



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/10.07.19.43-TDI

**PROPRIEDADES RADIATIVAS E MICROFÍSICAS DAS  
NUVENS CONTINENTAIS: UMA CONTRIBUIÇÃO  
PARA A ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO DE  
NUVENS QUENTES POR SATÉLITE**

Alan James Peixoto Calheiros

Tese de Doutorado do Curso de  
Pós-Graduação em Meteorologia,  
orientada pelo Dr. Luiz Augusto  
Toledo Machado, aprovada em 06  
de setembro de 2013.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3EUU6BS>

INPE  
São José dos Campos  
2013

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

### **Presidente:**

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

### **Membros:**

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

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

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

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

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

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

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

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

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

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/10.07.19.43-TDI

**PROPRIEDADES RADIATIVAS E MICROFÍSICAS DAS  
NUVENS CONTINENTAIS: UMA CONTRIBUIÇÃO  
PARA A ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO DE  
NUVENS QUENTES POR SATÉLITE**

Alan James Peixoto Calheiros

Tese de Doutorado do Curso de  
Pós-Graduação em Meteorologia,  
orientada pelo Dr. Luiz Augusto  
Toledo Machado, aprovada em 06  
de setembro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3EUU6BS>>

INPE  
São José dos Campos  
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Calheiros, Alan James Peixoto.

C128p Propriedades radiativas e microfísicas das nuvens continentais: uma contribuição para a estimativa da precipitação de nuvens quentes por satélite / Alan James Peixoto Calheiros. – São José dos Campos : INPE, 2013.

xxii + 180 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/10.07.19.43-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientador : Dr. Luiz Augusto Toledo Machado.

1. microfísica de nuvens. 2. precipitação. 3. micro-onda. 4. estimativa de precipitação. 5. água líquida. I.Título.

CDU 551.577

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

Dr. Luiz Fernando Sapucci



---

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado



---

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Simone Marilene Sievert da Costa  
Coelho



---

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

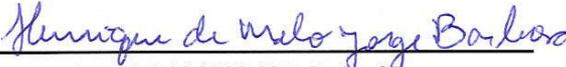
Dr. Christian D. Kummerow



---

Convidado(a) / CSU / Estados Unidos - USA

Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa



---

Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

*Este trabalho foi aprovado por:*

( ) maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Alan James Peixoto Calheiros**

**São José dos Campos, 06 de Setembro de 2013**



## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente a meus pais por terem apoiado em minha jornada e por serem essas pessoas maravilhosas das quais sempre terei orgulho. A minha esposa Sâmia que esteve ao meu lado durante todos os momentos importantes, e que sempre se dedicou a me ajudar, a quem devo não só respeito e admiração, mas um amor verdadeiro. A meus irmãos Cleyla e Darlan por serem os meus verdadeiros amigos. A meu sobrinho João Miguel por ser esse anjo em nossas vidas. À família Garcia por ter me recebido de braços abertos, especialmente ao Edson, Aparecida, Fúlvio, Alessandra e aos queridos Enzo e Davi.

Ao Dr. Luiz Augusto Toledo Machado por sua orientação, conhecimentos transmitidos e a confiança dada a mim durante esse período de grande aprendizado.

Agradeço, também, aos membros da minha Banca, os Drs. Luiz Fernando Sapucci, Simone Marilene Sievert da Costa Coelho, Christian D. Kummerow (CSU/EUA) e Henrique de Melo Jorge Barbosa (USP) pela ajuda na conclusão deste trabalho.

A minha turma de doutorado e aos amigos que conquistei pelos quais tenho muito afeto. Principalmente àqueles que estão a meu lado há muitos anos, como os Drs. Cristiano Prestrelo, Roger Torres e o Alex Pessoa.

Aos amigos da UNIFEI que sempre me apoiaram nesta conquista, Drs. Fabrina Martins, Vanessa Silveira e Marcelo de Paula Corrêa.

A toda equipe da DSA que sempre esteve disