimados em até 37 mm/h em relação à FL, superestimados em aproximadamente 10 mm/h com relação à AO e MM em 19.35 GHz. No canal de 21.3 GHz as taxas de precipitação seriam subestimadas em até 32 mm/h em relação à distribuição de FL e em até 3 mm/h em relação à DSD MM, enquanto que para a distribuição de AO, os valores seriam superestimados em até 3 mm/h. Em 37.0 GHz, se a distribuição de MP for adotada, os valores serão sempre subestimados em relação às demais distribuições, chegando a 42 mm/h, por exemplo, para a distribuição de Feingold e Levin.

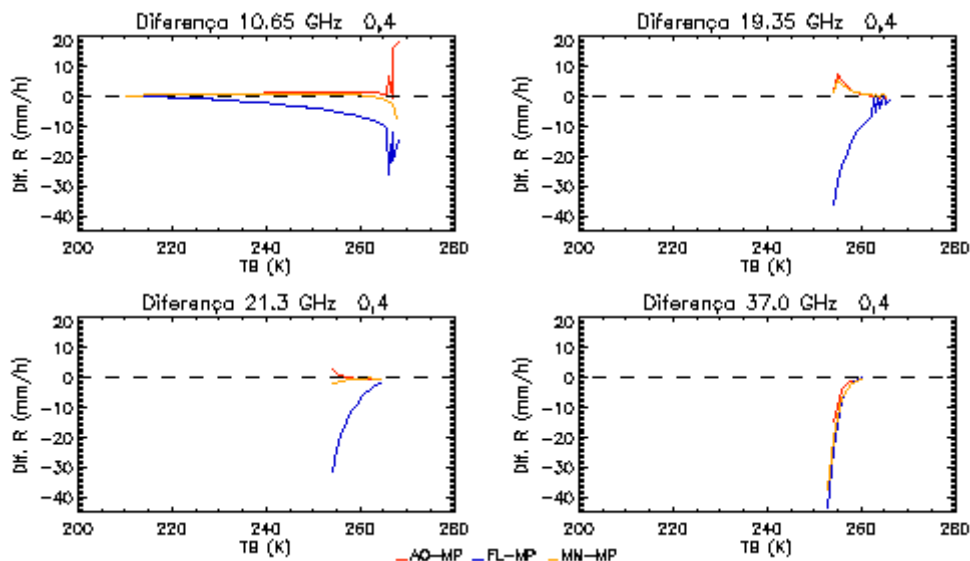


Figura 4.7 – Diferença de taxa de precipitação entre a DSD de MP e as demais DSD's, para uma superfície oceânica (ϵ igual a 0,4).

Para uma superfície continental (Figura 4.8) em 10.65 GHz as diferenças de taxa de precipitação aumentam levemente com as temperaturas de brilho, e se a distribuição de MP for adotada, a taxa de precipitação pode ser subestimada em até 9 mm/h em relação à FL e 3 mm/h em relação à AO, e superestimada em no máximo 3 mm/h com relação à DSD gama. Já para os canais de 19.35 e 21.3 GHz a diferença de taxa de precipitação diminui com o aumento de TB. Como se observou nos resultados obtidos para superfície oceânica, se o modelo de MP for adotado, ocorrerão subestimativas de até 37 mm/h em relação à FL, e superestimativas de aproximadamente 10 mm/h com relação à AO e MM para o canal de 19.35 GHz. Para o canal de 21.3 GHz, seriam observadas subestimativas de até 32 mm/h para FL, 3 mm/h para MM e superestimativas de aproximadamente 4 mm/h para AO. Em 37.0 GHz, canal que não sofre influência significativa da emissividade da superfície, se a distribuição de MP for adotada sempre ocorrerão subestimativas em relação às demais distribuições, o que também foi observado na Figura 4.7 para uma superfície oceânica.

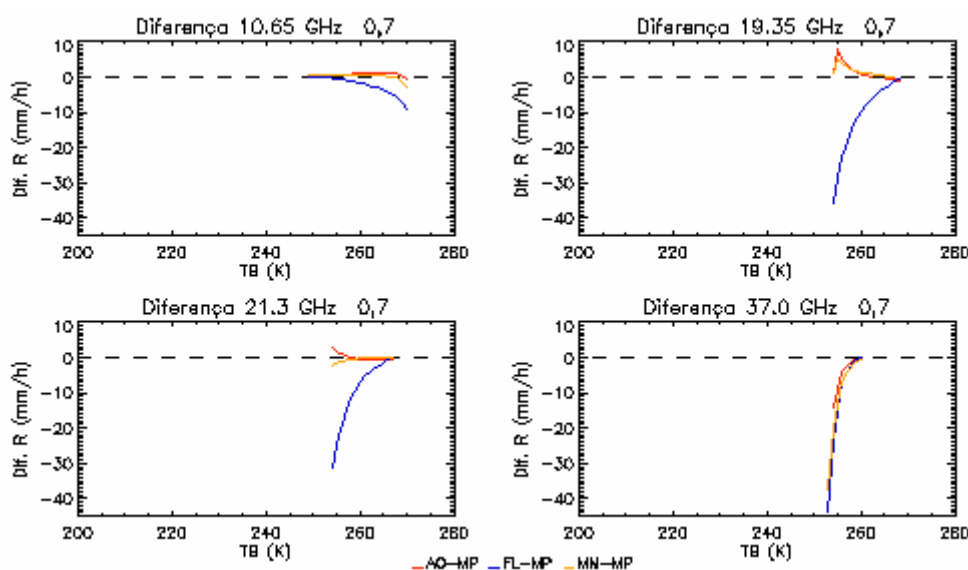


Figura 4.8 – Como na Figura 4.7, para uma superfície continental (ϵ igual a 0,7).

Na Figura 4.9, para uma superfície com emissividade maior (ϵ igual a 0,9), observa-se uma mudança na diferença de taxa de precipitação em 10.65 GHz. Diferentemente do que foi observado para as superfícies oceânica (ϵ igual a 0,4) e continental (ϵ igual a 0,7), neste caso a diferença de taxa de precipitação diminui com a temperatura de brilho. Se a distribuição de MP for adotada, as taxas de precipitação serão subestimadas em até 28 mm/h em relação à FL e superestimadas em até 15 mm/h em relação à AO e MM. Para os demais canais, os resultados obtidos são bastante semelhantes aos obtidos para uma superfície continental com emissividade de 0,7. Adotando-se uma distribuição de MP em 19.35 ocorrerão subestimativas de até 37 mm/h em relação à FL, e superestimativas de aproximadamente 8 mm/h com relação à AO e MM. Em 21.3 GHz, as taxas de precipitação seriam subestimadas em até 30mm/h com relação à FL e em 2 mm/h com relação à MM, e superestimadas em até 3mm/h com relação à AO. E em 37.0 GHz, adotando a distribuição de MP, as taxas de precipitação serão subestimadas em até 44 mm/h em relação às demais distribuições.

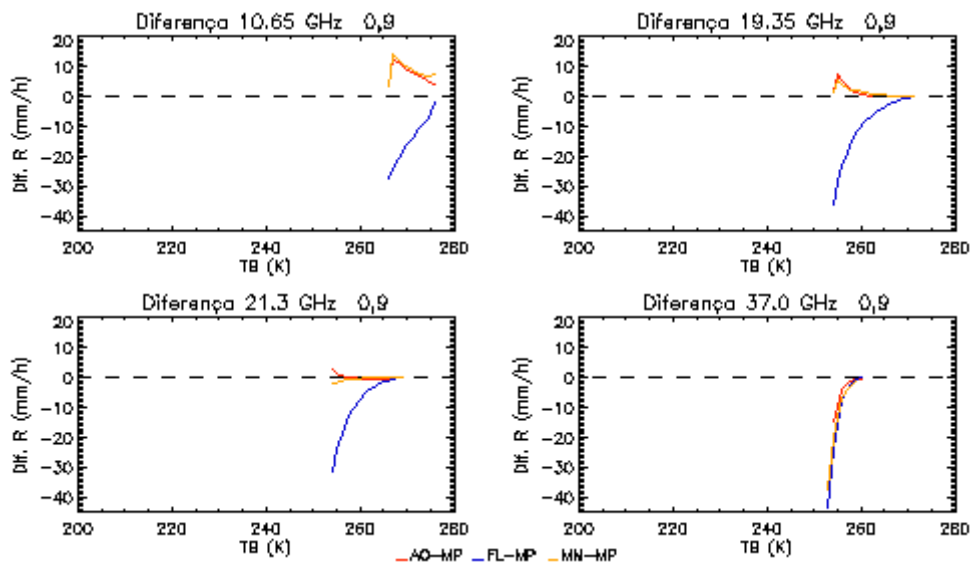


Figura 4.9 – Como na Figura 4.7, para uma superfície continental (ϵ igual a 0,9).

As temperaturas de brilho mais quentes são resultado da emissão das gotas em todos os canais simulados, enquanto que as mais frias são produzidas pelo espalhamento das gotas maiores, para o qual o canal de 37.0 GHz é mais sensível. A maior concentração de gotas menores, representada pela distribuição de MP, é responsável por tal emissão nas microondas e faz com que as diferenças de R diminuam à medida que as TB's ficam mais quentes. Esse padrão não é observado somente para o canal de 10.65 GHz, altamente sensível ao tipo de superfície, no qual as diferenças de R aumentam conforme as TB's ficam mais quentes, para uma superfície oceânica e também para uma superfície continental com ϵ igual a 0,7. No canal de 37.0 GHz, as temperaturas de brilho obtidas com as DSD's gama e log-normal são sempre mais frias do que as simuladas com a DSD de MP, mostrando que tal canal é sensível ao espalhamento provocado pelos hidrometeoros maiores (com áreas efetivas maiores) representados pelas distribuições tropicais (gama e log-normal). À medida que as TB's tornam-se mais quentes, o efeito da emissão pelas gotas menores aumenta, e as diferenças entre as TB's diminuem, mostrando que o canal de 37.0 GHz também é sensível a esse efeito.

4.2.2 Relações TB, DSD e R para nuvem fria

As Figuras 4.10 a 4.17 apresentam as diferenças relativas entre as temperaturas de brilho simuladas para diferentes distribuições considerando uma nuvem fria, ou seja, com a presença de gelo, em função de taxa de precipitação.

As simulações para as frequências 10.65, 19.35 e 21.3 GHz (Figuras 4.10, 4.11 e 4.12, respectivamente) apresentam o mesmo padrão observado para as simulações feitas com uma nuvem quente. Esses resultados indicam que os canais de baixa frequência em microondas são pouco sensíveis à presença de hidrometeoros na fase sólida.

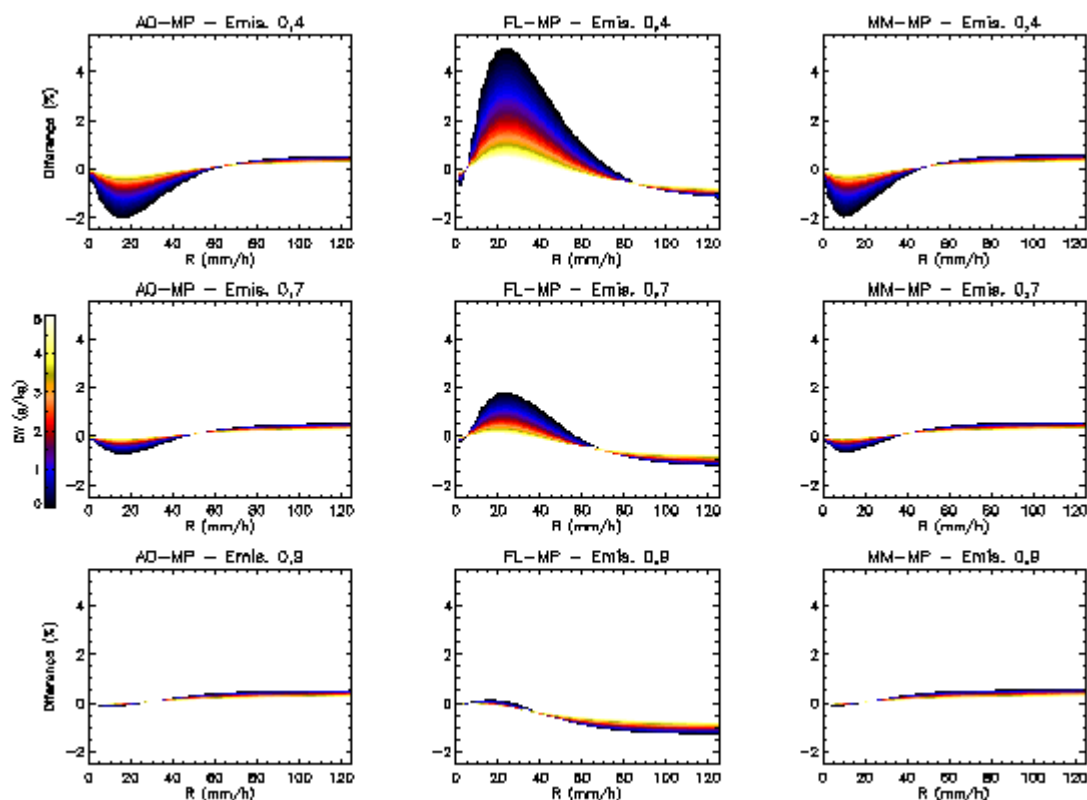


Figura 4.10 – Diferença relativa (%) em 10.65 GHz.

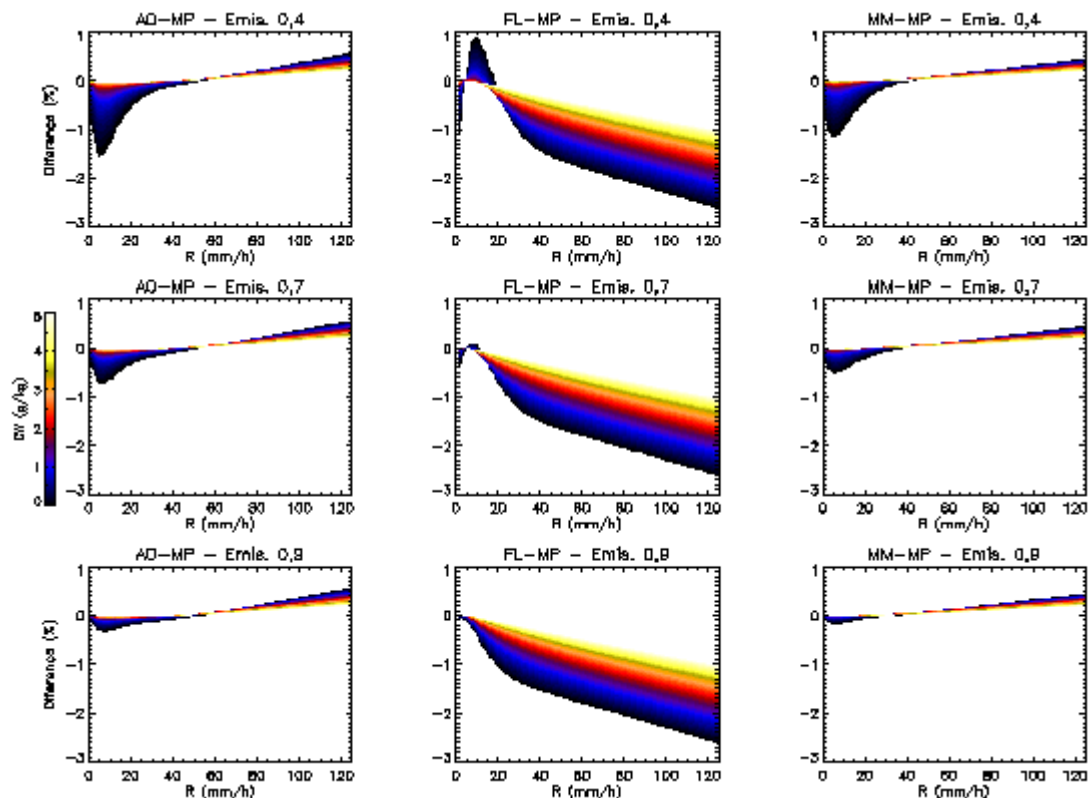


Figura 4.11 – Como na Figura 4.10 para 19.35 GHz.

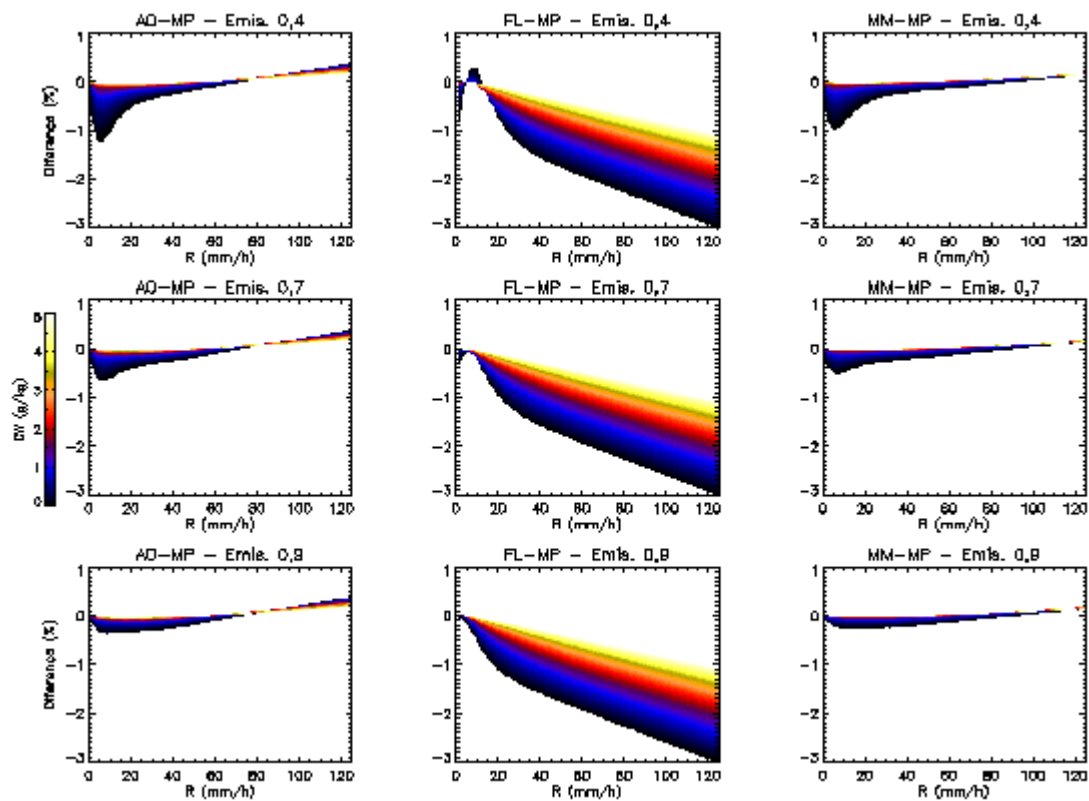


Figura 4.12 – Como na Figura 4.10 para 21.3 GHz.

Para o canal de 37.0 GHz (Figura 4.13), as temperaturas de brilho de MP sempre são mais quentes do que as obtidas com as demais distribuições, como já foi observado para nuvem quente. Entretanto, as diferenças para as distribuições de MP e FL se elevam à medida que a taxa de precipitação aumenta chegando a 6% para conteúdos de água líquida de nuvem de 1 g/kg, ou seja, as temperaturas de brilho obtidas com MP tornam-se mais quentes em relação às de FL. A quantidade de gotas menores na distribuição de FL diminui com o aumento da taxa de precipitação, enquanto que na DSD de MP o número de gotas pequenas se mantém igual para qualquer valor de taxa de precipitação. Mesmo com taxas de precipitação elevadas, o canal de 37.0 GHz se apresentou mais sensível à emissão da grande quantidade de gotas pequenas da DSD de MP do que ao gelo contido nas simulações.

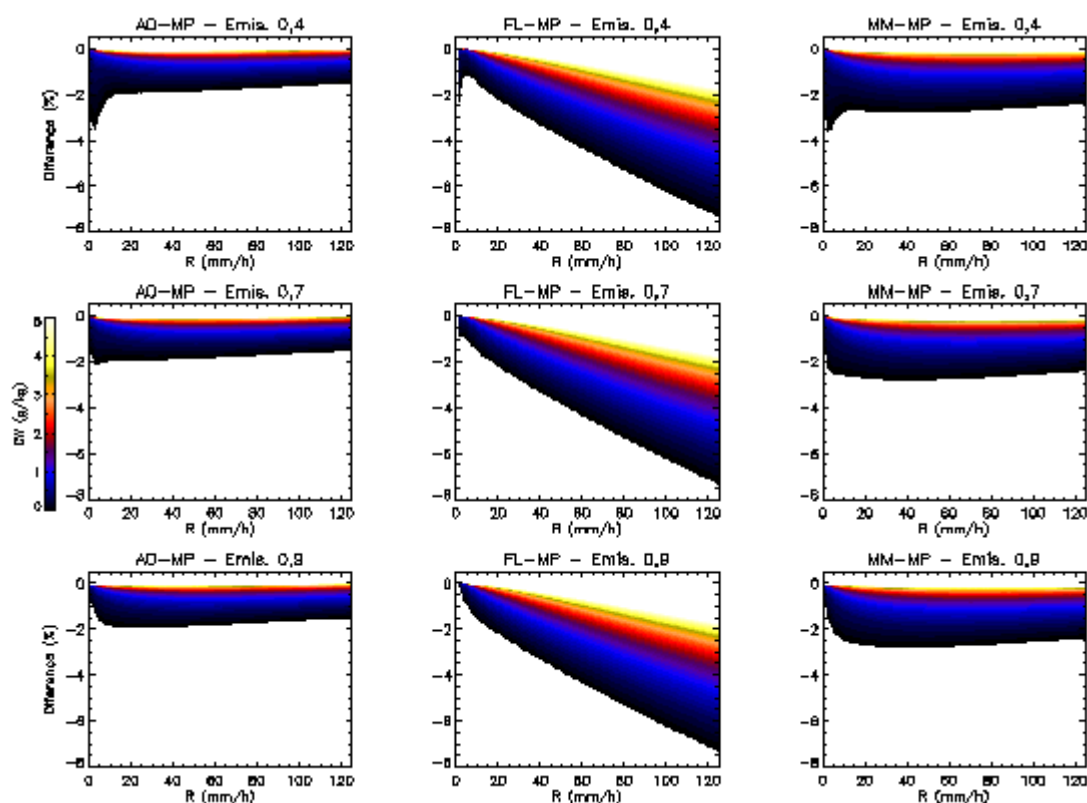


Figura 4.13 – Como na Figura 4.10 para 37.0 GHz.

Em 85.5 GHz (Figura 4.14) observa-se um aumento nas diferenças em relação à simulação feita para uma nuvem quente, mostrando que este canal é influenciado pela presença de gelos nas nuvens. À medida que o conteúdo de gelo aumenta (com o aumento da

taxa de precipitação líquida) o efeito do espalhamento torna-se mais evidente, principalmente para a diferença entre as distribuições de MP e FL, chegando a cerca de 6%.

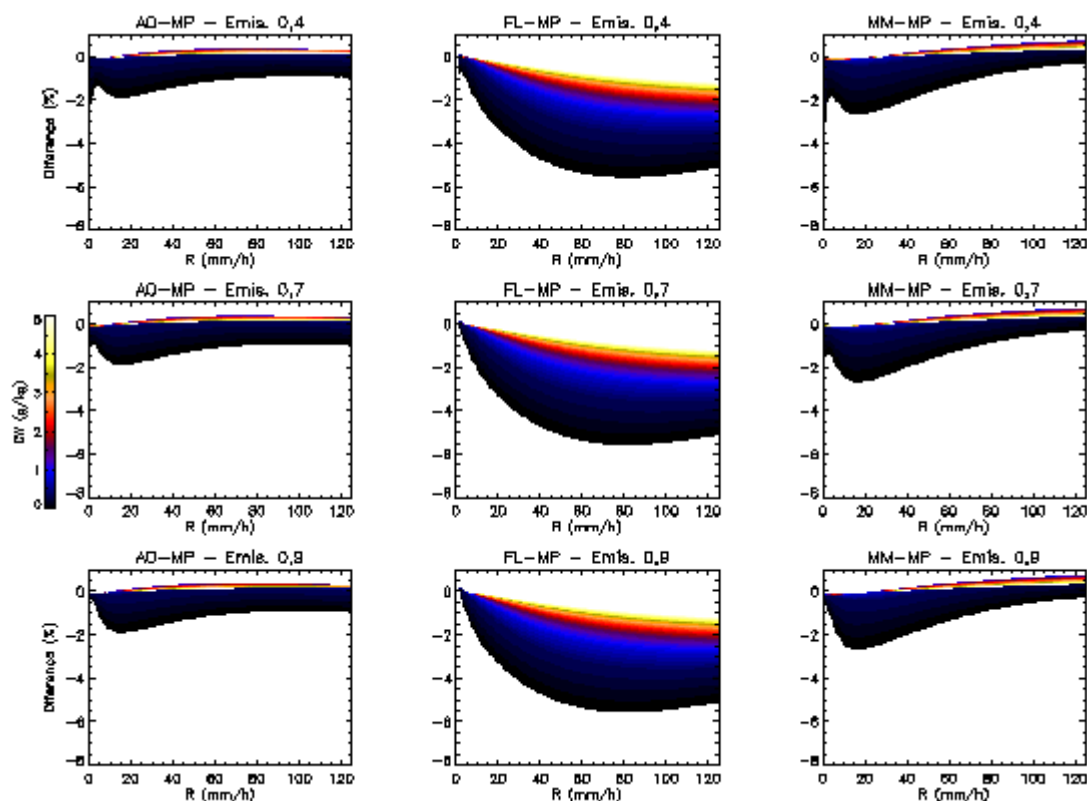


Figura 4.14 – Como na Figura 4.10 para 85.5 GHz.

As Figuras 4.15, 4.16 e 4.17 apresentam as diferenças de taxa de precipitação para superfícies com emissividade de 0,4, 0,7 e 0,9, respectivamente, para todos os canais do TMI, com conteúdo de água líquida de nuvem de 2 g/kg nas simulações para uma nuvem fria.

Para uma superfície oceânica (Figura 4.15) observa-se que no canal de 10.65 GHz as diferenças de taxa de precipitação aumentam à medida que as TB's aumentam. Se a distribuição de MP for adotada, a taxa de precipitação seria subestimada em até 23 mm/h em relação à FL e superestimada em até 19 mm/h em relação às DSD's de AO e MM. Nos demais canais se observa o oposto: as diferenças entre as taxas de precipitação diminuem à medida que as temperaturas de brilho aumentam. Por exemplo, para o canal de 85.5 GHz, ao adotar-se a distribuição de MP as taxas de precipitação seriam subestimadas em até 17 mm/h

em relação à distribuição de FL, e superestimadas em até 4 e 7 mm/h em relação às distribuições de AO e MM, respectivamente.

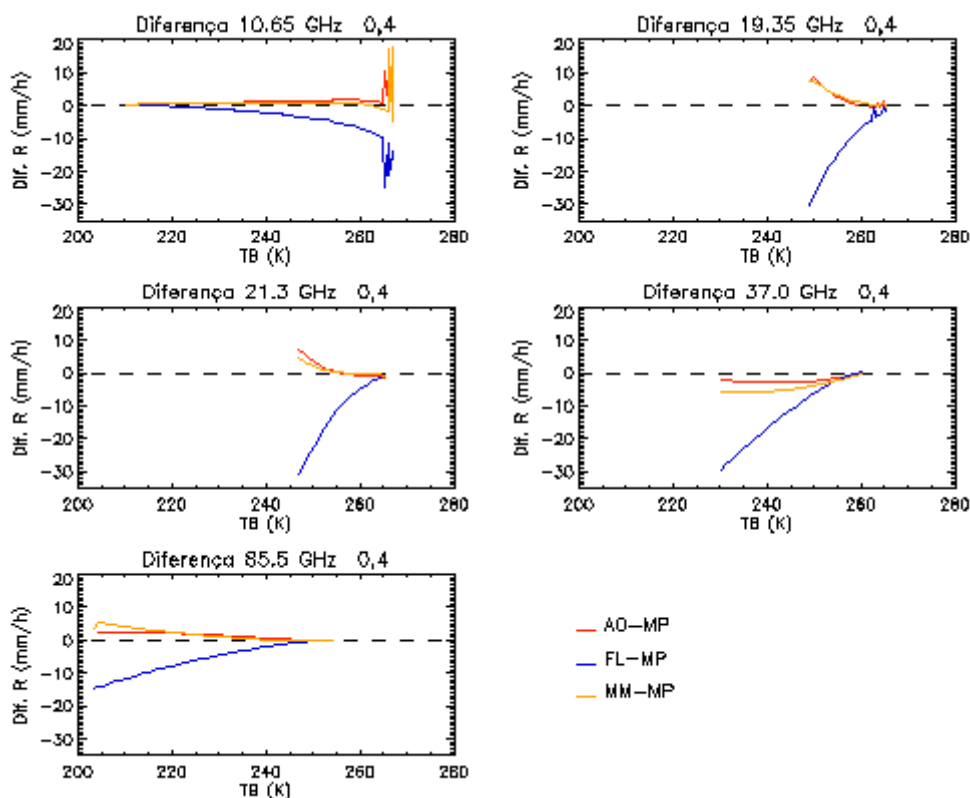


Figura 4.15 – Diferença de taxa de precipitação entre a DSD de MP e as demais DSD's, para uma superfície oceânica (ϵ igual a 0,4).

Sobre uma superfície continental com emissividade de 0,7 (Figura 4.16), observa-se o mesmo padrão identificado nas simulações feitas para uma superfície oceânica (Figura 4.15): em 10.65 GHz as diferenças aumentam com as temperaturas de brilho, e nos demais canais ocorre o contrário. Para uma superfície continental com emissividade de 0,9 (Figura 4.17), o canal de 10.65 GHz mostra um comportamento semelhante aos demais canais com as diferenças entre as taxas de precipitação diminuindo com as temperaturas de brilho.

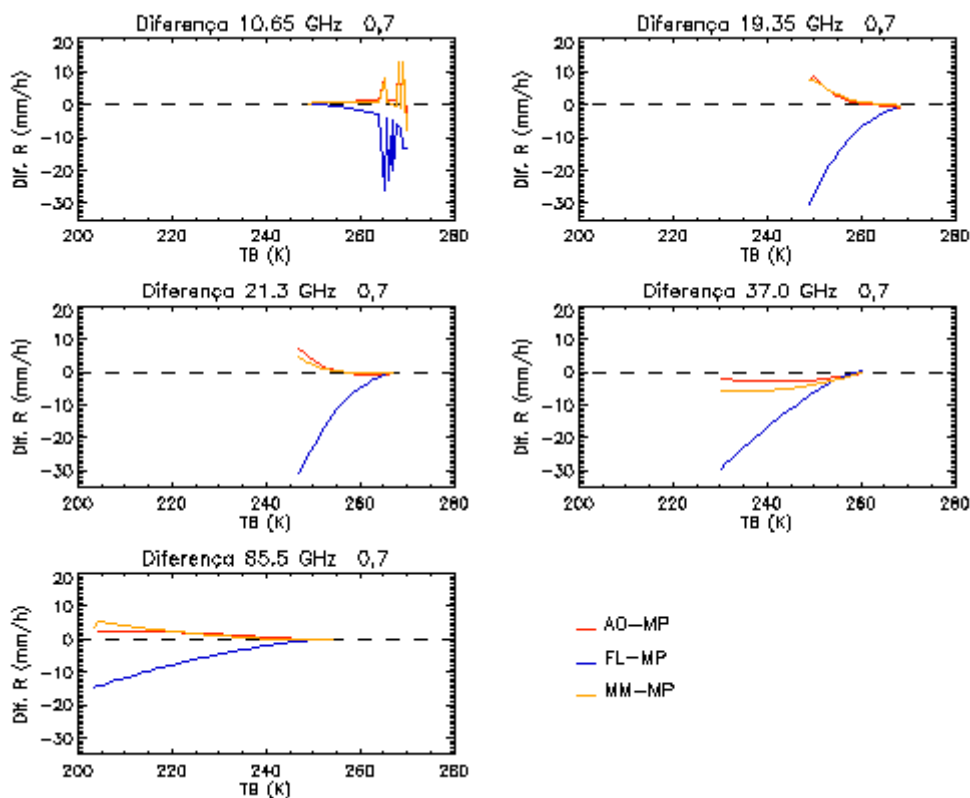


Figura 4.16 – Como na Figura 4.15 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,7).

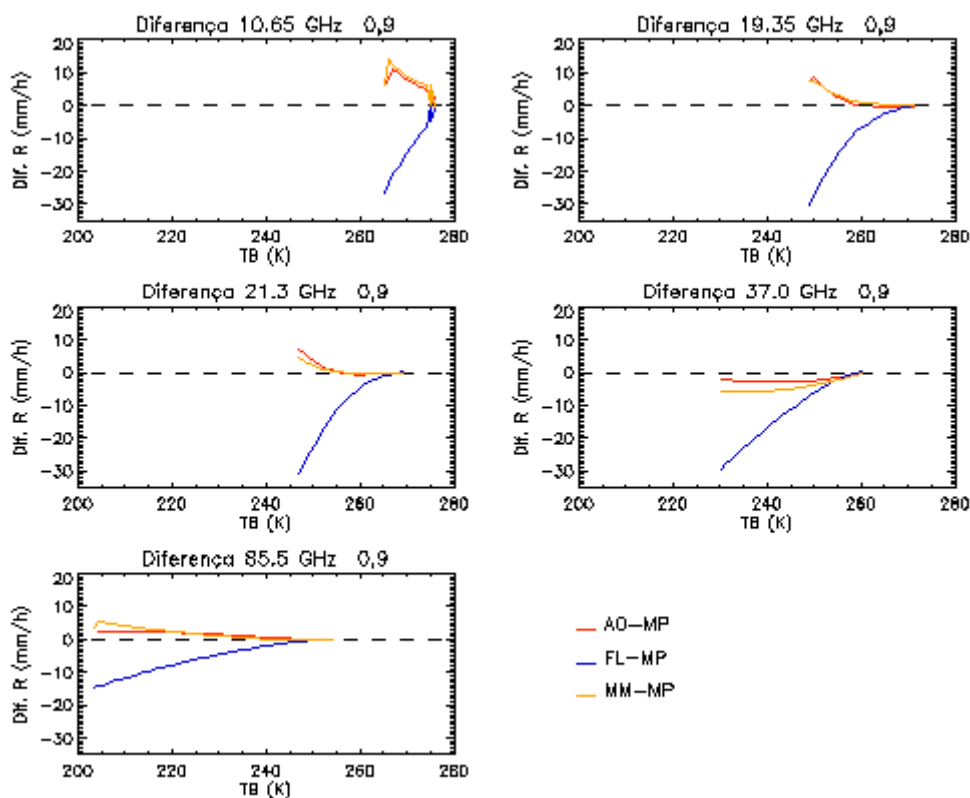


Figura 4.17 – Como na Figura 4.15 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,9).

4.3 Conteúdo de água líquida LWC

A estimativa da taxa de precipitação através de relações com outras variáveis pode apresentar erros uma vez que R é dependente tanto da velocidade terminal das partículas quanto da corrente ascendente, como mencionado na seção 2.2.3. A adoção de uma variável como o conteúdo de água líquida LWC toma um papel importante, uma vez que independe das intensas variações dos movimentos verticais

4.3.1 Relações TB, DSD e LWC para nuvem quente

Nas Figuras 4.8, 4.19 e 4.20 são apresentados os resultados das diferenças entre conteúdos de água líquida para diferentes DSD's obtidas pelas relações em função das temperaturas de brilho. Como o canal de 85.5 GHz não apresentou variação significativa optou-se por não apresentá-lo.

Sobre uma superfície oceânica (Figura 4.18), nos quatro canais simulados, adotando a distribuição exponencial negativa de MP os conteúdos de água líquida são subestimados em relação às demais distribuições. No canal de 10.65 GHz, as diferenças aumentam com as temperaturas de brilho, e podem chegar a 1 g/m^3 , mostrando que a emissão das gotas representadas pelas distribuições Tropicais, ou seja, gama e log-normal, se sobrepõe à emissão das gotas representadas pela DSD de Marshall-Palmer. Para os demais canais simulados, as diferenças diminuem com o aumento de TB decorrente do aumento da emissão dos hidrometeoros menores representados pela DSD de MP. Tais diferenças podem chegar a $1,4 \text{ g/m}^3$ em 19.35 e 21.3 GHz, e $1,8 \text{ g/m}^3$ em 37.0 GHz.

Analisando a Figura 4.19, para uma superfície continental com emissividade de 0,7, observa-se que em 10.65 GHz as diferenças entre os conteúdos de água líquida também aumentam com as temperaturas de brilho quando a distribuição de MP é adotada, em relação

as demais DSD's, e, se Marshall-Palmer for adotada sempre ocorrem subestimativas no conteúdo de água líquida. Para os canais de 19.35, 21.3 e 37.0 GHz, as diferenças são bastante semelhantes às observadas sobre uma superfície oceânica, e chegam a no máximo $1,6 \text{ g/m}^3$ em 19.35 GHz, $1,4 \text{ g/m}^3$, e $1,8 \text{ g/m}^3$ em 37.0 GHz, mostrando a pouca sensibilidade destes canais ao tipo de superfície.

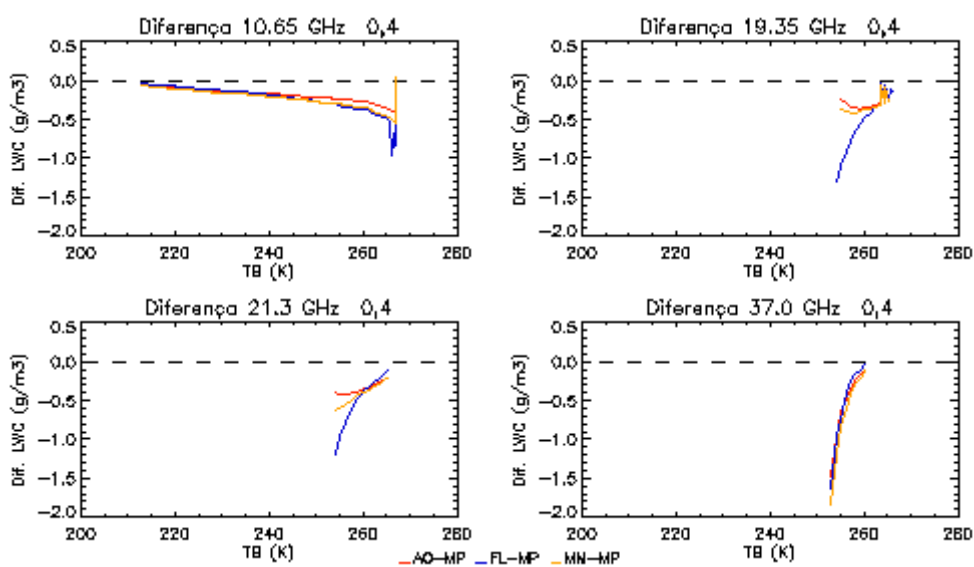


Figura 4.18 – Diferença de conteúdo de água líquida entre a DSD de MP e as demais DSD's, para uma superfície oceânica (ϵ igual a 0,4).

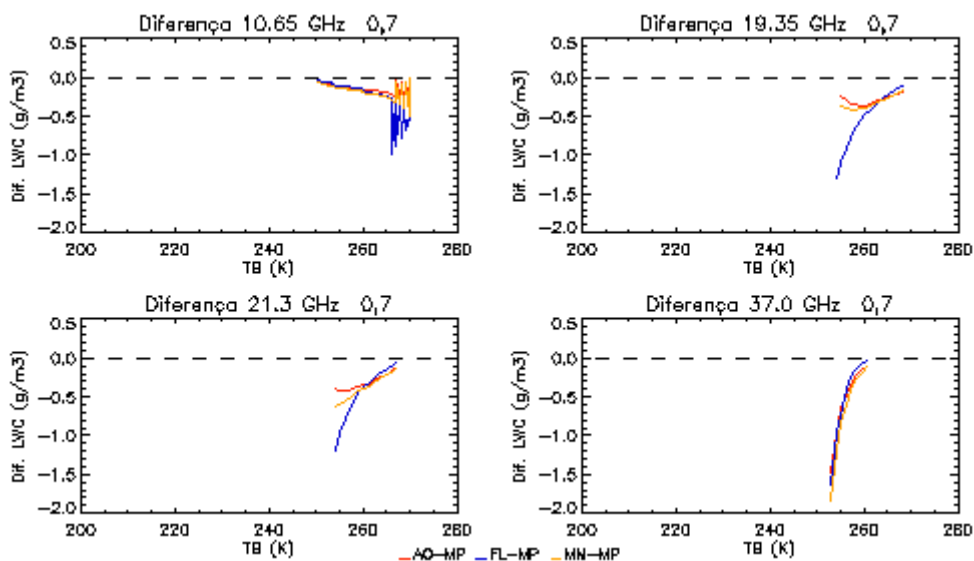


Figura 4.19 – Como na Figura 4.18 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,7).

Em 10.65 GHz para uma superfície continental (Figura 4.20) com emissividade superficial de 0,9, as diferenças de conteúdo de água líquida diminuem levemente com o aumento de TB para as diferenças AO-MP e MM-MP. Para as diferenças entre as distribuições FL e MP, que chegam a 1 g/m^3 , há uma diminuição mais significativa conforme a temperatura de brilho aumenta. Nos canais de 19.35, 21.3 e 37.0 GHz há uma diminuição das diferenças de conteúdo de água líquida para todas as relações de distribuições. Tais diferenças chegam a $1,6 \text{ g/m}^3$ em 19.35 e 21.3 GHz e aproximadamente $1,9 \text{ g/m}^3$ em 37.0 GHz.

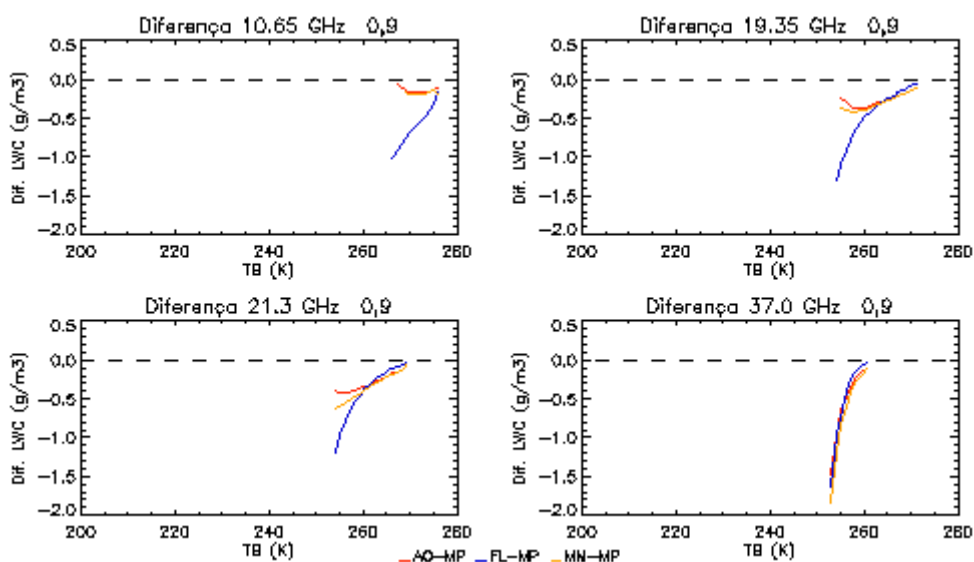


Figura 4.20 – Como na Figura 4.18 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,9).

4.3.2 Relações TB, DSD e LWC para nuvem fria

Nas Figuras 4.21, 4.22 e 4.23 são mostradas as diferenças entre conteúdos de água líquida para diferentes emissividades em função da temperatura de brilho para uma nuvem fria.

Em 10.65 GHz, sobre uma superfície oceânica (Figura 4.21), as subestimativas de conteúdo de água líquida podem chegar a 1 g/m^3 se a distribuição de MP for adotada, em relação as demais DSD's. Para as TB's mais frias, as diferenças entre os conteúdos de água

líquida são menores, e aumentam com as TB's, o que já foi observado neste canal para as simulações feitas com uma nuvem quente, e demonstra que o canal de 10.35 GHz é pouco sensível ao espalhamento provocado pela presença de hidrometeoros na fase sólida. Nos canais de 19.35, 21.3 GHz, 37.0 e 85.5 GHz, observa-se que as diferenças de LWC para as distribuições de AO, FL e MM com relação a MP diminuem com o aumento da temperatura de brilho e os conteúdos de água líquida seriam subestimados em até $1,2 \text{ g/m}^3$ se a DSD de Marshall-Palmer for adotada. As temperaturas de brilho mais frias do canal de 37.0 GHz são menores do que as observadas para uma nuvem quente, mostrando que esse canal é sensível aos hidrometeoros na fase sólida, embora as diferenças de LWC sejam menores para uma nuvem fria, com subestimativas de 1 g/m^3 se a distribuição de tamanho de gotas de MP for adotada. Em 85.5 GHz, se a DSD de MP for adotada as subestimativas chegariam a $0,6 \text{ g/m}^3$ com relação à DSD log-normal de FL.

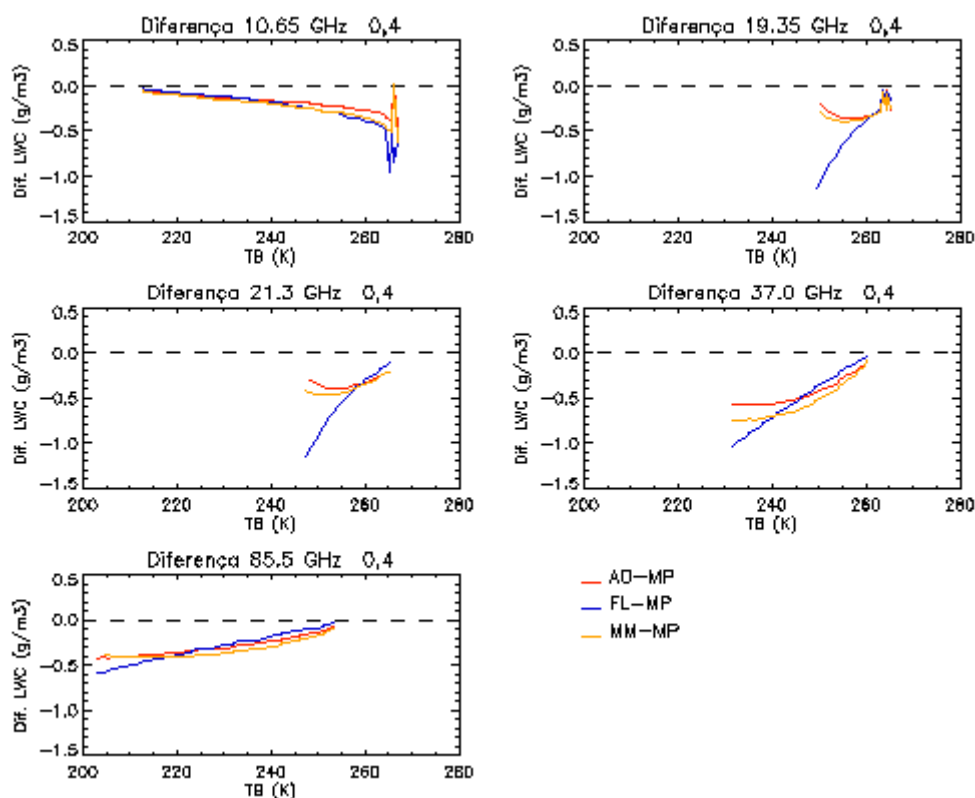


Figura 4.21 – Diferença de conteúdo de água líquida entre a DSD de MP e as demais DSD's, para uma superfície oceânica (ϵ igual a 0,4).

Sobre superfícies continentais (Figuras 4.22 e 4.23), as diferenças de LWC entre as distribuições de tamanho de hidrometeoros diminuem com o aumento de TB, exceto em 10.65 GHz com ϵ igual a 0,7. Nos demais canais as diferenças tem praticamente o mesmo padrão observado sobre a superfície oceânica, ou seja, diminuem com o aumento de TB. Sobre superfícies continentais, os conteúdos de água líquida seriam subestimados em até $1,2 \text{ g/m}^3$ em 19.35 GHz, $1,4 \text{ g/m}^3$ em 21.3 e 37.0 GHz e $0,8 \text{ g/m}^3$ em 85.5 GHz se DSD exponencial negativa de Marshall-Palmer fosse adotada, em relação às DSD's Tropicais. A principal diferença em relação às simulações feitas para uma nuvem quente é observada nos canais de 37.0 e 85.5 GHz, uma vez que esses são os canais sensíveis aos hidrometeoros sólidos.

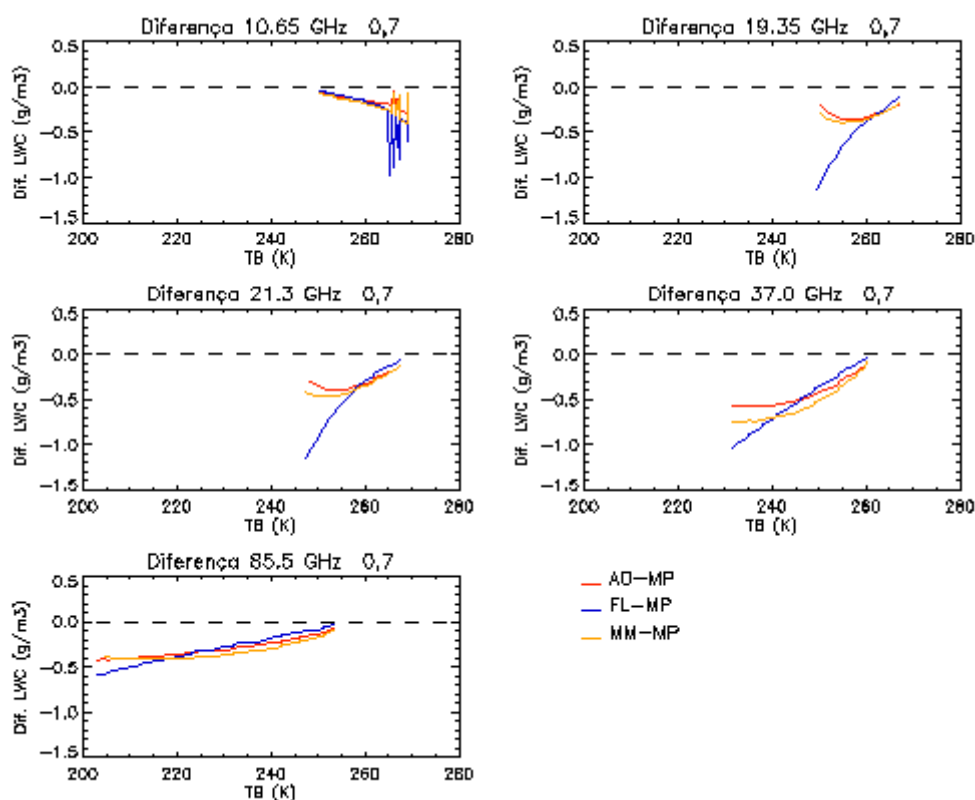


Figura 4.22 – Como na Figura 4.21 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,7).

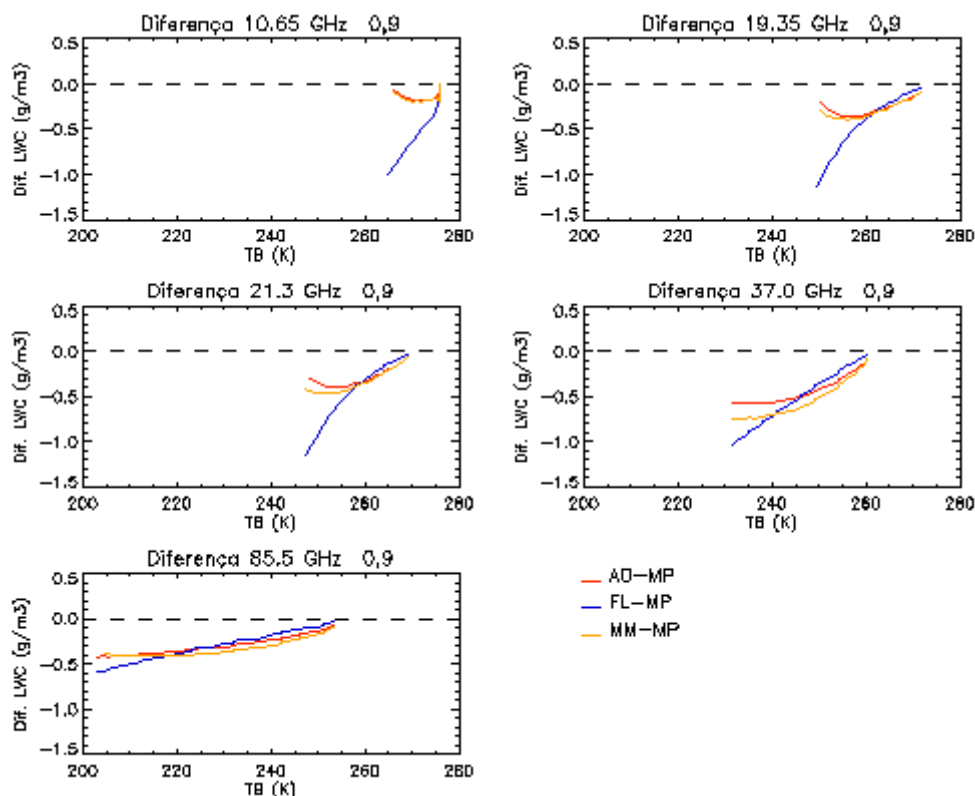


Figura 4.23 – Como na Figura 4.21 para uma superfície continental (ϵ igual a 0,9).

É importante observar que os erros em estimativas de taxa de precipitação associados à adoção de diferentes distribuições de tamanho de gotas, apresentados nos resultados desse capítulo, atingem valores significativos. Para as simulações sem a presença de hidrometeoros na fase sólida, as diferenças entre um valor obtido com a DSD de MP e as demais distribuições chegam a 42 mm/h, enquanto que para as simulações de nuvem fria, com presença de gelo, as diferenças máximas são de 32 mm/h nos canais de baixa frequência, pouco sensíveis à presença desse tipo de hidrometeoro. No canal de 85.5 GHz, as diferenças máximas são de 15 mm/h.

Da mesma forma que o observado para taxa de precipitação, as diferenças nas estimativas de conteúdo de água líquida associadas à adoção de distintas DSD's podem ser significativas. Nas simulações para uma nuvem quente, as diferenças entre LWC obtido com a DSD de Marshall-Palmer e as demais distribuições chegam a $1,8 \text{ g/m}^3$, enquanto que para uma nuvem fria, chegam a $1,2 \text{ g/m}^3$.

As análises desenvolvidas mostraram que os canais de 37.0 e 85.5 GHz são os mais apropriados para a estimativa de precipitação sobre o continente, visto que ambos respondem aos tipos de hidrometeoros presentes na atmosfera (água líquida ou gelo) e sofrem pouca influência da emissividade superficial. Além disso, o modelo de transferência radiativa que utiliza a aproximação de Eddington mostrou-se sensível aos diferentes tipos de distribuições de tamanho de gotas e, portanto, técnicas de estimativa de precipitação e de conteúdo de água líquida que utilizam esse modelo apresentariam melhores resultados a partir do maior detalhamento microfísico e entendimento dos sistemas precipitantes observados em cada região do globo.

5. CARACTERÍSTICAS RADIOMÉTRICAS DOS SISTEMAS PRECIPITANTES

Considerando que as frequências de 37.0 e 85.5 GHz são mais apropriadas para a estimativa de precipitação sobre o continente, são apresentados nesse capítulo os resultados do estudo entre as TB's nesses canais e a refletividade do radar (Z) para os sistemas precipitantes observados sobre a região do Estado de São Paulo.

Para esta caracterização construíram-se histogramas bi-dimensionais com a frequência de ocorrência entre as temperaturas de brilho interpoladas e o perfil vertical médio de Z associado a cada par de TB com intervalos de 2 K, nas polarizações vertical e horizontal. Adicionalmente, os histogramas foram também separados de acordo com a classificação do tipo de chuva, ou seja, estratiforme e convectivo.

Na Tabela 5.1 é apresentado o número de pixels *gridados* referente a cada classe de chuva. Os perfis com chuva estratiforme e convectiva representam aproximadamente 99,6% do número total de pontos *gridados* sobre a área de estudo, sendo que os perfis convectivos correspondem a 7,5% e os estratiformes a 92,1% desse valor. Neste estudo somente as medidas sobre o continente serão analisadas.

Tabela 5.1 – Número de pixels por classe.

	Sup. Continental	Sup. Continental (%)
Sem chuva	3	0,01
Estratiforme	22242	92,1
Convectiva	1822	7,5
Outro	91	0,4
Total	24158	100

5.1 Temperatura de brilho em 37.0 GHz e 85.5 GHz

Como visto nos capítulos anteriores, para radiômetros à bordo de satélites, as TB's medidas são o resultado integrado dos processos de emissão e espalhamento que atuam na modulação da radiação ascendente ao longo do caminho ótico do radiômetro. Em sensoriamento remoto de sistemas precipitantes as fontes de emissão são primariamente a água líquida de nuvem, chuva, e hidrometeoros derretidos (WILHEIT, 1986; MUGNAI et al., 1990; VIVEKANANDAN et al., 1991). Em 37.0 e 85.5 GHz, as frequências usadas nos estudos de sistemas precipitantes, o espalhamento da radiação ascendente é primariamente devido ao tamanho do gelo precipitante presente acima da camada de chuva emissora (WU & WEINMAN, 1984; SPENCER et al., 1989). A redução nas temperaturas de brilho observadas (espalhamento pelo gelo) é função da distribuição de tamanho das partículas, da densidade, concentração e da profundidade da camada de espalhamento (VIVEKANANDAN et al., 1991). O espalhamento em 85.5 GHz pode ser realizado por precipitação de pequenas partículas de gelo e é tipicamente o sinal dominante quando a fase de gelo está presente nas nuvens, enquanto que em 37.0 GHz o espalhamento pelo gelo é atribuído a presença de hidrometeoros sólidos com diâmetros grandes, como graupel e granizo (TORACINTA et al., 2002).

Nas Figuras 5.1 e 5.2 são apresentados os histogramas bi-dimensionais de temperatura de brilho entre os canais de 37.0 e 85.5 GHz nas polarizações vertical e horizontal para as classes estratiforme e convectiva, respectivamente. Os histogramas de temperatura de brilho para precipitação estratiforme (Figura 5.1) mostram que no canal de 37.0 GHz as TB's mínimas chegam a 250 K, enquanto que as máximas observadas são de 285 K, tanto para a polarização vertical quanto para a polarização horizontal. Os intervalos de TB com maior ocorrência estão entre 267 K e 275 K para a polarização vertical e entre 265 K e 270 K para a polarização horizontal, no canal de 37.0 GHz. Em 85.5 GHz, as temperaturas de brilho

mínimas são de 200 K e as máximas de 285 K, em ambas as polarizações. Já os intervalos de TB com maior ocorrência estão entre 250 K e 274 K na polarização vertical e entre 248 K e 264 K na polarização horizontal. Para precipitação convectiva (Figura 5.2), as temperaturas de brilho são menores do que as observadas em para precipitação estratiforme. As TB's mínimas no canal de 37.0 GHz chegam a 222 K, enquanto que as máximas atingem 285 K, em ambas as polarizações. O intervalo de maior ocorrência de TB neste mesmo canal está entre 270 K e 285 K. Em 85.5 GHz, as TB's mínimas observadas são de 140 K, e as máximas atingem 290 K, com intervalo de maior ocorrência entre 255 K e 290 K.

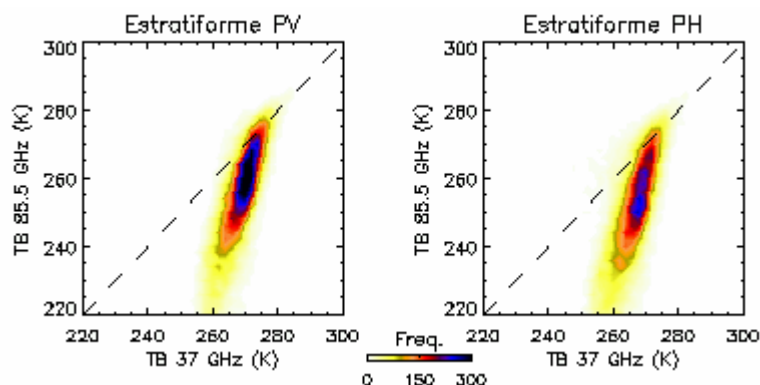


Figura 5.1 – Histograma bi-dimensional entre as TB's de 37.0 e 85.5 GHz com 2 K de intervalo para os perfis estratiformes.

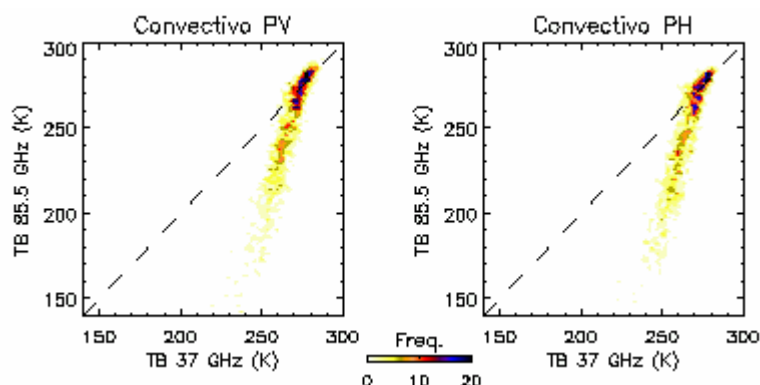


Figura 5.2 – Como na Figura 5.1, para os perfis convectivos.

O canal de 37.0 GHz sofre influência tanto da emissão de água líquida quanto do espalhamento provocado pelo gelo e, portanto, apresenta um comportamento ambíguo com relação aos tipos de hidrometeoros presentes nas nuvens. O canal de 85.5 GHz, por sua vez, responde somente ao espalhamento provocado pelo gelo. Os processos de formação de precipitação estratiforme ocorrem com baixos conteúdos de água líquida e movimentos verticais pouco intensos, insuficientes para sustentar ou carregar para níveis mais altos as partículas de gelo, que não crescem e tendem a precipitar. Tratando-se dos processos envolvidos na formação de precipitação convectiva, os movimentos verticais intensos e os elevados conteúdos de água líquida tornam o processo de coalescência mais eficiente, com a formação de partículas de gelo e gotas de chuva maiores. Os diferentes processos de formação de precipitação, bem como as interações entre os diferentes hidrometeoros com os canais em estudo explicam as observações feitas nas Figuras 5.1 e 5.2. A menor sensibilidade do canal de 37.0 GHz a pequenos cristais de gelo faz com que as temperaturas de brilho neste canal sejam maiores do que no canal de 85.5 GHz. As TB's mais frias observadas no canal de 85.5 GHz se devem ao espalhamento provocado até mesmo pelas pequenas partículas de gelo, com concentrações mais elevadas em porções convectivas dos sistemas precipitantes.

O formato oblato das gotas de chuva precipitando provoca diferenças no campo de irradiação em microondas, e, como consequência, as temperaturas de brilho observadas pelos sensores nessa faixa do espectro de ondas sofrerão alterações. As temperaturas de brilho medidas nos canais com polarização vertical serão, portanto, mais quentes, enquanto que as medidas nos canais com polarização horizontal serão mais frias. O canal de 37.0 GHz, mais sensível à água no estado líquido, sofre, portanto, maior influência do efeito de polarização das ondas eletromagnéticas do que o canal de 85.5 GHz.

5.2 Fator de refletividade do radar Z

Nas Figuras 5.3 e 5.4 são apresentados os histogramas bi-dimensionais do fator de refletividade do radar nas regiões com chuva estratiforme associados às TB's dos canais 37.0 e 85.5 GHz, para as polarizações vertical e horizontal, respectivamente. São mostradas somente as figuras para os níveis de 2, 4, 6, 8 e 10 km, embora tenham sido analisados todos os níveis em estudo, ou seja, da superfície até 15 km de altura.

A principal característica da precipitação estratiforme é a presença da banda brilhante, ou seja, um perfil vertical de Z praticamente constante até a base da banda brilhante, a partir da qual a refletividade cresce rapidamente até um valor máximo e então decresce até o topo dessa camada de altas refletividades. O conteúdo total de gelo nas nuvens é composto parte por cristais e parte por agregados de gelo. Em camadas das nuvens que se encontram próximas ao nível de derretimento (0° C), há uma maior concentração de agregados do que cristais. Em Gagin (1971), foi observado que esta concentração de agregados aumenta em um fator de dez, iniciando em $0,01$ partículas/ m^3 , para nuvens com temperaturas de topo da ordem de -5° C, e alcançando valores de até 10 partículas/ m^3 em nuvens com temperaturas de topo da ordem de -25° C. Acima de 0° C há a presença de cristais de gelo e, principalmente na fase madura dos sistemas, de agregados (neve, graupel e granizo).

Observa-se nestas figuras que em 2 e 4 km de altura os valores máximos de Z estão associados com as temperaturas de brilho mais baixas do canal de 85.5 GHz, com valores entre 210 K e 250 K, e entre 250 K e 260 K em 37.0 GHz. Em 4 km (aproximadamente 0° C), a presença da banda brilhante, localizada em média neste nível na região de estudo, configura o máximo de Z próximos a 40 dBZ. Em níveis mais elevados, como em 6 e 8 km, os máximos de refletividade possuem temperaturas de brilho mais frias em ambos os canais, evidenciando a presença de gelo, uma vez que Z é proporcional à sexta potência do diâmetro dos

hidrometeoros e as TB's mais frias nesses canais estão relacionadas ao espalhamento provocado pelo gelo.

As TB's mais frias para a polarização horizontal dos canais 37.0 GHz e 85.5 GHz (Figura 5.4) estão associadas aos maiores valores de Z, indicando a presença de gotas grandes o suficiente para que o efeito do espalhamento se sobreponha ao efeito da emissão. Essas gotas grandes nos níveis próximos a 4 km são provavelmente flocos de neve derretidos que aumentam significativamente os valores de Z e caracterizam a banda brilhante.

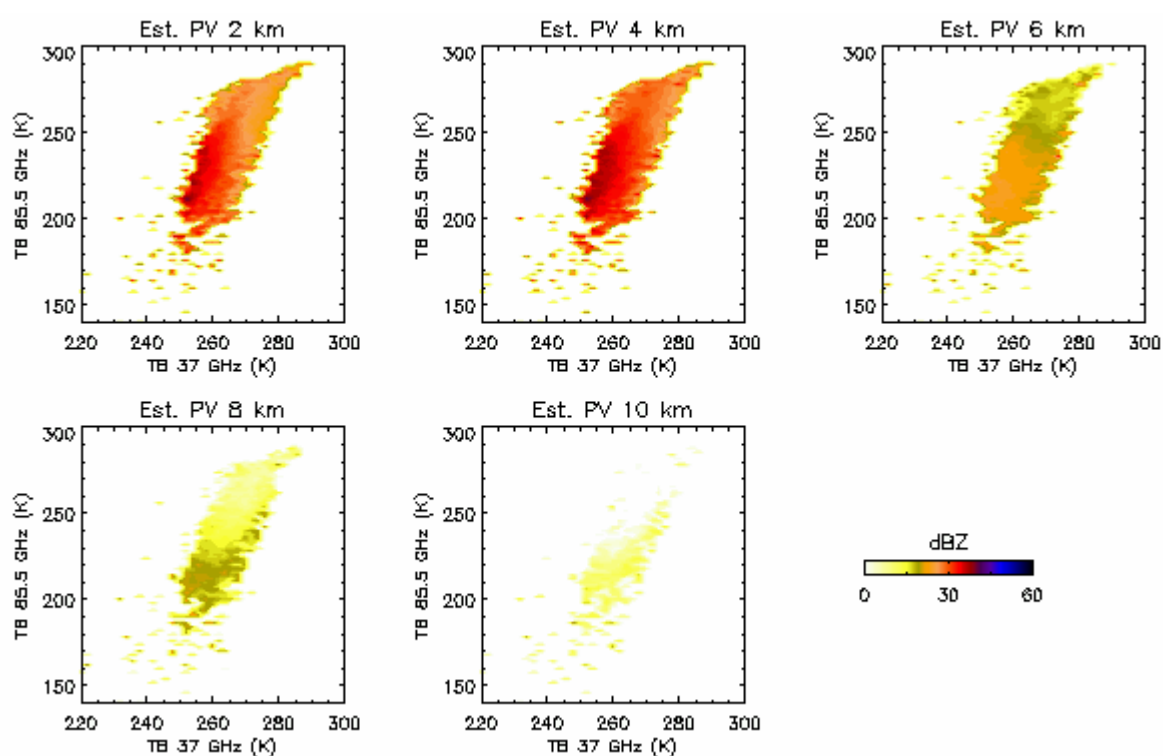


Figura 5.3 – Distribuição média de Z em relação às TB's de 37.0 e 85.5 GHz para os perfis estratiformes, nos níveis de 2, 4, 6, 8 e 10 km (polarização vertical).

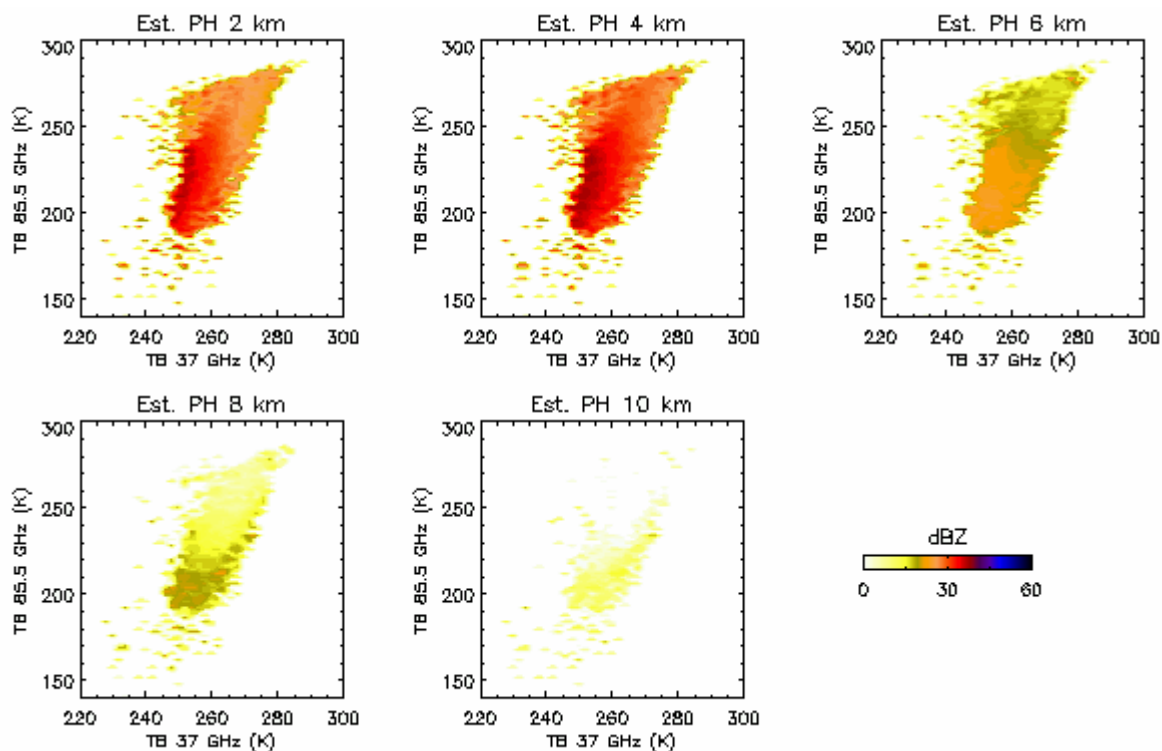


Figura 5.4 – Como na Figura 5.3, para polarização horizontal.

As regiões com precipitação convectiva, Figuras 5.5 e 5.6, são caracterizadas por altas refletividades da superfície até altos níveis, praticamente constantes, lembrando que Z é proporcional à sexta potência do diâmetro das gotas. Em 2 e 4 km, os máximos de Z se aproximam de 55 dBZ, e acima de 4 km se observa uma diminuição nos valores de refletividade. No nível de 6 km, os máximos de Z chegam a 35 dBZ, e em 8 e 10 km a 30 dBZ. Os altos valores de Z estão tanto associados com temperaturas de brilho mais frias quanto com mais quentes, em ambos os canais. As TB's mais quentes estão associadas à presença de grandes quantidades de água líquida, inerentes à precipitação do tipo convectiva, produzindo altos valores de Z por apresentarem diâmetros grandes, com o efeito da emissão prevalecendo sobre o efeito do espalhamento. As temperaturas de brilho mais frias, por sua vez, estão relacionadas ao espalhamento provocado pelas grandes quantidades de gelo, característica observada para precipitação convectiva.

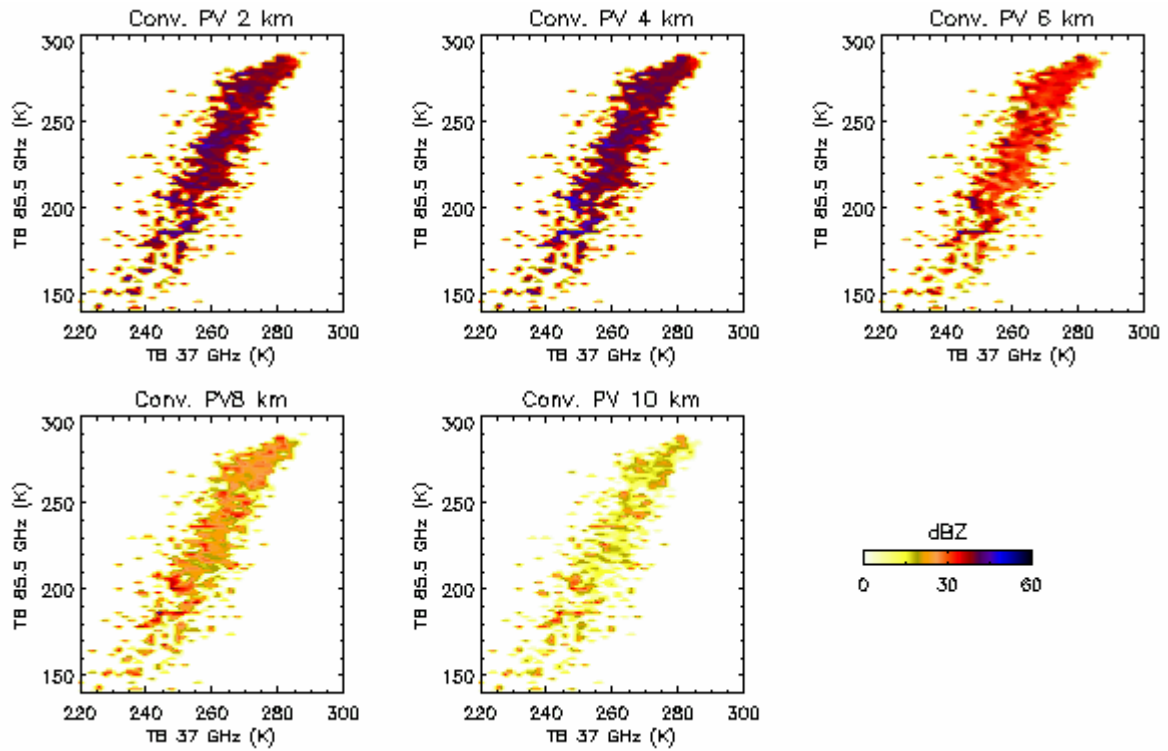


Figura 5.5 – Distribuição do perfil médio de Z em relação às TB's de 37.0 e 85.5 GHz para os perfis convectivos, nos níveis de 2, 4, 6, 8 e 10 km (pol. vertical).

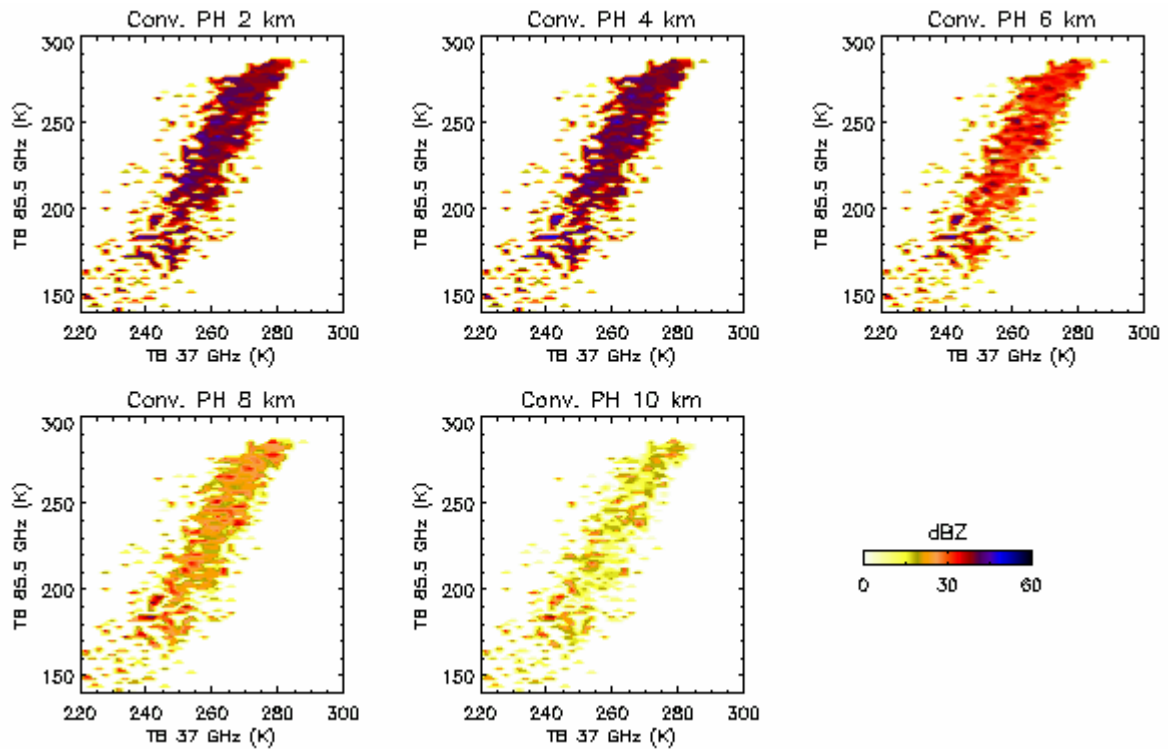


Figura 5.6 – Como na Figura 5.5, para a polarização horizontal.

6. NATUREZA DOS SISTEMAS METEOROLÓGICOS OBSERVADOS VIA TMI E PR

Os sistemas precipitantes que compõe o banco de dados foram separados, através de uma análise das imagens dos canais de 37.0 GHz e 85.5 GHz do TMI/TRMM e do canal 4 (infravermelho) do satélite GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*), pelo tipo de sistema meteorológico responsável pela formação da chuva. Essa separação teve como base os tipos principais de sistemas meteorológicos responsáveis pela formação de precipitação na região de estudo, ou seja, sistemas frontais, sistemas convectivos e sistemas compostos por nuvens quentes. Esta divisão teve como objetivo caracterizar as propriedades radiométricas e microfísicas da precipitação formada por cada tipo de sistema meteorológico atuante na região de estudo.

Os sistemas frontais, referenciados entre as mais importantes perturbações atmosféricas responsáveis por precipitação e mudanças na temperatura em quase todo o País, são formados por massas de ar com centenas de quilômetros de extensão que se movimentam de forma relativamente lenta, gerando chuvas caracterizadas pela longa duração e por atingirem grandes áreas (HOLTON, 1992; FEDOROVA, 1999). Formam-se em ondas baroclínicas de latitudes médias (escala ~ 3000 km) imersos nos ventos de oeste dessas latitudes. Provenientes do Pacífico, onde se propagam de oeste para leste, essas ondas modificam-se ao atravessar os Andes, interagindo com a circulação da América do Sul e adquirindo uma componente em direção ao Equador, tendo propagação típica de sudoeste para nordeste ao longo da costa da América do Sul e podem atingir latitudes tropicais (SATYAMURTY et al., 1998; SELUCHI et al., 1998). Seu desenvolvimento está ligado à intensificação de sucessivos cavados e cristas no Pacífico, que causa a propagação de energia de oeste para leste (FORTUNE & KOUSKY, 1983). Durante a maior parte do ano (exceto no

inverno) esses sistemas frontais interagem com a convecção tropical, em geral acentuando-a através da formação de nuvens cumulonimbus responsáveis pela precipitação tropical e subtropical. Algumas regiões do Brasil, tais como as regiões sul e sudeste são áreas frontogênicas, ou seja, as frentes podem intensificar-se ou formar-se sobre elas (LEMOS & CALBETE, 2002).

Os sistemas convectivos, por sua vez, se formam pelo aquecimento de massas de ar pequenas em relação às formadoras dos sistemas frontais, que estão em contato direto com a superfície quente dos continentes e oceanos (HOLTON, 1992; FEDOROVA, 1999). Este processo pode ou não resultar em chuva, sendo que as chuvas formadas são caracterizadas pela alta intensidade e pela curta duração. Normalmente, porém, as chuvas convectivas ocorrem de forma concentrada sobre áreas pequenas. Precipitação convectiva é comum no verão brasileiro, na Floresta Amazônica e no Centro Oeste. Na região Sudeste, particularmente sobre a Região Metropolitana de São Paulo também ocorrem tempestades convectivas associadas a entrada de brisa marítima ao final da tarde. Os diferentes tipos de sistemas convectivos existentes no cinturão tropical da América do Sul foram intensivamente estudados por Machado e Rossow (1993) utilizando um conjunto de imagens fornecidas por diferentes tipos de sensores a bordo de satélites geoestacionários coletadas pelo International Satellite Cloud Climatology Project (*ISCCP*) nas faixas espectrais do visível e do infravermelho termal. Foi identificado, neste estudo, que os sistemas convectivos tropicais são constituídos basicamente por dois tipos de nuvem: o primeiro, com topos mais altos, maior espessura óptica e associado com a convecção profunda em escala local; e, o segundo, com topos mais baixos, espessura óptica reduzida e associado com nebulosidade.

Tanto os sistemas frontais quanto os sistemas convectivos podem formar nuvens com grande desenvolvimento vertical e topos altos, e que contém grandes quantidades de gelo. As nuvens precipitantes cujos topos não atingem níveis acima de 0° C são ditas nuvens quentes.

O mecanismo responsável pela formação da precipitação nesse tipo de nuvem é a coalescência entre gotículas de nuvem, importante processo de formação de precipitação nos Trópicos, que pode também ter importância na precipitação gerada por nuvens cumulus de latitudes médias com topos abaixo da isoterma de 0° C (ROGERS, 1979).

O número de casos de cada tipo de sistema e o número de pontos da grade com cada tipo de chuva é apresentado nas Tabelas 6.1 e 6.2, sendo que os sistemas frontais são responsáveis por 50,6% dos casos que compõe o banco de dados desse estudo, os sistemas convectivos por 41,9% e as nuvens quentes por 7,5%, com 29 casos. Para os sistemas com nuvens quentes, nenhum perfil do fator de refletividade Z foi classificado pelo PR como chuva do tipo convectiva. O conjunto total desses casos, com as respectivas datas de ocorrência e número da órbita do satélite, é listado no Anexo A3.

Tabela 6.1 – Número de casos por tipo de sistema precipitante.

	Casos	Casos (%)
Sistemas Frontais	196	50,6
Sistemas Convectivos	162	41,9
Nuvens Quentes	29	7,5

Tabela 6.2 – Número de perfis com chuva estratiforme e convectiva por tipo de sistema precipitante, via PR.

	Chuva estratiforme	Chuva convectiva
Sistemas Frontais	14089	1268
Sistemas Convectivos	7214	554
Nuvens Quentes	939	0

6.1 Distribuição espacial da precipitação

Através do conjunto disponível no banco de dados, foram construídas as distribuições médias de frequência de ocorrência de precipitação em cada ponto da grade utilizada. Os perfis com chuva estratiforme apresentaram uma maior distribuição na região de estudo, principalmente para os sistemas frontais, uma vez que esse é a classe de chuva predominante

nos sistemas. Nos sistemas frontais (Figura 6.1) a maior ocorrência de chuva estratiforme é observada nas porções com relevo mais elevado, próximo as divisas com os Estados do Paraná, na região da Serra do Mar, e Minas Gerais, na região da Serra da Mantiqueira. Os sistemas convectivos (Figura 6.2), por sua vez, apresentam máximos de ocorrência de chuva estratiforme na região da divisa entre os Estados de São Paulo com Minas Gerais, na extremidade mais ao sul da Serra da Mantiqueira. As nuvens quentes ficaram restritas a uma pequena área com topografia baixa, no litoral sul de São Paulo próximo a divisa com o Estado do Paraná, e em alguns pontos mais continentais do estado paulista (Figura 6.3).

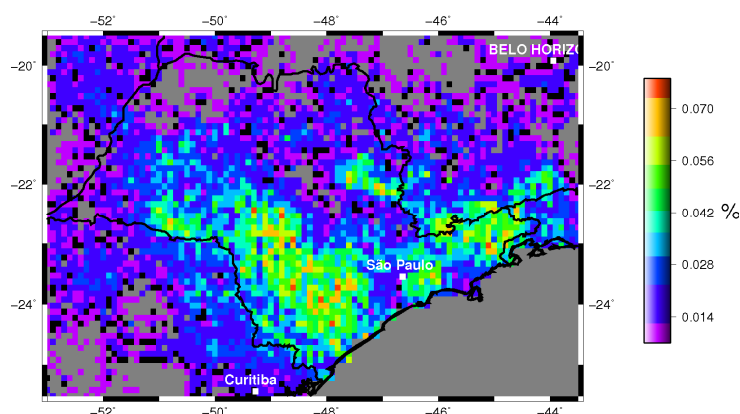


Figura 6.1 – Distribuição de frequência espacial da chuva estratiforme para os sistemas frontais.

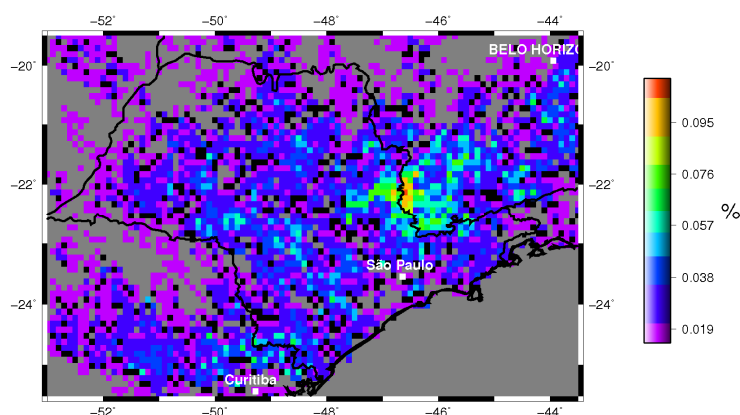


Figura 6.2 – Como na Figura 6.1, para sistemas convectivos.

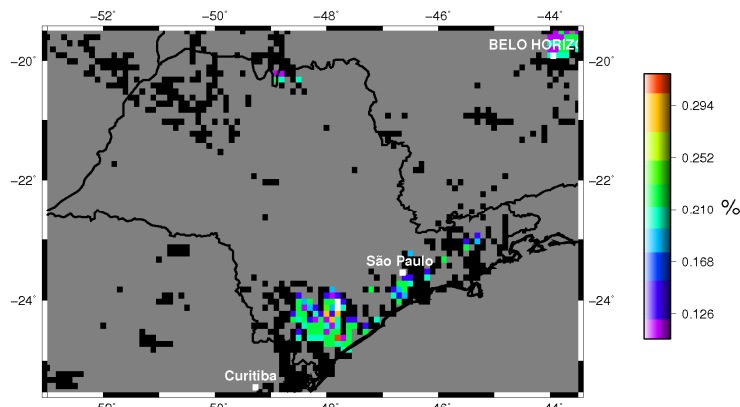


Figura 6. 3 – Como na Figura 6.1, para nuvens quentes.

Os perfis com chuva convectiva apresentaram uma distribuição bem menos uniforme do que a observada para a chuva do tipo estratiforme, principalmente por que o número de perfis com chuva do tipo convectiva (1822) é bem inferior ao de perfis com chuva estratiforme (22242). Por esse motivo, as distribuições espaciais para chuva do tipo convectiva não serão apresentadas.

6.2 Taxa de precipitação em superfície

Os histogramas de frequência da taxa de precipitação em superfície com intervalos de 0,5 mm/h são apresentados na Figura 6.4, com as respectivas distribuições cumulativas, seguindo a divisão por tipo de sistema e classe de chuva já utilizada anteriormente. Para chuva estratiforme, toda a precipitação que chega a superfície atinge taxas máximas de 10 mm/h nos sistemas frontais, 9 mm/h nos sistemas convectivos e 7 mm/h nos sistemas com nuvens quentes e a maior ocorrência dessas taxas, cerca de 16,8% para os sistemas frontais, 21,5% para os convectivos e 23,4% para as nuvens quentes, são até 1 mm/h. Em termos do total de precipitação, 80% do total observados de chuva estratiforme é de taxas de 4,5 mm/h nos sistemas frontais, 3 mm/h nos sistemas convectivos e 2,5 mm/h nos sistemas com nuvens quentes. Já para chuva convectiva são observadas taxas de precipitação de até 30 mm/h nos sistemas frontais e convectivos, embora com frequências que chegam a no máximo 1% do

total. A distribuição de frequência para tais sistemas apresenta uma forma semelhante, com taxas de precipitação em superfície entre 10 e 11 mm/h representando a máxima frequência nos sistemas frontais (~ 5,1%) e 9 mm/h nos sistemas convectivos (~ 6%). Metade do total de chuva convectiva em superfície nos sistemas frontais é de taxas próximas a 13 mm/h, enquanto que nos sistemas convectivos são menores, cerca de 10,4 mm/h. Na Tabela 6.3 são apresentadas as taxas de precipitação médias e os respectivos desvios padrão obtidos para cada classe de precipitação e tipo de sistema meteorológico. Tanto as chuvas estratiformes quanto convectivas são em média maiores nos sistemas frontais, como também apresentam os maiores desvios padrão. Para as precipitações estratiformes, as taxas são 0,5 mm/h maiores nos sistemas frontais do que nos sistemas convectivos e 0,88 mm/h maiores nos sistemas frontais, em relação aos sistemas com nuvens quentes. As taxas de precipitação convectiva, por sua vez, são em média 1,95 mm/h maiores nos sistemas frontais do que nos sistemas convectivos.

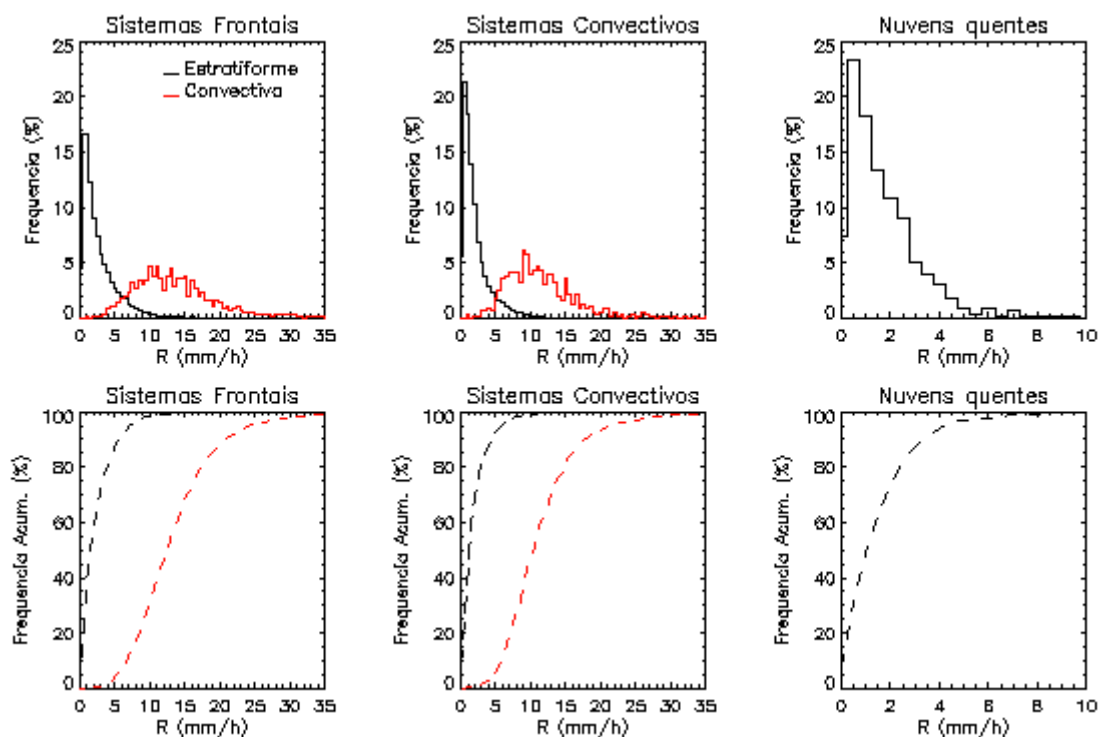


Figura 6.4 – Histogramas de frequência percentual (acima) e distribuição cumulativa (abaixo) de taxa de precipitação em superfície, com intervalos de 0.5 mm/h.

Tabela 6.3 – Taxa de precipitação (mm/h) média em superfície e desvio padrão para cada tipo de sistema precipitante.

	R média (mm/h)	$\sigma(R)$ (mm/h)
Sistemas Frontais – estratiforme	2,85	2,66
Sistemas Frontais – convectiva	13,79	6,14
Sistemas Convectivos - estratiforme	2,31	2,17
Sistemas Convectivos - convectiva	11,84	5,71
Nuvens Quentes – estratiforme	1,97	1,65

Na Figura 6.5, as taxas de precipitação foram normalizadas pelos totais de precipitação por tipo de sistemas e classe de chuva. Observa-se que, para chuva estratiforme, praticamente 50% das taxas de precipitação dessa classe observadas nos sistemas frontais são de até 4 mm/h, nos sistemas convectivos são de 3 mm/h e nos sistemas com nuvens quentes de 2 mm/h. Nas nuvens quentes, há grande contribuição (~ 55%) de taxas de precipitação pouco intensas, de até 2,5 mm/h. As taxas de precipitação mais observadas são de 2 mm/h nos sistemas frontais (~ 7,5%) e nos sistemas convectivos (~ 10,8%), e de 2,5 mm/h nos sistemas com nuvens quentes (12,4%). Os máximos acumulados de chuva convectiva nos sistemas frontais, com taxas de precipitação de 13 mm/h, representam cerca de 38% do total de precipitação para essa classe de chuva nesses sistemas, enquanto que nos sistemas convectivos, as taxas de precipitação de 13 mm/h representam aproximadamente 50% do total de chuva acumulada.

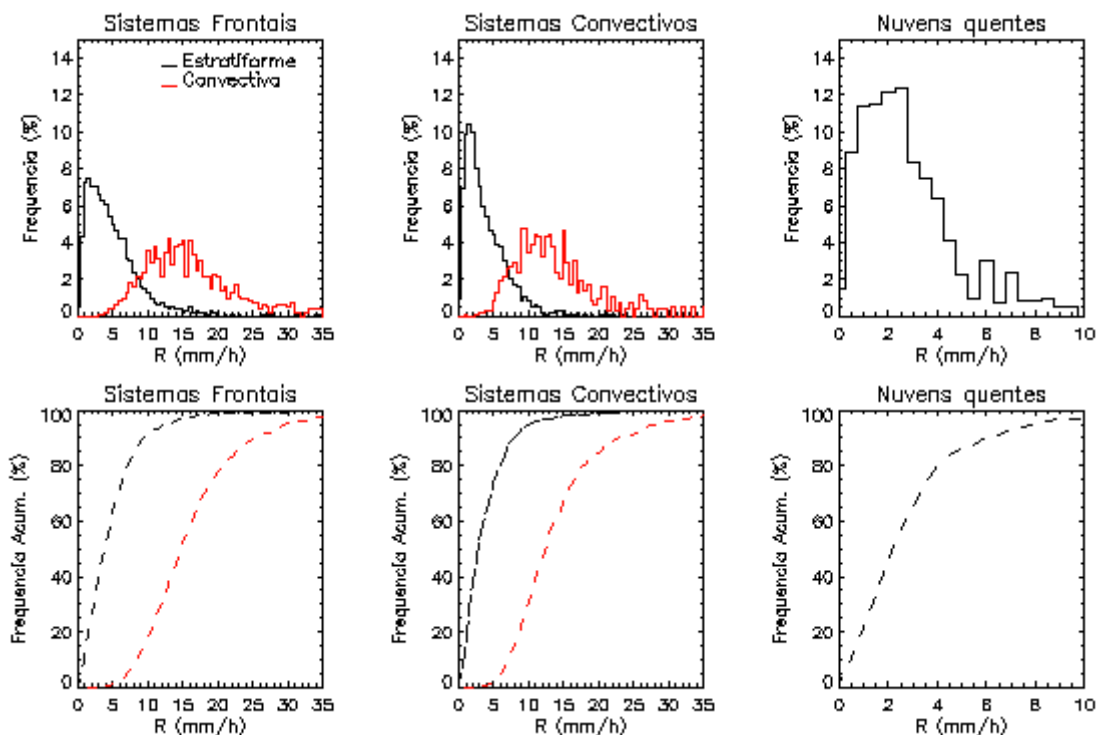


Figura 6.5 – Histogramas da taxa de precipitação em superfície normalizados pela precipitação total (acima) e distribuição cumulativa (abaixo) com intervalos de classe de 0,5 mm/h.

A distribuição espacial das taxas de precipitação em superfície médias para precipitação estratiforme dos sistemas frontais (Figura 6.6) mostra duas extensas áreas de ocorrência, uma localizada na divisa entre os Estados do Paraná e São Paulo e outra na localizada no norte do Estado do Paraná. Alguns outros clusters com precipitação elevada, embora com áreas menores, são observados na região central do Estado de São Paulo, próximo a divisa entre os Estados de São Paulo e Minas Gerais e à leste do Mato Grosso do Sul. Os pontos da grade com chuva estratiforme intensa nos sistemas convectivos (Figura 6.7) não se apresentam em forma de clusters com grandes áreas como foi observado nos sistemas frontais, uma vez que os sistemas convectivos formam-se a partir de aquecimento localizado em pequenas áreas. Esses pontos de taxas de precipitação de máxima intensidade são observados na região central de São Paulo e a nordeste do Paraná. Para as nuvens quentes

(Figura 6.8) as chuvas mais intensas estão localizadas nas regiões mais baixas do litoral e interior paulista e próximo à Belo Horizonte.

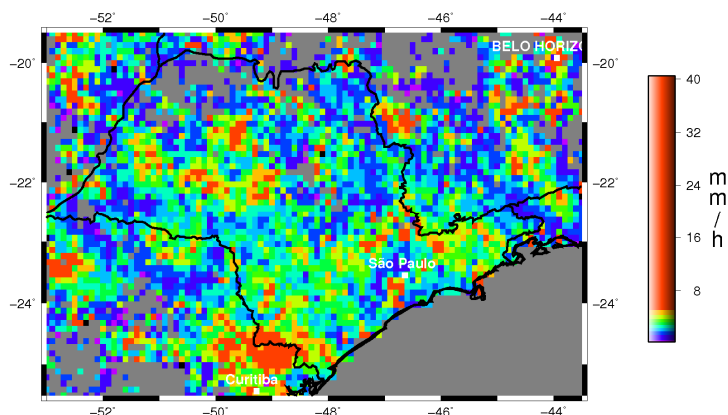


Figura 6.6 – Distribuição espacial de taxa de precipitação em superfície para a chuva estratiforme contida nos sistemas frontais.

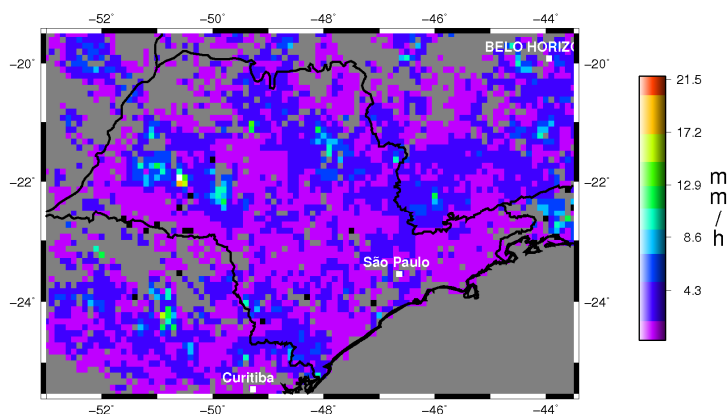


Figura 6.7 – Como na Figura 6.6, para sistemas convectivos.

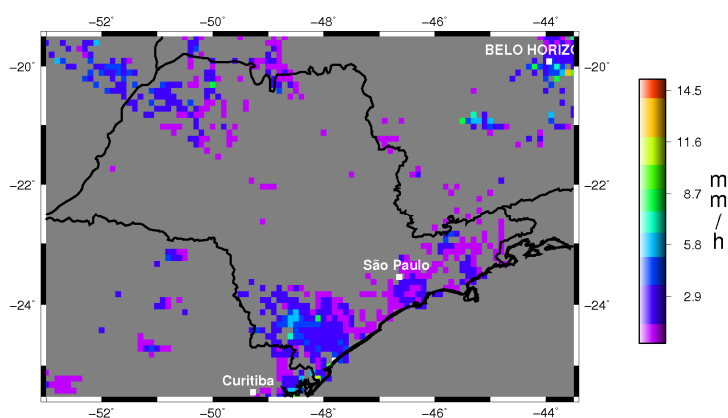


Figura 6.8 – Como na Figura 6.6, para nuvens quentes.

6.3 PCT dos canais de 37.0 e 85.5 GHz

A PCT é calculada a partir de diferenças balanceadas entre as polarizações vertical e horizontal dos canais de 37.0 e 85.5 GHz, a qual elimina as descontinuidades da emissividade entre superfícies continentais e oceânicas e sobre superfícies continentais com grandes porções de água, como lagos e rios (SPENCER et al., 1989). Nesbitt et al. (2000) caracterizaram sistemas precipitantes tropicais utilizando dados do PR e TMI/TRMM para os meses de agosto, setembro e outubro de 1998. Observaram que a convecção intensa nesses sistemas é capaz de produzir mais condensação nas regiões mista e sólida e lançar grandes partículas de gelo para níveis mais elevados, aumentando a refletividade do radar em altitude, bem como o espalhamento em 85.5 GHz. As PCT's mais frias obtidas em 85.5 GHz nesse caso são sempre inferiores a 250 K. Ainda segundo Toracinta et al. (2002), os sistemas sobre os continentes tropicais geralmente apresentam maiores magnitudes de refletividade se estendendo até níveis mais altos do que os sistemas tropicais oceânicos. Isso é consistente com a observação de fortes sinais de espalhamento pelo gelo (PCT de 37.0 e 85.5 GHz mais frias) nos sistemas continentais. As PCT's mais frias nos canais de 37.0 e 85.5 GHz podem, portanto, dar indícios da presença de grandes quantidades de gelo precipitável que produzem mais espalhamento no sinal obtido nesse canal.

Para investigar a presença de gelo nos perfis de hidrometeoros dos sistemas meteorológicos estudados, foram calculadas as PCT's dos canais de 37.0 e 85.5 GHz. Na Figura 6.9 são apresentadas as distribuições de frequência da PCT para o canal de 37.0 GHz com intervalos de 2 K, para os perfis estratiformes e convectivos das três classes de sistemas meteorológicos, e ainda as distribuições cumulativas de tais PCT's. Os perfis com chuva estratiforme têm a maior frequência observada em 270 K para os sistemas frontais (~ 14,5%), 274 K para os sistemas convectivos (~ 17%) e 276 K para as nuvens quentes (~ 21%). Já para chuva convectiva, são observados três intervalos de PCT com maior frequência de ocorrência,

tanto nos sistemas frontais quanto convectivos. Nos sistemas frontais, esses valores são de 262, 270 e 276 K, com frequências de até 7%, enquanto que nos sistemas convectivos, de 268, 278 e 282 K, com frequências máximas de 8,7%. Observa-se que 50% das PCT's para a chuva estratiforme é representada por valores mais frios que 272 K nos sistemas frontais e convectivos e 276 K nos sistemas com nuvens quentes, enquanto que para chuva convectiva, metade do total de PCT's é mais fria que 266 K nos sistemas frontais e 272 K nos sistemas convectivos. As PCT's mais frias dão indícios da presença de gelo com tamanhos precipitáveis (milímetros) como graupel e granizo, responsáveis pelo espalhamento em 37.0 GHz, e chegam a aproximadamente 210 K tanto nos sistemas frontais quanto nos sistemas convectivos, concordando com as observações feitas por Nesbitt et al. (2000) e Toracinta et al. (2002).

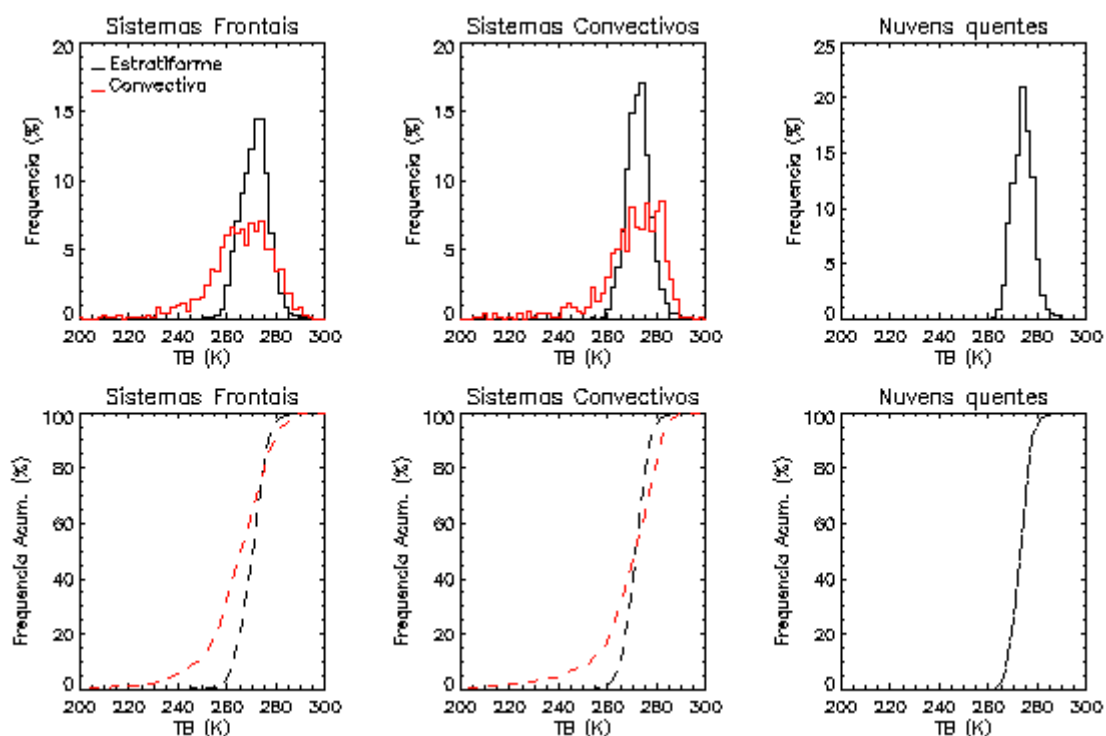


Figura 6.9 – Histogramas de frequência percentual (acima) e distribuição cumulativa (abaixo) de PCT do canal de 37.0 GHz, com intervalo de 2 K.

As PCT's que explicam 1, 5, 10, 20 e 50% das observações no canal de 37.0 GHz são apresentadas nas Tabelas 6.4 e 6.5 para chuva estratiforme e convectiva, respectivamente. Para chuva estratiforme, num mesmo percentual de representatividade, as PCT's nos sistemas frontais são sempre mais frias do que nos demais sistemas. Por exemplo, em 1% a PCT nos sistemas frontais é de 257,2 K, enquanto que nos sistemas convectivos é de 260,1 K e nos sistemas compostos por nuvens quentes é de 264,2 K. Isso mostra que na chuva estratiforme de sistemas frontais há a formação de cristais de gelo maior do que nos sistemas convectivos e com nuvens quentes. Para a precipitação convectiva, os sistemas convectivos apresentam PCT's mais frias do que nos sistemas frontais somente em 1% do total observado, ou seja, o gelo formado nos sistemas convectivos é maior somente em 1% das observações.

Tabela 6.4 – PCT's em 37.0 GHz para chuva estratiforme que representam 1, 5, 10, 20 e 50% do total observado nos sistemas frontais, sistemas convectivos e sistemas de nuvens quentes.

Chuva Estratiforme	Sistemas frontais	Sistemas convectivos	Nuvens quentes
1%	257,2	260,1	264,2
5%	261,1	263,1	267
10%	263,1	265,8	267,7
20%	265,3	267,4	269,6
50%	271,4	271,8	271

Tabela 6.5 – Como na Tabela 6.4, para chuva convectiva.

Chuva Convectiva	Sistemas frontais	Sistemas convectivos
1%	214,1	210,8
5%	238,9	242
10%	248,7	253,4
20%	255,6	261,7
50%	266,3	271,8

As PCT's médias do canal de 37.0 GHz em cada ponto da grade foram calculadas e são apresentadas abaixo através de distribuições espaciais na região de estudo. As PCT's para os sistemas frontais e convectivos são apresentadas nas Figuras 6.10 e 6.11, respectivamente. As regiões mais frias estão associadas as maiores taxas de precipitação em superfície,

mostradas nas Figuras 6.6 a 6.8. A diferença entre os sistemas está na forma em que essas áreas de PCT mínimas se encontram. Nos sistemas convectivos são observados aglomerados em regiões menores do que as observadas nos sistemas frontais, reforçando a formação teoria de que o primeiro tipo de sistema meteorológico se forma principalmente pelo aquecimento localizado. As PCT's mais quentes, em sua maioria, estão localizadas nas porções mais continentais da área de estudo, embora que, para sistemas convectivos, observem-se aglomerados juntos às regiões costeiras, evidenciando a formação de sistemas convectivos pelos fortes gradientes de aquecimento da superfície nessas regiões.

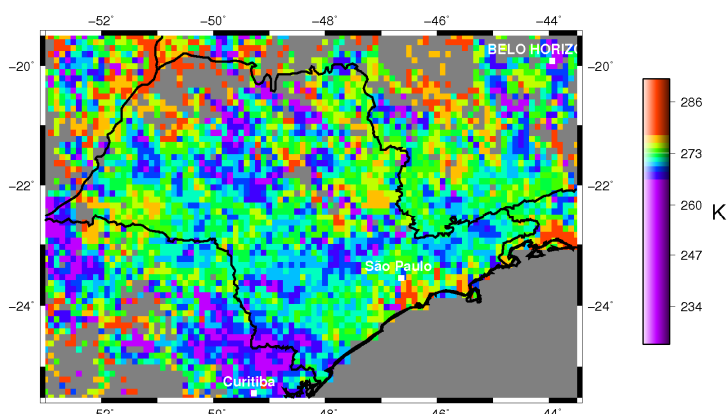


Figura 6.10 – Distribuição espacial da PCT de 37.0 GHz para a chuva estratiforme dos sistemas frontais.

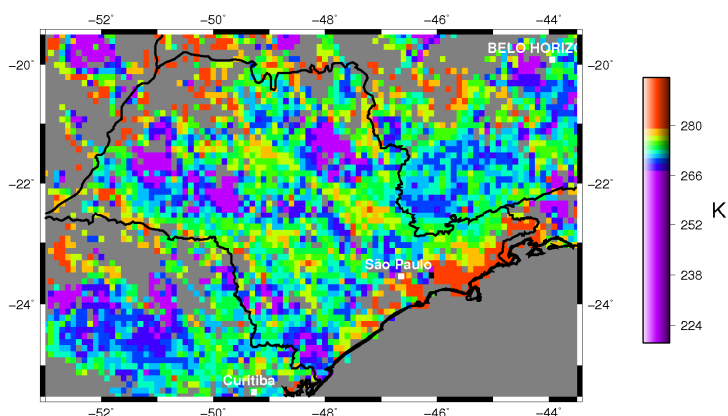


Figura 6.11 – Como na Figura 6.10, para sistemas convectivos.

A distribuição espacial das PCT's de 37.0 GHz dos perfis com chuva estratiforme nas nuvens quentes, Figura 6.12, mostra três núcleos mais frios e duas regiões com PCT's mais quentes. As mais frias estão situadas à nordeste e noroeste da região de estudo, e ao sul do Estado de São Paulo, região de maior ocorrência desse tipo de sistema. As mais quentes, por sua vez, são observadas no litoral norte paulista e também no interior do Estado, associadas a emissão da água líquida contida nesses sistemas.

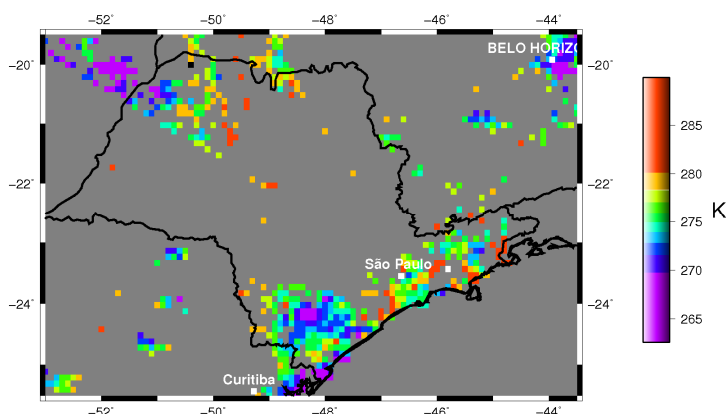


Figura 6.12 – Como na Figura 6.10, para nuvens quentes.

Para a identificação dos cristais de gelo menores presentes nos perfis de hidrometeoros presentes nos sistemas estudados, na Figura 6.13 são apresentados os histogramas de PCT para o canal de 85.5 GHz, bem como as distribuições cumulativas dessas PCT's. Para a chuva estratiforme, as maiores freqüências são observadas para PCT de 260 K nos sistemas frontais (6,4%), convectivos (7,5%) e também nos sistemas com nuvens quentes (9%). A representatividade de PCT's mais frias que 260 K é diferente em cada tipo de sistema: para sistemas frontais, aproxima-se a 70%, para sistemas convectivos a 50% e em sistemas com nuvens quentes é ainda menor, com 40%. Nos perfis com chuva convectiva, observa-se que há uma maior distribuição entre os valores de PCT, com as maiores freqüências chegando a 3,2% nos sistemas frontais para PCT de 268 K e 5,8% para PCT de 280 K nos sistemas convectivos, enquanto que 50% do total das PCT's dos sistemas frontais é dado por valores inferiores a 240 K e em sistemas convectivos, menores que 260 K. Apesar de representar

somente 0,5% dos valores, PCT's de 120 K são observados em 85.5 GHz nos sistemas convectivos, enquanto que em 37.0 GHz os menores valores com essa porcentagem de representatividade são de 230 K. Para os sistemas frontais, os menores valores de PCT que apresentam certa representatividade (0,5 %) são de 142 K em 85.5 GHz e de 230 K em 37.0 GHz.

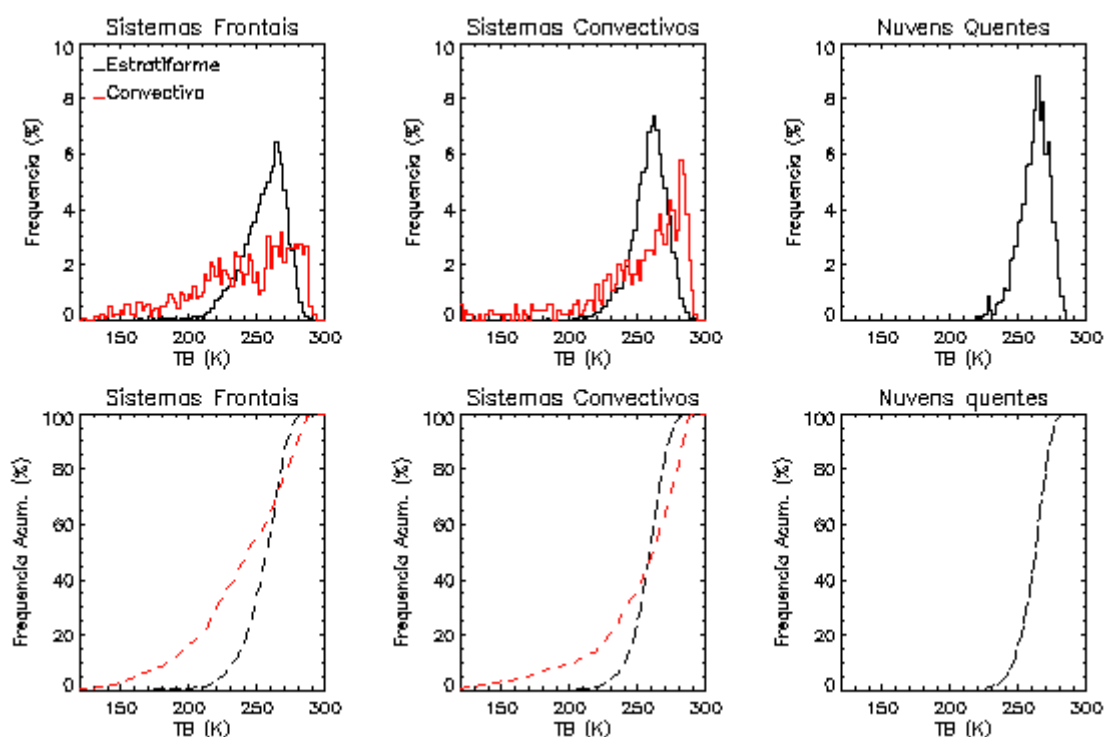


Figura 6.13 – Histogramas de frequência percentual (acima) e distribuição cumulativa (abaixo) de PCT do canal de 85.5 GHz, com intervalo de 2 K.

Nas Tabelas 6.6 e 6.7 são apresentadas as PCT's que explicam 1, 5, 10, 20 e 50% das observações feitas no canal 85.5 GHz para chuva estratiforme e convectiva, respectivamente. A precipitação estratiforme apresenta o mesmo padrão observado no canal de 37.0 GHz, com as PCT's mais frias observadas nos sistemas frontais, chegando a 206,7 K em 1% do total dos dados. Neste caso, a sensibilidade do canal de 85.5 GHz ao espalhamento provocado por pequenos cristais de gelo formados nos sistemas frontais faz com que as PCT's sejam mais frias do que as observadas tanto nos demais sistemas quanto no canal de 37.0 GHz. Para

precipitação convectiva, somente 1% das observações os cristais de gelo apresentam tamanhos maiores nos sistemas convectivos do que nos sistemas frontais, uma vez que as PCT's observadas são de 122 e 134,5 K, respectivamente. Já entre 5 e 50% das observações, os as PCT's nos sistemas frontais são sempre mais frias do que nos sistemas convectivos.

Tabela 6.6 – PCT's em 85.5 GHz para chuva estratiforme que representam 1, 5, 10, 20 e 50% do total observado nos sistemas frontais, sistemas convectivos e sistemas de nuvens quentes.

Chuva Estratiforme	Sistemas frontais	Sistemas convectivos	Nuvens quentes
1%	206,7	218,1	228
5%	224,3	233,7	241,8
10%	232,8	240,1	245,6
20%	242,5	248,9	252
50%	257,9	259,3	262,1

Tabela 6.7 – Como na Tabela 6.6, para chuva convectiva.

Chuva Convectiva	Sistemas frontais	Sistemas convectivos
1%	134,5	122
5%	162,4	171,4
10%	184,2	204
20%	209,2	228,7
50%	243,5	261,9

A distribuição espacial das PCT's do canal de 85.5 GHz acompanha a distribuição observada para as PCT's do canal de 37.0 GHz, como mostrado nas figuras abaixo. Tanto as regiões de PCT's mais frias quanto mais quentes do canal de 85.5 GHz coincidem com as observadas para o canal de 37.0 GHz, embora as PCT's do canal de 85.5 GHz sejam mais frias do que em 37.0 GHz, demonstrando que há grandes quantidades de gelo nos sistemas estudados.

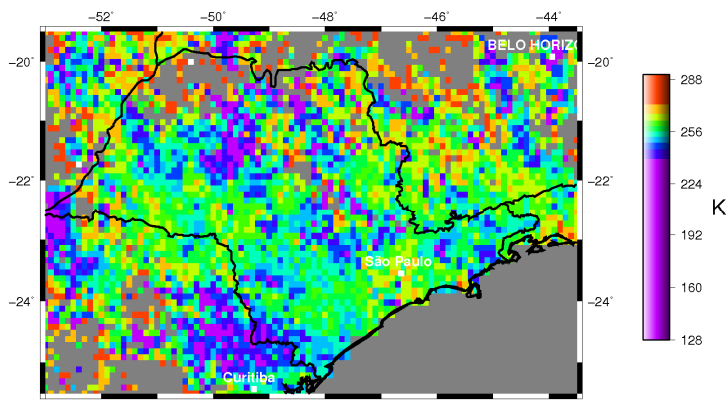


Figura 6.14 – Distribuição espacial da PCT de 85.5 GHz para a chuva estratiforme dos sistemas frontais.

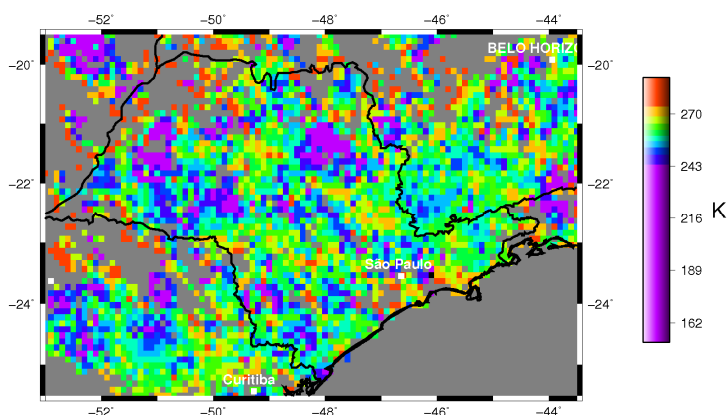


Figura 6.15 – Como na Figura 6.14, para sistemas convectivos.

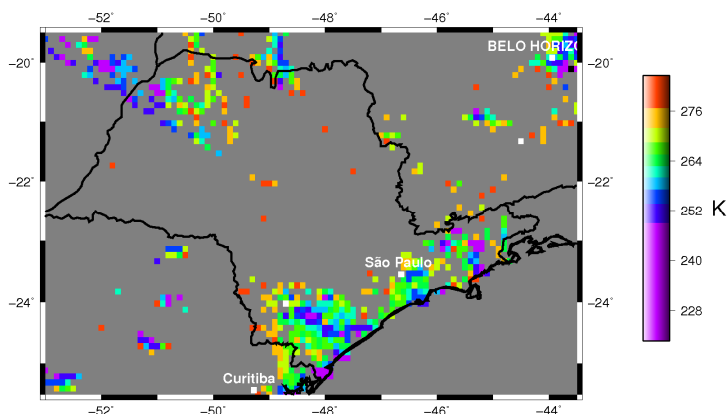


Figura 6.16 – Como na Figura 6.14, para nuvens quentes.

6.4 Características associadas ao fator de refletividade do radar Z

O fator de refletividade do radar Z, como descrito na seção 2.3, está fortemente relacionado ao tamanho (diâmetro a sexta potência para espalhadores Rayleigh) das partículas de precipitação no volume amostrado. As partículas de nuvem são pequenas gotas líquidas ou cristais de gelo com tamanho insuficiente para precipitar devido à força da gravidade. Elas ficam suspensas no ar até evaporar ou agregar com outras partículas precipitantes. A precipitação, por sua vez, é feita de gotas líquidas ou partículas de gelo que são grandes o suficiente para chegar à superfície por influência da ação da gravidade. A caracterização de parâmetros como o topo da chuva e a espessura da camada de precipitação inerentes ao tipo de chuva de diferentes sistemas meteorológicos pode ser feita a partir da análise do fator de refletividade do radar.

As Figuras 6.17, 6.18 e 6.19 apresentam as distribuições de frequência de Z, separadas por tipo de sistema precipitante e por classe de chuva (estratiforme e convectiva). Os valores mais frequentes de Z nos perfis estratiformes dos sistemas frontais (~ 40%), entre 21 dBZ e 24 dBZ, são observados numa camada de aproximadamente 1 km (4 e 5 km), e os máximos de Z (39 dBZ) ocorrem próximos à região da banda brilhante (em 4 km). O espectro de gotas mais largo, com maior número de gotas grandes associadas à sexta potência do diâmetro, resulta em valores médios a altos de refletividade e está relacionado com a grande eficiência nos processos de agregação acima da zona de degelo, onde cristais de neve grandes são agregados (WALDVOGEL, 1974). Já nos sistemas convectivos, a espessura da camada na qual há a maior frequência de Z aumenta, indo de 2 a 6 km, com valores entre 21 dBZ e 29 dBZ. Os máximos de Z, por sua vez, atingem 40 dBZ também em 4 km. Para chuva convectiva, a precipitação intensa próxima à superfície faz com que sejam observados valores próximos a 38 dBZ em 1 km com frequência de até 20% nos sistemas convectivos, enquanto que nos sistemas frontais a frequência desses valores de Z em 1 km chega a 5%. A camada na

qual se observa a maior frequência de Z é aproximadamente igual para ambos os sistemas, entre 2 km e 5 km, e a intensidade de Z observada nessa camada varia entre 37 dBZ e 44 dBZ. Os valores máximos de Z para chuva convectiva chegam a 50 dBZ nos sistemas frontais e nos sistemas convectivos, ambos em 3 km.

As correntes ascendentes que formam e intensificam as nuvens convectivas provocam o aumento de hidrometeoros grandes em níveis mais elevados. Isso fica claro a partir da comparação entre a chuva estratiforme e convectiva dos sistemas frontais e convectivos. Nos perfis com chuva estratiforme, os níveis mais altos nos quais se observam frequências de até 10% de Z chegam a, no máximo, 10 km de altura em ambos os tipos de sistema, comprovando que essa classe de precipitação é gerada a partir de nuvens pouco menos espessas. A chuva convectiva, por sua vez, atinge níveis mais elevados, com valores de 28 dBZ tendo frequências de até 8% em 14 km. Os perfis convectivos dos sistemas convectivos apresentam certas particularidades com relação aos observados em sistemas frontais, como por exemplo, o que se observa no nível de 9 km. Para os sistemas frontais, as maiores frequências (~ 18%) são de valores próximos a 19 dBZ, enquanto que nos sistemas convectivos esses valores de refletividade apresentam frequências de até 27% e as maiores frequências são observadas para 26 dBZ. Isso demonstra que os perfis convectivos classificados pelo PR para os sistemas convectivos apresentam profundidades e correntes verticais mais intensas do que esse mesmo tipo de chuva sendo observada em sistemas frontais.

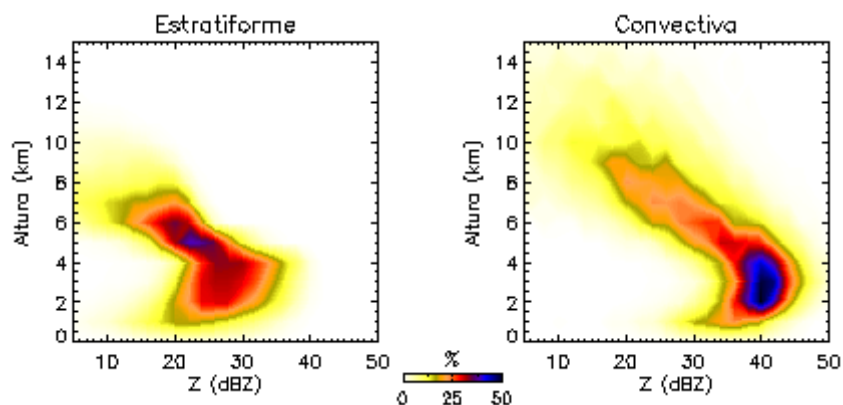


Figura 6.17 – Histograma de frequência percentual do fator de refletividade do radar para os sistemas frontais com intervalo de 2 dBZ.

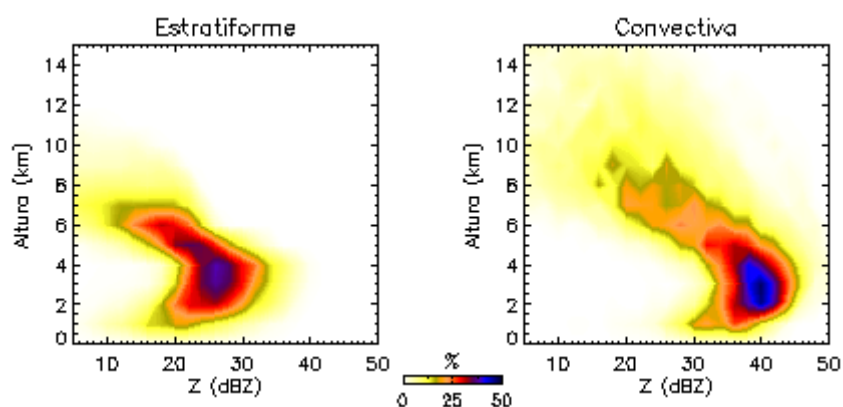


Figura 6.18 – Como na Figura 6.17, para os sistemas convectivos.

Os casos identificados como sistemas de nuvens quentes (Figura 6.19) são compostos por hidrometeoros na fase líquida e por pequenos cristais de gelo que não aumentaram de tamanho por que não ultrapassaram níveis superiores a 6 km, ou seja, -15° C. Nesse caso, todos os perfis foram classificados pelo PR como estratiformes. Observa-se na Figura 6.5 que a máxima frequência de Z ocorre entre 23 e 30 dBZ na camada que vai de 2 a 5 km, e entre 20,5 e 25 dBZ em 5 km. Os máximos de Z atingem 35 dBZ em 4 km, mesma altura na qual foram observados os máximos de Z nos sistemas frontais e convectivos, embora nesse caso com intensidade inferior. Como as nuvens quentes contêm mínima quantidade de neve e gelo, caracterizando-se por sistemas mais rasos e com máximo de Z menos acentuado do que nos sistemas frontais e convectivos.

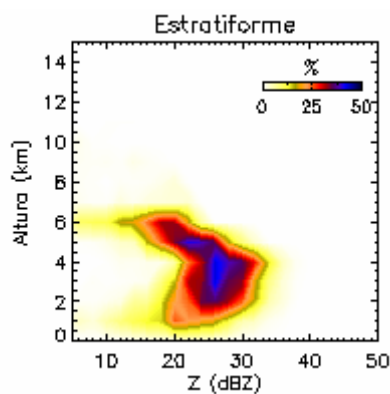


Figura 6.19 – Como na Figura 6.17, para nuvens quentes.

A altura do máximo de refletividade nos perfis de chuva estratiforme, e a frequência de ocorrência desse valor máximo em cada nível vertical é apresentada na Figura 6.20 para os três tipos de sistemas formadores de precipitação. Como já foi identificado nas análises dos perfis de Z, a banda brilhante localiza-se, na maioria das vezes, em 4 km. Nos sistemas frontais, 68,3% dos perfis apresentaram a banda brilhante localizada nesse nível, enquanto que nas nuvens quentes foram 77,4% dos perfis e nos sistemas convectivos em 63%. A frequência de altura desse máximo em níveis diferentes de 4 km é bem menor. Acima desse nível, ocorre em aproximadamente 3% dos casos estudados. Abaixo, forma-se em 3 km nos sistemas convectivos em 25% dos casos, nos sistemas frontais em 19,2% e em nuvens quentes em 9,8%, e em 2 km, forma-se em aproximadamente 8% dos casos de todos os tipos de sistemas meteorológicos. Além disso, observa-se ainda que a altura mais bem caracterizada da banda brilhante fica por conta dos sistemas que contêm somente nuvens quentes.

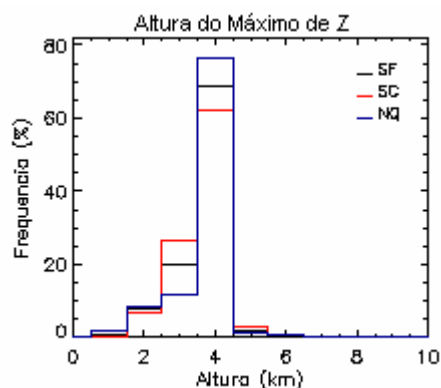


Figura 6.20 – Histograma de frequência percentual da altura do máximo de Z nos perfis de chuva estratiforme (SF: Sistemas Frontais; SC: Sistemas Convectivos; NQ: Nuvens Quentes).

A identificação do topo da chuva nas nuvens precipitantes pode ser feita através da localização da altura de níveis de refletividade do radar. A precipitação é feita de gotas líquidas ou partículas de gelo que são grandes o suficiente para cair até o solo. Os topos das nuvens são geralmente muito próximos ao topo da região precipitante se há precipitação na nuvem. Ecos de 20 dBZ são mais fortes que qualquer sinal observado em nuvens cirrus e assegura que há partículas grandes com tamanhos precipitáveis em altitude e evidencia de fortes correntes ascendentes. Um sinal de 35 dBZ, por sua vez, está associado a precipitação muito intensa ou partículas de gelo muito grandes como granizo. Portanto, para os perfis estratiformes, a altura média do topo da chuva foi definida pelo valor de 20 dBZ, enquanto que nos perfis convectivos, foi utilizado o nível de 35 dBZ. A chuva estratiforme teve variações mais significativas entre os três tipos de sistemas precipitantes (Figura 6.21). Para os sistemas frontais, o topo médio da chuva chegou a 7,8 km, enquanto que nos sistemas convectivos foi de 8,4 km e nas nuvens quentes em 5,8 km. Para chuva convectiva, o topo de 35 dBZ este em média em 7,4 km nos sistemas convectivos e 7,4 km nos sistemas frontais.

Outra característica das nuvens precipitantes que pode ser obtida a partir da análise do fator de refletividade do radar é a espessura média das nuvens definida pela espessura média de 30, 35, 40, 45 e 50 dBZ, e por consequência, a espessura da precipitação. A espessura da

chuva estratiforme é sempre menor do que a espessura da chuva convectiva, como pode ser observado na Figura 6.22, onde a espessura média foi obtida para os níveis de 30, 35, 40, 45 e 50 dBZ, para os três tipos de sistemas precipitantes. As maiores espessuras médias nos perfis com chuva estratiforme chegaram a 2,92 km nos sistemas frontais, 2,57 km nos sistemas convectivos e 2,4 km nas nuvens quentes, ambos em 30 dBZ. À medida que Z aumenta a espessura das nuvens também diminui como já pode ser observado nas Figuras 6.25 a 6.27, dos perfis verticais médios de Z. Nos perfis com chuva convectiva, as espessuras médias chegam a 6 km nos sistemas convectivos e sistemas frontais, também em 30 dBZ. Alguns perfis com refletividade alta são observados para essa classe de chuva, que chegam a 50 dBZ nos sistemas frontais, com nuvens de espessuras próximas a 1,71 km, e nos sistemas convectivos, com camadas médias de precipitação com aproximadamente 1,9 km.

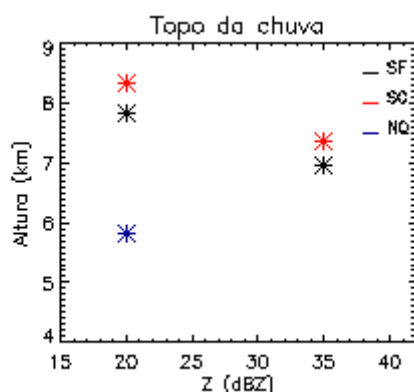


Figura 6.21 – Altura média do topo da chuva.

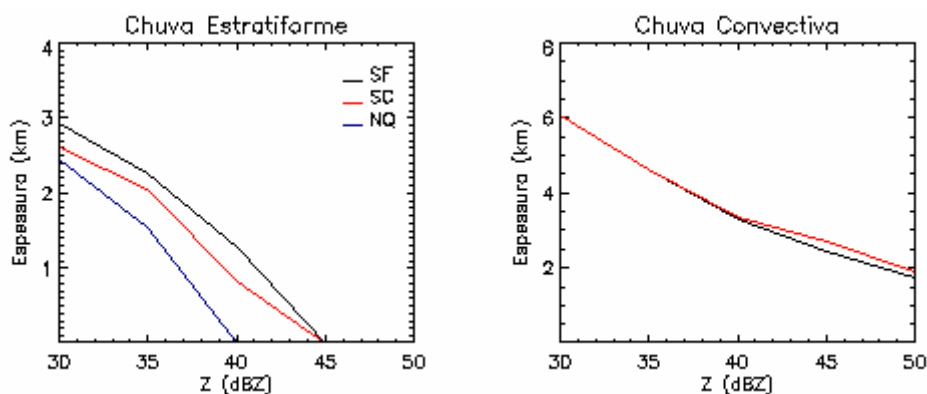


Figura 6.22 – Espessura média da chuva estratiforme (à esquerda) e convectiva (à direita).

7. CONCLUSÕES GERAIS

Neste trabalho foram apresentados os resultados da análise de um conjunto de dados radiométricos de sistemas precipitantes que ocorreram numa área que engloba o Estado de São Paulo, provenientes do imageador em microondas TMI e o radar de precipitação PR, ambos sensores do satélite TRMM, obtidos entre 26 de agosto de 2001 e 09 de abril de 2006.

Esses dados foram dispostos numa grade regular através de médias lineares com resolução espacial de $0,1^\circ$ e vertical de 1 km. Os perfis com chuva estratiforme e convectiva representam aproximadamente 99,6% do número total de pontos *gridados* sobre a área de estudo, sendo que os perfis convectivos correspondem a 7,5% e os estratiformes a 92,1% desse valor. Neste estudo somente as medidas sobre o continente foram analisadas.

A fim de avaliar a sensibilidade das temperaturas de brilho em microondas a diferentes tipos de distribuições de tamanho de hidrometeoros, foram feitas simulações com um modelo de transferência radiativa para os cinco canais do TMI utilizando-se perfis de nuvem hipotéticos. As DSD's são comumente parametrizadas em função da taxa de precipitação ou conteúdo de água líquida, dessa maneira diferentes distribuições podem ser especificadas para o cálculo das temperaturas de brilho.

A forma original do MTR de Kummerow (1993) adota uma distribuição exponencial de Marshall-Palmer (1948). Portanto, para a verificação do impacto das DSD's utilizaram-se distribuições ajustadas nos Trópicos, ou seja, log-normal de Ajayi e Olsen (1985) e Feingold e Levin (1986) e uma gama proposta por Massambani e Morales (1990). Os resultados destas simulações permitiram demonstrar o impacto da DSD na estimativa de TB e sua relação com a taxa de precipitação, o conteúdo de água líquida, o fator de refletividade do radar e PCT para o conjunto de dados construído a partir dos sensores TMI e PR do TRMM.

Os erros em estimativas de taxa de precipitação associados à adoção de diferentes distribuições de tamanho de gotas, apresentados nos resultados do capítulo 4, atingem valores significativos.

Para as simulações sem a presença de hidrometeoros na fase sólida, as diferenças entre um valor obtido com a DSD de MP e as demais distribuições chegam a 42 mm/h, enquanto que para as simulações de nuvem fria, com presença de gelo, as diferenças máximas são de 32 mm/h nos canais de baixa frequência, pouco sensíveis à presença desse tipo de hidrometeoro. Da mesma forma que o observado para taxa de precipitação, as diferenças nas estimativas de conteúdo de água líquida associadas à adoção de distintas DSD's podem ser significativas. Nas simulações para uma nuvem quente, as diferenças entre LWC obtido com a DSD de Marshall-Palmer e as demais distribuições chegam a 1,8 g/m³, enquanto que para uma nuvem fria, chegam a 1,2 g/m³.

As análises feitas mostraram que os canais de 37.0 e 85.5 GHz são os mais apropriados para a estimativa de precipitação sobre o continente, visto que ambos respondem aos tipos de hidrometeoros presentes na atmosfera (água líquida ou gelo) e sofrem pouca influência da emissividade superficial.

Além disso, o modelo de transferência radiativa que utiliza a aproximação de Eddington mostrou-se sensível aos diferentes tipos de distribuições de tamanho de gotas e, portanto, técnicas de estimativa de precipitação e de conteúdo de água líquida que utilizam esse modelo apresentariam melhores resultados se incluíssem um melhor detalhamento microfísico e entendimento dos sistemas precipitantes observados em cada região do globo. Ou seja, introduzir nesse modelo uma parametrização de DSD e dos perfis verticais típicos para os sistemas precipitantes de natureza estratiformes e convectivos que climatologicamente melhor representem os sistemas em cada região do globo.

Através de histogramas bi-dimensionais, as temperaturas de brilho interpoladas e o perfil vertical médio de Z associado a cada par de TB foram analisados simultaneamente com o intuito de caracterizar radiometricamente as chuvas estratiformes e convectivas que ocorrem na área de estudo. Para precipitação estratiforme, no canal de 37.0 GHz, as TB's mínimas chegam a 250 K, enquanto que as máximas observadas são de 285 K, tanto para a polarização vertical quanto para a polarização horizontal. Em 85.5 GHz, as temperaturas de brilho mínimas são de 200 K e as máximas de 285 K, em ambas as polarizações. Para precipitação convectiva, as temperaturas de brilho são menores do que as observadas em para precipitação estratiforme. As TB's mínimas no canal de 37.0 GHz chegam a 222 K, enquanto que as máximas atingem 285 K, em ambas as polarizações. Em 85.5 GHz, as TB's mínimas observadas são de 140 K, e as máximas atingem 290 K, com intervalo de maior ocorrência entre 255 K e 290 K. A menor sensibilidade do canal de 37.0 GHz a pequenos cristais de gelo faz com que as temperaturas de brilho neste canal sejam maiores do que no canal de 85.5 GHz. As TB's mais frias observadas no canal de 85.5 GHz se devem ao espalhamento provocado até mesmo pelas pequenas partículas de gelo, com concentrações mais elevadas em porções convectivas dos sistemas precipitantes.

Os histogramas bi-dimensionais do fator de refletividade do radar nas regiões com chuva estratiforme, associados às TB's dos canais 37.0 e 85.5 GHz, mostraram que em 2 e 4 km de altura os valores máximos de Z estão associados com as temperaturas de brilho mais baixas do canal de 37.0 GHz, com valores entre 210 K e 250 K em 85.5 GHz. Em 4 km (aproximadamente 0° C), a presença da banda brilhante, localizada em média neste nível na região de estudo, configura o máximo de Z próximos a 40 dBZ. Em níveis mais elevados, como em 6 e 8 km, os máximos de refletividade possuem temperaturas de brilho mais frias em ambos os canais, evidenciando a presença de gelo, uma vez que Z é proporcional à sexta

potência do diâmetro dos hidrometeoros e as TB's mais frias nesses canais estão relacionadas ao espalhamento provocado pelo gelo.

As regiões com precipitação convectiva são caracterizadas por altas refletividades da superfície até altos níveis, praticamente constantes. Em 2 e 4 km, os máximos de Z se aproximam de 55 dBZ, e acima de 4 km se observa uma diminuição nos valores de refletividade. No nível de 6 km, os máximos de Z chegam a 35 dBZ, e em 8 e 10 km a 30 dBZ. Os altos valores de Z estão tanto associados com temperaturas de brilho mais frias quanto com mais quentes, em ambos os canais. As TB's mais quentes estão associadas à presença de grandes quantidades de água líquida, inerentes à precipitação do tipo convectiva, produzindo altos valores de Z por apresentarem diâmetros grandes, com o efeito da emissão prevalecendo sobre o efeito do espalhamento. As temperaturas de brilho mais frias, por sua vez, estão relacionadas ao espalhamento provocado pelas grandes quantidades de gelo, característica observada para precipitação convectiva.

Os sistemas precipitantes que compõe o banco de dados aqui estudado foram separados por tipo de sistema meteorológico responsável pela formação da chuva. Essa separação teve como base os tipos principais de sistemas meteorológicos responsáveis pela formação de precipitação na região de estudo, ou seja, sistemas frontais, sistemas convectivos e sistemas compostos por nuvens quentes, e teve como objetivo principal caracterizar as propriedades radiométricas e processos microfísicos da precipitação formada por cada tipo de sistema meteorológico atuante na região de estudo.

Os sistemas frontais foram responsáveis por 50,6% dos casos que compõe o banco de dados desse estudo, os sistemas convectivos por 41,9% e as nuvens quentes por 7,5%, com 29 casos. Observou-se que os perfis com chuva estratiforme apresentaram uma maior contribuição na região de estudo, principalmente para os sistemas frontais, uma vez que esse é a classe de chuva predominante. Nos sistemas frontais a maior ocorrência de chuva

estratiforme foi observada nas porções com relevo mais elevado, próximo as divisas com os Estados do Paraná, na região da Serra do Mar, e Minas Gerais, na região da Serra da Mantiqueira.

Os sistemas convectivos, por sua vez, apresentaram máximos de ocorrência de chuva estratiforme na região da divisa entre os Estados de São Paulo com Minas Gerais, na extremidade mais ao sul da Serra da Mantiqueira. As nuvens quentes ficaram restritas a uma pequena área com topografia baixa, no litoral sul de São Paulo próximo a divisa com o Estado do Paraná, e em alguns pontos mais continentais do estado paulista.

Os perfis com chuva convectiva apresentaram uma distribuição bem menos uniforme do que a observada para a chuva do tipo estratiforme, principalmente por que o número de perfis com chuva do tipo convectiva (1822) é bem inferior ao de perfis com chuva estratiforme (22242).

Observou-se que tanto para os sistemas frontais quanto para os sistemas convectivos não há uma região preferencial de maior ocorrência como foi observado nas distribuições espaciais para chuva estratiforme. É importante evidenciar que os dados cobrem um amplo período, entretanto, possuem uma baixa resolução temporal.

As taxas de precipitação estratiforme que chegam à superfície atingiram máximos de 10 mm/h nos sistemas frontais, 9 mm/h nos sistemas convectivos e 7 mm/h nos sistemas com nuvens quentes e a maior ocorrência dessas taxas, cerca de 16,8% para os sistemas frontais, 21,5% para os convectivos e 23,4% para as nuvens quentes, foram de até 1 mm/h. Em termos do total de precipitação, 80% do total observados de chuva estratiforme diz respeito a taxas de 4,5 mm/h nos sistemas frontais, 3 mm/h nos sistemas convectivos e 2,5 mm/h nos sistemas com nuvens quentes. Já para chuva convectiva foram observadas taxas de precipitação de até 30 mm/h nos sistemas frontais e convectivos, embora com frequências que chegam a no máximo 1% do total. A distribuição de frequência para tais sistemas apresentou uma forma

semelhante, com taxas de precipitação em superfície entre 10 e 11 mm/h representando a máxima frequência nos sistemas frontais (~ 5,1%) e 9 mm/h nos sistemas convectivos (~ 6%). Metade do total de chuva convectiva em superfície nos sistemas frontais é de taxas próximas a 13 mm/h, enquanto que nos sistemas convectivos são menores, cerca de 10,4 mm/h.

Para investigar a presença de gelo nos perfis de hidrometeoros dos sistemas meteorológicos estudados, foram calculadas as PCT's dos canais de 37.0 e 85.5 GHz.

As PCT's do canal de 37.0GHz para chuva estratiforme tiveram a maior frequência observada em 270 K nos sistemas frontais (~ 14,5%), 274 K nos sistemas convectivos (~ 17%) e 276 K nos sistemas com nuvens quentes (~ 21%). Já para chuva convectiva, foram observados três intervalos de PCT com maior frequência de ocorrência, tanto nos sistemas frontais quanto convectivos. Nos sistemas frontais, esses valores são de 262, 270 e 276 K, com frequências de até 7%, enquanto que nos sistemas convectivos, de 268, 278 e 282 K, com frequências máximas de 8,7%. Dos totais acumulados, cerca de 50% das PCT's da chuva estratiforme foi representada por valores mais frios que 272 K nos sistemas frontais e convectivos e 276 K nos sistemas com nuvens quentes, enquanto que para chuva convectiva, metade do total de PCT's foi mais fria que 266 K nos sistemas frontais e 272 K nos sistemas convectivos. As PCT's mais frias dão indícios da presença de gelo com tamanhos precipitáveis (milímetros) como graupel e granizo, responsáveis pelo espalhamento em 37.0 GHz, e chegam a 225 K tanto nos sistemas frontais quanto nos sistemas convectivos, concordando com as observações feitas por Nesbitt et al. (2000) e Toracinta et al. (2002).

Para o canal de 85.5 GHz, as PCT's maiores frequências para a chuva estratiforme foram de 260 K nos sistemas frontais (6,4%), convectivos (7,5%) e também nos sistemas com nuvens quentes (9%). A representatividade de PCT's mais frias que 260 K foi diferente em cada tipo de sistema: para sistemas frontais, aproxima-se a 70%, para sistemas convectivos a 50% e em sistemas com nuvens quentes foi ainda menor, com 40%. Nos perfis com chuva

convectiva, observa-se que há uma maior distribuição entre os valores de PCT, com as maiores frequências chegando a 3,2% nos sistemas frontais para PCT de 268 K e 5,8% para PCT de 280 K nos sistemas convectivos, enquanto que metade do total das PCT's dos sistemas frontais foi dado por valores inferiores a 240 K e em sistemas convectivos, menores que 260 K. Apesar de representar somente 0,5% dos valores, PCT's de 120 K são observados em 85.5 GHz nos sistemas convectivos, enquanto que em 37.0 GHz os menores valores com essa porcentagem de representatividade foram de 230 K. Para os sistemas frontais, os menores valores de PCT que apresentam certa representatividade (0,5 %) foram de 142 K em 85.5 GHz e de 230 K em 37.0 GHz.

A distribuição espacial das PCT's do canal de 85.5 GHz acompanha a distribuição observada para as PCT's do canal de 37.0 GHz. Tanto as regiões de PCT's mais frias quanto mais quentes do canal de 85.5 GHz coincidem com as observadas para o canal de 37.0 GHz, embora as PCT's do canal de 85.5 GHz sejam mais frias do que em 37.0 GHz, demonstrando que há grandes quantidades de gelo nos sistemas estudados.

A caracterização de parâmetros como o topo da chuva e a espessura da camada de precipitação inerentes ao tipo de chuva de diferentes sistemas meteorológicos, bem como a identificação de processos microfísicos, foram feitas a partir da análise de diferentes aspectos do fator de refletividade do radar.

Os valores mais frequentes de Z nos perfis estratiformes dos sistemas frontais (~40%), entre 21 dBZ e 24 dBZ, foram observados numa camada de aproximadamente 1 km (4 e 5 km), e os máximos de Z (39 dBZ) ocorrem próximos à região da banda brilhante (em 4 km). O espectro de gotas mais largo, com maior número de gotas grandes associadas à sexta potência do diâmetro, resulta em valores médios a altos de refletividade e está relacionado com a grande eficiência nos processos de agregação acima da zona de degelo, onde cristais de neve grandes são agregados (WALDVOGEL, 1974). Já nos sistemas convectivos, a espessura

da camada na qual há a maior frequência de Z aumentou, indo de 2 a 6 km, com valores entre 21 dBZ e 29 dBZ. Os máximos de Z, por sua vez, atingiram 40 dBZ também em 4 km.

Para chuva convectiva, a precipitação intensa próxima à superfície fez com que sejam observados valores próximos a 38 dBZ em 1 km com frequência de até 20% nos sistemas convectivos, enquanto que nos sistemas frontais a frequência desses valores de Z em 1 km chegou a 5%. A camada na qual se observou a maior frequência de Z é aproximadamente igual para ambos os sistemas, entre 2 km e 5 km, e a intensidade de Z observada nessa camada varou entre 37 dBZ e 44 dBZ. Os valores máximos de Z para chuva convectiva chegaram a 50 dBZ nos sistemas frontais e nos sistemas convectivos, ambos em 3 km.

As correntes ascendentes que formam e intensificam as nuvens convectivas provocaram o aumento de hidrometeoros grandes em níveis mais elevados. Isso fica claro a partir da comparação entre a chuva estratiforme e convectiva dos sistemas frontais e convectivos. Nos perfis com chuva estratiforme, os níveis mais altos nos quais se observaram frequências de até 10% de Z chegaram a, no máximo, 10 km de altura em ambos os tipos de sistema, comprovando que essa classe de precipitação é gerada a partir de nuvens pouco menos espessas. A chuva convectiva, por sua vez, atingiu níveis mais elevados, com valores de 28 dBZ tendo frequências de até 8% em 14 km. Os perfis convectivos dos sistemas convectivos apresentaram certas particularidades com relação aos observados em sistemas frontais, como por exemplo, o que se observa no nível de 9 km. Para os sistemas frontais, as maiores frequências (~ 18%) foram de valores próximos a 19 dBZ, enquanto que nos sistemas convectivos esses valores de refletividade apresentaram frequências de até 27% e as maiores frequências foram observadas para 26 dBZ. É importante notar que, como era esperado, os perfis convectivos classificados pelo PR para os sistemas convectivos apresentaram profundidades e correntes verticais mais intensas do que esse mesmo tipo de chuva sendo formada em sistemas frontais.

Os casos identificados como sistemas de nuvens quentes são compostos por hidrometeoros na fase líquida e por pequenos cristais de gelo que não aumentaram de tamanho por que não ultrapassaram níveis superiores a 6 km, ou seja, -15° C. Nesse caso, todos os perfis foram classificados pelo PR como estratiformes. Observou-se que a máxima frequência de Z ocorreu entre 23 e 30 dBZ na camada que vai de 2 a 5 km, e entre 20,5 e 25 dBZ em 5 km. Os máximos de Z atingiram 35 dBZ em 4 km, mesma altura na qual foram observados os máximos de Z nos sistemas frontais e convectivos, embora nesse caso com intensidade inferior. Como as nuvens quentes não contêm grandes quantidades de neve e gelo, houve a formação de uma banda brilhante menos acentuada do que nos sistemas frontais e convectivos, responsável pelos máximos de Z nos perfis estratiformes.

O máximo em Z dos sistemas estudados localizou-se, na maioria das vezes, em 4 km. Nos sistemas frontais, 68,3% dos perfis apresentaram a banda brilhante localizada nesse nível, enquanto que nas nuvens quentes foram 77,4% dos perfis e nos sistemas convectivos em 63%. A frequência de observação do máximo de Z em níveis diferentes de 4 km foi bem menor. Acima desse nível, ocorreu em aproximadamente 3% dos casos estudados. Abaixo, formou-se em 3 km nos sistemas convectivos em 25% dos casos, nos sistemas frontais em 19,2% e em nuvens quentes em 9,8%, e em 2 km, formou-se em aproximadamente 8% dos casos de todos os tipos de sistemas meteorológicos. Além disso, é importante observar que a altura mais bem caracterizada da banda brilhante ficou contida dentro da região onde ocorreu o máximo no perfil de Z.

A chuva estratiforme teve variações mais significativas entre os três tipos de sistemas precipitantes, com relação ao topo médio da camada de chuva. Para os sistemas frontais, o topo médio da chuva chegou a 7,8 km, enquanto que nos sistemas convectivos foi de 8,4 km e nas nuvens quentes em 5,8 km. Para chuva convectiva, o topo de 35 dBZ esteve em média em 7,4 km nos sistemas convectivos e 7,4 km nos sistemas frontais. As maiores espessuras da

camada de chuva estratiforme observadas foram de 2,92 km nos sistemas frontais, 2,57 km nos sistemas convectivos e 2,4 km nas nuvens quentes, ambos em 30 dBZ. À medida que Z aumenta a espessura das nuvens diminui. Nos perfis com chuva convectiva, as espessuras médias chegaram a 6 km nos sistemas convectivos e sistemas frontais, também em 30 dBZ. Alguns perfis com refletividade alta foram observados para essa classe de chuva, que chegaram a 50 dBZ nos sistemas frontais, com nuvens de espessuras próximas a 1,71 km, e nos sistemas convectivos, com camadas médias de precipitação com aproximadamente 1,9 km.

7.1 Sugestões para trabalhos futuros

Os perfis de refletividade do radar que compõe o banco de dados construído durante o desenvolvimento desse trabalho podem ser inseridos no modelo de transferência radiativa e diferentes distribuições de tamanho de hidrometeoros testadas. As comparações entre as temperaturas de brilho observadas pelo TMI e simuladas permitirão identificar qual DSD melhor representa os hidrometeoros observados em cada tipo de sistema precipitante.

Além disso, pode ser feita uma análise comparativa entre a estrutura da precipitação via TRMM-TMI/PR que compõe o banco de dados construído nesse trabalho com a precipitação observada através dos radares instalados em São Paulo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AJAYI, G. O. e L. R. OLSEN. Modeling of a Tropical Raindrop Size Distribution for Microwave and Millimeter Wave Applications. *Radio Science*, **20**, 193-202. 1985.
- ATLAS, D., C. W. ULBRICH e R. MENEGUINI. The Multiparameter Remote Measurement of Rainfall. *Radio Science*, **19**, 3-22. 1984.
- AZZAM, R. M. A. e N. M. BASHARA. **Ellipsometry and Polarized Light**. Elsevier, 1997.
- BATTAN, L. J. **Radar Observation of the Atmosphere**. The University of Chicago Press, 1973.
- BISCARO, T. S. Estimativa de Precipitação via Sensoriamento Remoto em Microondas na Bacia Amazônica. Dissertação de Mestrado, IAG-USP. 2006.
- COTTON, W. R. e R. A. ANTHES. **Storm and Cloud Dynamics**. Academic Press, 1989.
- DEIRMEDJAIN, D. **Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersions**. Elsevier, 1969.
- EDDINGTON, A. S. On the Radiative Equilibrium of the Stars. *Mon. Not. Roy. Astronom. Soc.*, **77**, 16-35. 1916.
- FANG, D. J. e C. H. CHENG. Propagation of Centimeter / Millimeter Waves Along a Slant Path Through Precipitation. *Radio Science*, **17**, n.º. 5, 989-1005. 1982.
- FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica**. Universidade Federal de Pelotas, Editora Gráfica Universitária – UFPel, v.1, 1999.
- FEINGOLD, G. e Z. LEVIN. The Lognormal Fit to Raindrop Spectra from Frontal Convective Clouds in Israel. *J. Clim. and Appl. Meteorol.*, **25**, 1346-1363. 1986.
- FORTUNE, M. A. e V. E. KOUSKY. Two Severe Freezes in Brazil: Precursors and Synoptic Evolution. *Amer. Meteorol. Soc.*, **111**, 181-196. 1983.
- GAGIN, A. Studies of Factors Governing the Collidal Stability of Continental Clouds. *Int. Conf. on Weather Modification, Canberra, Australia*, 5-11. 1971.
- HALL, W. D. A Detailed Microphysical Model within a Two-Dimensional Dynamic Framework: Model Description and Preliminary Results. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2486-2507. 1980.

- HARDEN, B. N., J. R. NORBURY e W. J. K. WHITE. Measurements of the Rainfall for Studies of Millimetric Radio Attenuation. *Microwaves, Optics and Acoustics*, **1**, 197-202. 1977.
- HARTMANN, D. L. **Global Physical Climatology**. Academic Press, 1994.
- HEYMSFIELD, A. J., A. BANSEMER, P. R. FIELD, S. L. DURDEN, J.L. STITH, J. E. DYE, W. HALL e D. A. GRAINGER. Observations and Parameterizations of Particle Size Distributions in Deep Tropical Cirrus and Stratiform Precipitating Clouds: Results from In Situ Observations in TRMM Field Campaigns. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 3457-3491. 2002.
- HOLLINGER, J., J. PIERCE e G. POE. Validation for the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). *IEEE Trans. Geosciences & Remote Sens.*, **28**, 781- 790. 1990.
- HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. Academic Press, 1992.
- HOUGHTON, H. G. On Precipitation Mechanisms and their Artificial Modification. *J. Appl. Meteorol.*, **7**, 857-859. 1968.
- HOUZE, R. A. **Cloud Dynamics**. Academic Press, 1993.
- IGUCHI, T., R. MENEGHINI, J. AWAKA e K. OKAMOTO. Rain-Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 2038-2052. 2000.
- JANSSEN, M. A. **Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry**. John Wiley & Sons, 1993.
- JOSS, J. e E. GORI. Shapes of Raindrop Size Distributions. *J. Appl. Meteorol.*, **17**, 1054-1061. 1978.
- KIM, M-J., J. A. WEINMAN e R. A. HOUZE. Validation of Maritime Rainfall Retrievals from the TRMM Microwave Radiometer. *Amer. Meteorol. Soc.*, **43**, 847-859. 2004.
- KUMMEROW, C. On the Accuracy of the Eddington Approximation for Radiative Transfer in the Microwave Frequencies. *J. Geophys. Res.*, **98**, 2757-2765. 1993.
- KUMMEROW, C., W. S. OLSON e L. GIGLIO. A Simplified Scheme for Obtaining Precipitation and Vertical Hydrometeor Profiles from Passive Microwave Sensors. *Trans. IEEE Geosciences & Remote Sens.*, **34**, 1213-1232. 1996.

- 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.
- LEMOS, C. F e N. O. CALBETE. Sistemas Frontais que Atuaram no Litoral de 1987 a 1995. Disponível em <<http://www3.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/14.html>>. Acesso em 21 de novembro de 2007.
- LIU, K. N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**. Academic Press, Second Edition, 2002.
- MACHADO, L.A.T. e W. B. ROSSOW. Structural Characteristics and Radiative Properties of Tropical Cloud Clusters. *Monthly Weather Review*, **121**, 3234-3260. 1993.
- MARSHALL, J. S. e W. McK. PALMER. The Distribution of Raindrops with Size. *J. Meteorol.*, **5**, 165-166. 1948.
- MASSAMBANI, O. e C. A. MORALES. Specific Attenuation as Inferred from Drop Size Distribution Measurements in the Tropics. *Regional Factors in Predicting Radiowave Attenuation Due to Rain – URSI Comm. F. Open Symp., Rio de Janeiro*, 25-28. 1990.
- MASSUNAGA, H., T. IGUCHI, R. OKI e M. KACHI. Comparison of Rainfall Products from TRMM Microwave Imager and Precipitation Radar. *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 849-862. 2002.
- MCDONALD, J. E. The Physics of Cloud Modification. *Adv. in Geophysics*, **5**, 223-303. 1958.
- MORALES RODRIGUEZ, C. A. Distribuição de Tamanho de Gotas de Chuva nos Trópicos: Ajuste de uma Função Gamma e Aplicações. Dissertação de Mestrado, IAG-USP. 1991.
- MUGNAI, A. e E. A. SMITH. Radiative Transfer to Space Through a Precipitation Cloud at Multiple Microwave-Frequencies. Part I: Model description. *J. Appl. Meteorol.*, **27**, 1055-1073. 1988.
- MUGNAI, A., H. J. COOPER, E. A. SMITH e G. J. TRIPOLI. Simulation of Microwave Brightness Temperatures of an Evolving Hailstorm at SSM/I Frequencies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 2-13. 1990.

- MULLER, B. M., H. E. FUELBERG e X. XIANG. Simulations of Effects of Water Vapor, Cloud Liquid Water and Ice on AMSU Moisture Channel Brightness Temperatures. *J. Appl. Meteorol.*, **33**, 1133-1154. 1994.
- PRUPPACHER, H. R. M. e J. D. KLETT. **Clouds and Precipitation**. D. Reidel, Noerwell, Mass., USA, 1985.
- ROGERS, R. R. **A Short Course in Cloud Physics**. Pergamon Press, Second Edition, 1979.
- SATYAMURTY, P., C. A. NOBRE e P. L. SILVA DIAS. South America. *Amer. Meteorol. Soc.*, 119-139. 1998.
- SELUCHI, M. E., Y. V. SERAFINI e H. LE TREUT, .The Impact of the Andes on Transient Atmospheric Systems: a Comparision Between Observations and GCM Results. *Monthly Weather Review*, **126**, n°. 4, 895-912. 1998.
- SPENCER, R. W., H. M. GOODMAN e R. E. HOOD. Precipitation Retrieval over Land and Ocean with the SSM/I: Identification and Characteristics of the Scattering Signal. *J. Atmos. and Oceanic Tech.*, **6**, n°. 2, 254-273. 1989.
- SIMPSON, J., R. ADLER e G. NORTH. A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **69**, 278-295. 1988.
- SIMPSON, J., C. KUMMEROW, W.-K. TAO e R. F. ADLER. On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). *Meteor. Atmos. Phys.*, **60**, 19-36. 1996.
- STEINER, M., R. A. HOUZE e S. E. YUTER. Climatological Characterization of Three-Dimensional Storm Structure from Operational Radar and Rain Gauge Data. *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 9, 1978-2007. 1995.
- TAO, W. K. e J. SIMPSON. Goddard Cumulus Ensemble Model. Part I: Model Description. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **4**, 35-72. 1993.
- TORACINTA, E. R., D. J. CECIL, E. J. ZIPSER e S. W. NESBITT. Radar, Passive Microwave, and Lightning Characteristics of Precipitating Systems in the Tropics. *Monthly Weather Review*, **130**, 802-824. 2002.
- ULBRICH, C. W. Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *J. Clim. and Appl. Meteorol.*, **22**, 1764-1775. 1983.

- VILTARD, N., C. KUMMEROW, W. OLSON e Y. HONG. Combined Use of the Radar and Radiometer of TRMM to Estimate the Influence of Drop Size Distribution on Rain Retrievals. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 2103-2114. 2000.
- VIVEKANANDAN, J., J. TURK, G. L. STEPHENS e V. N. BRINGI. Microwave Radiative Transfer Studies Using Combined Multiparameter Radar and Radiometer Measurements During COHMEX. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 561-585. 1990.
- WAGNER, C. S. Análise das Relações entre Energia, Momentum, Taxa de Precipitação e Refletividade do Radar: Uma Aplicação ao Estudo da Erosão. Dissertação de Mestrado, ESALQ-USP. 1986.
- WAGNER, C. S. e O. MASSAMBANI. Natureza de Espectros de Gotas Observados em São Paulo. *IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília-DF*, **2**, 17-22. 1986.
- WALDVOGEL, A. The N_0 Jump of Raindrop Spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1067-1078. 1974.
- WANG, J. R. e T. T. SCHMUGGE. An Empirical Model for the Complex Dielectric Permittivity of Soils as a Function of Water Content. *IEEE Trans. Geosciences & Remote Sens.*, **18**, 288-295. 1980.
- WILHEIT, T. T., A. T. C. CHANG, M. S. V. RAO e E. B. RODGERS, J. S. THEON. A Satellite Technique for Quantitatively Mapping Rainfall Rates over the Oceans. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, n.º. 5, 551-560. 1977.
- WILHEIT, T. T. Some Comments on Passive Microwave Measurement of Rain. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **67**, 1226-1232. 1986.
- WU, R. e J. A. WEINMAN. Microwave Radiances from Precipitating Clouds Containing Spherical Ice, Combined Phase, and Liquid Hydrometeors. *J. Geophys. Res.*, **89**, 7170-7178. 1984.
- YUTER, S. E. e R. A. HOUZE. Three-Dimensional Kinematic and Microphysical Evolution of Florida Cumulonimbus. Part II: Frequency Distributions of Vertical Velocity, Reflectivity and Differential Reflectivity. *Monthly Weather Review*, **123**, n.º. 7, 1941-1963. 1995.

ANEXO A1: TRANSFERÊNCIA DE RADIAÇÃO EM MICROONDAS

Um feixe de radiação atravessando um meio será enfraquecido por sua interação com o material, como mostrado na Figura A1.1. Se a intensidade de radiação I_λ torna-se $I_\lambda + dI_\lambda$ após atravessar a espessura ds na direção de propagação, então:

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds \quad (\text{A1.1})$$

onde ρ é a densidade do material, e k_λ o coeficiente de extinção devido ao espalhamento e a absorção, para a radiação com comprimento de onda λ , descrito como:

$$k_\lambda = k_s + k_a \quad (\text{A1.2})$$

Sendo k_s o coeficiente de espalhamento e k_a o coeficiente de absorção.

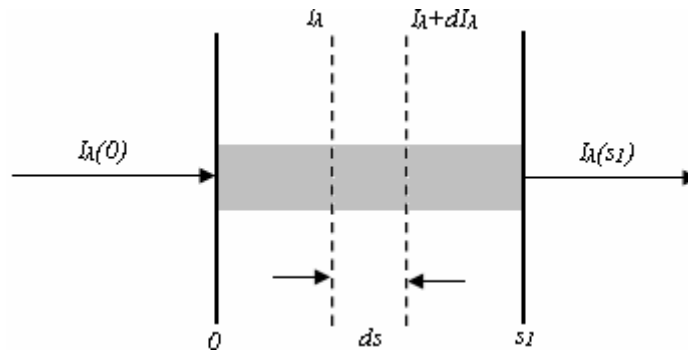


Figura A1.1 – Feixe de radiação atravessando um meio extintor. Adaptado de Liou, 2002.

Por outro lado, a intensidade da radiação pode ser fortalecida pela emissão do meio e a partir do espalhamento múltiplo de outras direções, de tal forma que:

$$dI_\lambda = j_\lambda \rho ds \quad (\text{A1.3})$$

sendo j_λ o coeficiente da função fonte, com mesmo significado físico de k_λ . Combinando as equações que representam sumidouros e fontes, obtêm-se:

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds + j_\lambda \rho ds \quad (\text{A1.4})$$

Além disso, define-se a função fonte J_λ como:

$$J_{\lambda} \equiv \frac{j_{\lambda}}{k_{\lambda}} \quad (\text{A1.5})$$

e a Equação A1.5 obtêm as seguintes formas:

$$dI_{\lambda} = -k_{\lambda} \rho I_{\lambda} ds + J_{\lambda} k_{\lambda} ds \quad (\text{A1.6})$$

$$\frac{dI_{\lambda}}{k_{\lambda} \rho ds} = -I_{\lambda} + J_{\lambda} \quad (\text{A1.7})$$

A Equação A1.7 é a Equação geral de Transferência Radiativa (ETR) sem a aplicação de qualquer sistema de coordenadas.

Tendo em vista o fato de que a camada opticamente ativa da atmosfera é muito menor do que o raio da Terra considera-se a atmosfera como um conjunto de camadas verticalmente estruturadas e horizontalmente homogêneas. Esta hipótese é aceitável para a maior parte das aplicações meteorológicas e climatológicas em escala regional, sempre que as variações verticais de variáveis atmosféricas forem muito mais importantes que as respectivas variações horizontais. Neste caso é conveniente medir distâncias lineares normais ao plano de estratificação, como a representada na Figura A1.2. Se z representa esta distância, então a ETR definida pela Equação A1.7 torna-se:

$$\cos \theta \frac{dI(z; \theta, \phi)}{k \rho dz} = -I(z; \theta, \phi) + J(z; \theta, \phi) \quad (\text{A1.8})$$

onde θ representa a inclinação com a normal vertical e ϕ o ângulo azimutal com referência ao eixo x. Aqui está se omitindo o subscrito λ para facilitar a notação.

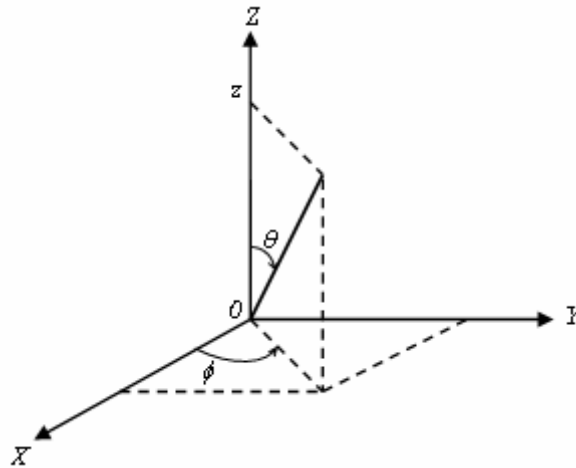


Figura A1.2 – Geometria de uma atmosfera plano-paralela, onde θ e ϕ são ângulos zenital e azimutal e s o vetor posição. Adaptado de Liou, 2002.

Introduzindo a espessura óptica

$$\tau = \int_z^{\infty} k\rho dz' \quad (\text{A1.9})$$

temos que

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \phi)}{d\tau} = I(\tau; \mu, \phi) - J(\tau; \mu, \phi) \quad (\text{A1.10})$$

onde $\mu = \cos \theta$. Esta é a equação básica para o problema de espalhamento múltiplo em atmosferas plano-paralelas.

A Equação A1.10 pode ser resolvida de forma a definir a radiação ascendente e descendente para uma atmosfera que está limitada por $\tau = 0$ (topo da atmosfera) e $\tau = \tau^*$ (superfície), como ilustrado na Figura A1.3. Para obter a radiação ascendente (direção de interesse neste estudo, uma vez que estamos interessados na radiação emergente do sistema Terra-atmosfera) no nível τ , multiplica-se a Equação A1.10 pelo fator $e^{-\tau/\mu}$ e integra-se de τ à $\tau = \tau^*$ (detalhes em Liou, 2002).

$$I(\tau; \mu, \phi) = I(\tau^*; \mu, \phi) e^{-(\tau^* - \tau)/\mu} + \int_{\tau}^{\tau^*} J(\tau'; \mu, \phi) e^{-(\tau' - \tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (1 \geq \mu > 0) \quad (\text{A1.11})$$

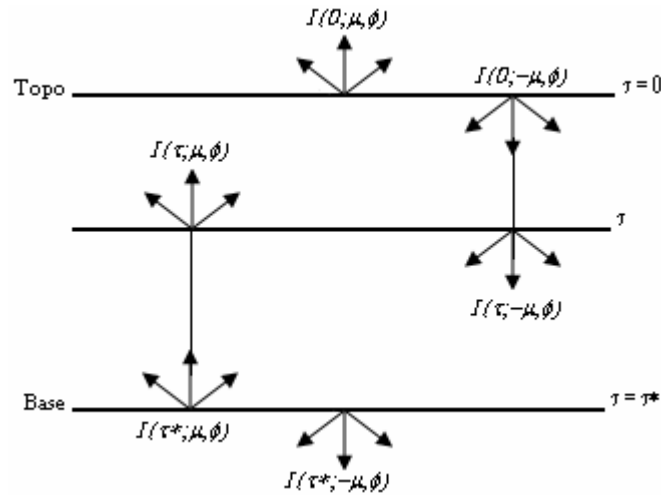


Figura A1.3 – Radiâncias emergentes (μ) e incidentes ($-\mu$) em um nível τ , na fronteira superior ($\tau = 0$) e na inferior ($\tau = \tau^*$) para uma atmosfera finita e plano-paralela. Adaptado de Liou, 2002.

Para corpos negros, a radiância emitida I_ν (função da frequência ν) pode ser descrita pela função de Planck:

$$I_\nu(T) \approx \frac{2h\nu^3}{c^2 \left(e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1 \right)} \quad (\text{A1.12})$$

Na região das microondas, o termo $h\nu/kT$ é muito menor do que a unidade (ν varia entre 1 GHz a 300 GHz), e a equação de Planck pode ser reescrita, utilizando-se a aproximação de *Rayleigh-Jeans* (JANSSEN, 1993):

$$I_\nu(T) \approx \left(\frac{2k\nu^2}{c^2} \right) T = \frac{2kT}{\lambda^2} \quad (\text{A1.13})$$

Portanto, a radiância de Planck é linearmente proporcional à temperatura, o que pode facilitar enormemente os cálculos computacionais. Analogamente a aproximação acima, pode ser definida uma temperatura de brilho T_B :

$$T_B(\nu) = I_\nu \frac{c^2}{2k\nu^2} = I_\nu \frac{\lambda^2}{2k} \quad (\text{A1.14})$$

que é a variável padrão utilizada em sensoriamento remoto em microondas, significando intensidade de radiação, embora escalada dimensionalmente em Kelvin.

Definindo o albedo simples como:

$$a = \frac{k_s}{k + k_a} \quad (\text{A1.15})$$

podemos separar a função fonte J da Equação A1.11 em dois termos, um referente à absorção J_a e o outro ao espalhamento J_s

$$J = (1 - a)J_a + aJ_s \quad (\text{A1.16})$$

Utilizando a Equação A1.13 e assumindo que a lei de Kirchhoff (a emitância de um corpo é igual a absorptância deste mesmo corpo) é válida no meio, obtemos então as funções J_a e J_s :

$$J_a(\tau; \mu, \phi) = \frac{2k}{\lambda^2} T(\tau; \mu, \phi) \quad (\text{A1.17})$$

$$J_s(\tau; \mu, \phi) = \frac{2k}{\lambda^2} \frac{1}{4\pi} \int_{-1}^{+1} \int_0^{2\pi} P(\mu, \phi; \mu', \phi') T_B(\tau; \mu', \phi') d\mu' d\phi' \quad (\text{A1.18})$$

sendo o termo P chamado de função de fase de espalhamento, que descreve a distribuição angular da energia espalhada.

Introduzindo a variável temperatura espalhada T_s como sendo

$$T_s(\tau; \mu, \phi) = \frac{1}{4\pi} \int_{-1}^{+1} P(\mu, \phi; \mu', \phi') T_B(\tau; \mu', \phi') d\mu' d\phi' \quad (\text{A1.19})$$

podemos reescrever a Equação A1.18:

$$J_s(\tau; \mu, \phi) = \frac{2k}{\lambda^2} T_s(\tau; \mu, \phi) \quad (\text{A1.20})$$

Reagrupando todos os termos da função fonte

$$J(\tau; \mu, \phi) = \frac{2k}{\lambda^2} [(1 - a(\tau))T(\tau; \mu, \phi) + a(\tau)T_s(\tau; \mu, \phi)] \quad (\text{A1.21})$$

de tal forma que a Equação A1.11 pode ser reescrita em termos da variável temperatura de brilho:

$$T_B(0; \mu, \phi) = T_B(\tau^*; \mu, \phi) e^{-\tau^*/\mu} + \int_0^{\tau^*} [(1 - a(\tau'))T(\tau'; \mu, \phi) + a(\tau')T_s(\tau'; \mu, \phi)] e^{-\tau'/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (\text{A1.22})$$

A equação acima é então a solução geral da Equação de Transferência Radiativa em microondas para um observador no espaço, na presença de emissão, absorção e espalhamento.

ANEXO A2: MODELOS DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA EM MICROONDAS

O modelo utilizado durante este trabalho baseia-se na segunda aproximação de Eddington (1916) para a equação de transferência radiativa e foi desenvolvido por Kummerow (1993) para uma atmosfera dividida em camadas plano-paralelas.

A aproximação de Eddington para uma atmosfera plano-paralela se dá através da decomposição da equação de transferência radiativa em polinômios de Legendre. A equação que descreve a transferência de radiação monocromática em função da frequência ν através de um meio plano-paralelo é dada por:

$$\cos \theta \frac{dI_\nu(z, \theta, \phi)}{dz} = -k_\nu(z) [I_\nu(z, \theta, \phi) - J_\nu(z, \theta, \phi)] \quad (\text{A2.1})$$

onde $I_\nu(z, \theta, \phi)$ é a radiância à altura z propagando na direção θ, ϕ ; k_ν é o coeficiente de extinção do meio, e $J_\nu(z, \theta, \phi)$ é a função fonte dada por:

$$J_\nu(z, \theta, \phi) = [1 - a_\nu(z)] B_\nu[T(z)] + \frac{a_\nu(z)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} P_\nu(\theta, \phi; \theta', \phi') I_\nu(z, \theta, \phi) d(\cos \theta') d\phi' \quad (\text{A2.2})$$

onde $a_\nu(z)$ é o albedo de espalhamento simples, $T(z)$ é a temperatura ambiente do meio, $B_\nu[T(z)]$ é a função de Planck à frequência ν e temperatura $T(z)$, e $P(\theta, \phi; \theta', \phi')$ é a função de fase para o espalhamento da radiação da direção θ, ϕ para θ', ϕ' . Utilizando-se a aproximação de Rayleigh-Jeans, o termo $B_\nu[T(z)]$ pode ser substituído por $T(z)$, o que implica que as radiâncias serão interpretadas como temperaturas de brilho.

Expandindo as radiâncias em série de polinômios de Legendre, adotando $\mu = \cos \theta$:

$$I(z, \mu) = \sum_{l=0}^N I_l(z) P_l(\mu) = I_0(z) + I_1(z)\mu + \dots \quad (\text{A2.3})$$

Expandindo da mesma forma a função de fase:

$$P(\mu, \mu') = 1 + 3g(z)\mu\mu' \quad (\text{A2.4})$$

onde g é o fator de assimetria. A função fonte A2.2 pode ser reescrita como:

$$J(z, \mu) = [1 - a(z)]T(z) + a(z)[I_0(z) + g(z)I_1(z)\mu] \quad (\text{A2.5})$$

que é independente de ϕ . Substituindo A2.5 em A2.1, e integrando-se aplicando:

$$\frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} \dots d\mu d\phi \quad (\text{A2.6})$$

chega-se a uma expressão para a componente difusa da radiação I_0 :

$$\frac{d^2 I_0(z)}{dz^2} = \lambda^2(z)[I_0(z) - T(z)] \quad (\text{A2.7})$$

onde $\lambda^2(z) = 3k^2(z) [1 - a(z)g(z)]$. Se k , a e g forem independentes com a altura, A2.7 tem solução da forma:

$$I_0(z) = D_+ \exp(\lambda z) + D_- \exp(-\lambda z) + T_0 + \Gamma z \quad (\text{A2.8})$$

onde Γ é o lapse-rate da atmosfera e D_- e D_+ são constantes definidas pelas condições de fronteira. As nuvens são geralmente divididas em n camadas homogêneas e as condições apresentadas acima são satisfeitas em cada camada. O fluxo descendente no topo da nuvem determina a condição de fronteira superior, enquanto que o fluxo ascendente na base da nuvem determina a condição de fronteira inferior. A continuidade de fluxo na interface entre as camadas fornece as demais condições de fronteira se mais de uma camada é assumida.

A Teoria Mie é usada para determinar o coeficiente de extinção k , o albedo simples de espalhamento a e a função fase $P(\theta)$ (obtido a partir do fator de assimetria g). Se os componentes da extinção devido aos gases e as nuvens não precipitantes presentes na atmosfera forem agrupados em k_{atm} (isto é, $k_{atm} = k_{vapor\ d'água} + k_{oxigênio} + k_{água\ de\ nuvem}$), então os coeficientes de espalhamento utilizados nos cálculos de transferência radiativa são dados por:

$$k_{total} = k_{líquido} + k_{gelo} + k_{atm} \quad (\text{A2.9})$$

$$a_{total} = (a_{líquido} \times k_{líquido} + a_{gelo} \times k_{gelo}) / k_{total} \quad (\text{A2.10})$$

$$g_{total} = (g_{liquido} \times a_{liquido} \times k_{liquido} + g_{gelo} \times a_{gelo} \times k_{gelo}) / (a_{total} \times k_{total}) \quad (A2.11)$$

Originalmente, o modelo assume uma atmosfera dividida em três camadas (líquida, mista e sólida) e têm como entrada, além de taxas de precipitação (mm/h), os valores de temperatura do ar (K) e altura da base (km) de cada camada; umidade relativa (%) e água líquida de nuvem (g/kg) médias em cada camada; emissividade superficial e temperatura da superfície (K). Vale lembrar que a superfície terrestre é considerada Lambertiana. Todos estes parâmetros (exceto a taxa de precipitação) são previamente disponibilizados num arquivo chamado *model.dat*, lido pelo programa principal. Tanto os hidrometeoros líquidos quanto os sólidos são considerados esféricos, com diâmetros variando entre 0 e 6 mm, com intervalos de 0.05 mm.

O código do modelo está escrito em linguagem ForTran 77, e é composto por um programa principal, chamado de *eddington_clean.f*, e por mais dois subprogramas: *scater.f* e *radtran.f*.

Os cálculos das propriedades ópticas de cada camada são feitos no subprograma *scater.f*. Os processos de extinção por absorção são devidos ao oxigênio, vapor d'água e água de nuvem, isto é, as gotículas que não espalham e somente absorvem radiação se enquadram no regime Rayleigh para objetos não espalhadores. Os parâmetros de espalhamento Mie são obtidos para hidrometeoros líquidos e sólidos separadamente, em função da taxa de precipitação e da densidade do hidrometeoro. Vale lembrar que é neste subprograma que encontra-se a equação descritora da distribuição do tamanho dos hidrometeoros, e que na versão original do modelo utiliza-se a DSD de Marshall-Palmer.

Após a obtenção das propriedades ópticas de cada camada, calcula-se no subprograma *radtran.f*, a transferência de radiação com a aproximação de Eddington.

Algumas modificações no código do modelo se fizeram necessárias para que as distribuições de tamanho de hidrometeoros pudessem ser implementadas.

As Equações 2.6 e 2.10 foram inseridas ao programa principal e ao subprograma *scatter.f* para a representação da distribuição de tamanho de gotas representadas por funções log-normais, bem como a Equação 2.16 foi inserida para representar a distribuição do tipo gama. Além disso, para a distribuição do tipo gama houve a necessidade de adicionar uma função gama que não existia previamente no código do modelo. A inserção das DSD's no programa principal deve-se ao fato de que o conteúdo de água de nuvem utilizado foi considerado 10% do valor de conteúdo de água líquida, e, portanto, precisava ser calculado anteriormente à chamada da rotina que obtêm a extinção por absorção.

ANEXO A3: LISTAGEM DOS CASOS ESTUDADOS

Os casos estudados são listados abaixo, com as respectivas datas de ocorrência e o número da órbita do satélite TRMM da qual os dados foram extraídos. Nas Tabelas A3.1, A3.2 e A3.3 encontram-se, respectivamente, os sistemas frontais, sistemas convectivos e sistemas compostos por nuvens quentes.

Tabela A3.1 – Lista dos sistemas frontais estudados.

Data de ocorrência	Número da órbita do TRMM
29/08/2001	21604
29/08/2001	21609
14/09/2001	21863
01/10/2001	22123
01/10/2001	22128
02/10/2001	22138
08/10/2001	22235
09/10/2001	22245
31/10/2001	22586
11/11/2001	22764
11/11/2001	22769
12/11/2001	22779
14/11/2001	22815
15/11/2001	22825
15/11/2001	22830
07/12/2001	23166
07/12/2001	23176

08/12/2001	23181
08/12/2001	23191
10/12/2001	23222
11/12/2001	23227
11/12/2001	23237
14/12/2001	23283
15/12/2001	23288
15/12/2001	23298
22/12/2001	23395
22/12/2001	23405
22/12/2001	23410
07/01/2002	23649
09/01/2002	23685
10/01/2002	23695
11/01/2002	23710
24/01/2002	23914
24/01/2002	23924
25/01/2002	23929
25/01/2002	23939
01/02/2002	24036
01/02/2002	24046
23/02/2002	24387
16/05/2002	25664
19/05/2002	25710
19/05/2002	25715
20/05/2002	25725

21/05/2002	25740
31/05/2002	25893
07/07/2002	26473
11/07/2002	26534
23/07/2002	26717
01/08/2002	26870
02/08/2002	26875
05/08/2002	26931
31/08/2002	27333
03/10/2002	27847
22/10/2002	28142
30/10/2002	28259
30/10/2002	28264
31/10/2002	28274
10/11/2002	28442
13/11/2002	28488
14/11/2002	28493
14/11/2002	28503
26/11/2002	28686
28/11/2002	28717
28/11/2002	28722
23/01/2003	29592
24/01/2003	29602
26/01/2003	29638
27/01/2003	29648
27/01/2003	29653

28/01/2003	29663
30/01/2003	29699
31/01/2003	29709
31/01/2003	29714
01/02/2003	29724
11/02/2003	29892
14/02/2003	29928
14/02/2003	29938
21/02/2003	30045
21/02/2003	30050
12/03/2003	30335
12/03/2003	30340
17/03/2003	30411
21/03/2003	30472
27/03/2003	30569
27/03/2003	30579
04/04/2003	30701
10/04/2003	30798
05/06/2003	31663
05/06/2003	31668
10/07/2003	32202
07/08/2003	32645
09/08/2003	32670
15/08/2003	32767
10/09/2003	33174
10/09/2003	33179

06/10/2003	33576
06/10/2003	33586
07/10/2003	33601
09/10/2003	33632
10/10/2003	33637
10/10/2003	33647
11/10/2003	33662
20/10/2003	33805
21/10/2003	33815
21/10/2003	33820
22/10/2003	33830
28/10/2003	33922
28/10/2003	33927
29/10/2003	33937
01/11/2003	33983
01/11/2003	33988
02/11/2003	33998
27/11/2003	34385
27/11/2003	34395
01/12/2003	34456
05/12/2003	34517
09/12/2003	34578
12/12/2003	34624
25/01/2004	35311
25/01/2004	35316
01/02/2004	35423

20/02/2004	35713
20/02/2004	35723
21/02/2004	35728
21/02/2004	35738
24/02/2004	35774
24/02/2004	35784
03/03/2004	35896
03/03/2004	35906
06/03/2004	35942
06/03/2004	35957
14/03/2004	36074
14/03/2004	36079
15/03/2004	36089
01/05/2004	36827
06/05/2004	36898
15/05/2004	37041
17/10/2004	39463
18/10/2004	39468
18/10/2004	39478
25/10/2004	39575
25/10/2004	39585
17/11/2004	39936
02/12/2004	40180
27/12/2004	40567
30/12/2004	40613
04/01/2005	40684

04/01/2005	40689
05/01/2005	40699
22/01/2005	40964
22/01/2005	40974
23/01/2005	40989
25/01/2005	41020
26/01/2005	41025
26/01/2005	41035
15/03/2005	41773
15/03/2005	41783
16/03/2005	41788
16/03/2005	41798
21/05/2005	42821
21/05/2005	42826
22/05/2005	42836
24/05/2005	42872
25/05/2005	42882
25/05/2005	42887
23/07/2005	43798
02/09/2005	44439
02/09/2005	44444
25/09/2005	44490
06/09/2005	44500
12/09/2005	44607
13/09/2005	44612
13/09/2005	44622

25/09/2005	44795
25/09/2005	44805
01/10/2005	44897
01/10/2005	44902
02/10/2005	44912
05/10/2005	44958
05/10/2005	44963
31/10/2005	45360
08/12/2005	45950
18/12/2005	46108
18/12/2005	46118
05/01/2006	46398
06/01/2006	46413
05/02/2006	46871
05/02/2006	46881
12/02/2006	46978
12/02/2006	46988
25/03/2006	47619
25/03/2006	47629
26/03/2006	47644
28/03/2006	47675
29/03/2006	47680
29/03/2006	47690

Tabela A3.2 – Lista dos sistemas convectivos estudados.

Data de ocorrência	Número da órbita do TRMM
26/08/2001	21563
23/09/2001	22006
20/10/2001	22413
20/10/2001	22418
04/11/2001	22647
04/11/2001	22657
22/11/2001	22937
30/11/2001	23054
30/11/2001	23059
29/12/2001	23517
01/02/2002	23578
21/01/2002	23863
28/01/2002	23975
28/01/2002	23985
08/02/2002	24158
09/02/2002	24168
15/02/2002	24265
21/02/2002	24351
07/03/2002	24565
13/03/2002	24672
14/03/2002	24677
14/03/2002	24687
24/03/2002	24840
08/05/2002	25542

09/05/2002	25547
09/05/2002	25557
21/07/2002	26692
22/07/2002	26702
22/07/2002	26707
26/09/2002	27572
26/10/2002	28198
26/10/2002	28203
17/11/2002	28549
24/11/2002	28661
02/12/2002	28778
02/12/2002	28783
06/12/2002	28839
14/12/2002	28961
15/12/2002	28976
20/12/2002	29068
21/12/2002	29083
24/12/2002	29119
24/12/2002	29129
25/12/2002	29134
25/12/2002	29144
31/12/2002	29236
01/01/2003	29241
01/01/2003	29251
04/01/2003	29297
05/01/2003	29302

05/01/2003	29312
11/01/2003	29409
12/01/2003	29419
12/01/2003	29424
13/01/2003	29434
15/01/2003	29470
19/01/2003	29531
01/02/2003	29770
04/02/2003	29785
04/02/2003	29785
06/02/2003	29816
07/02/2003	29831
18/02/2003	29989
18/02/2003	29999
19/02/2003	30014
04/03/2003	30218
05/03/2003	30228
05/03/2003	30233
08/03/2003	30279
09/03/2003	30289
10/03/2003	30304
16/11/2003	34217
16/11/2003	34227
23/11/2003	34324
23/11/2003	34334
04/12/2003	34502

04/12/2003	34507
11/12/2003	34614
15/12/2003	34675
31/12/2003	34919
06/01/2004	35021
07/01/2004	35026
07/01/2004	35036
14/01/2004	35133
14/01/2004	35143
21/01/2004	35250
21/01/2004	35255
03/02/2004	35448
06/02/2004	35494
27/02/2004	35830
09/03/2004	36003
10/03/2004	36018
05/04/2004	36410
20/05/2004	37112
31/05/2004	37285
31/05/2004	37295
04/11/2004	39743
16/11/2004	39921
16/11/2004	39926
05/12/2004	40216
05/12/2004	40226
08/12/2004	40272

09/12/2004	40277
09/12/2004	40287
20/12/2004	40455
21/12/2004	40470
23/12/2004	40501
23/12/2004	40506
08/01/2005	40745
18/01/2005	40913
19/01/2005	40918
19/01/2005	40928
29/01/2005	41081
30/01/2005	41096
26/02/2005	41508
11/03/2005	41712
11/03/2005	41722
12/03/2005	41727
12/03/2005	41737
25/04/2005	42414
25/04/2005	42424
29/04/2005	42475
29/04/2005	42485
20/06/2005	43294
27/08/2005	44347
17/09/2005	44683
09/10/2005	45019
27/10/2005	45299

27/10/2005	45309
28/10/2005	45314
28/10/2005	45324
30/10/2005	45355
04/11/2005	45431
18/11/2005	45650
30/11/2005	45828
30/11/2005	45833
26/12/2005	46230
26/12/2005	46240
02/01/2006	46352
18/01/2006	46591
25/01/2006	46698
26/01/2006	46713
28/01/2006	46749
29/01/2006	46759
04/02/2006	46866
08/02/2006	46917
08/02/2006	46927
09/02/2006	46932
09/02/2006	46942
15/02/2006	47034
15/02/2006	47039
16/02/2006	47049
19/02/2006	47095
19/02/2006	47100

20/02/2006	47110
23/02/2006	47161
07/03/2006	47339
21/03/2006	47558
21/03/2006	47568
05/04/2006	47797
06/04/2006	47812
08/04/2006	47848

Tabela A3.3 – Lista dos sistemas compostos por nuvens quentes estudados.

Data de ocorrência	Número da órbita do TRMM
09/10/2001	22245
04/11/2001	22647
12/11/2001	22779
15/11/2001	22825
22/11/2001	22937
11/12/2001	23227
09/01/2002	23685
07/03/2002	24565
23/07/2002	26717
03/10/2002	27847
24/12/2002	29119
25/12/2002	29134
31/01/2003	29714
14/02/2003	29938
10/10/2003	33647

29/10/2003	33937
07/01/2004	35036
21/01/2004	35250
07/02/2004	35509
14/03/2004	36079
05/04/2004	36410
16/11/2004	39921
04/01/2005	40689
12/03/2005	41727
21/05/2005	42821
21/05/2005	42826
27/08/2005	44347
06/01/2006	46413
05/04/2006	47797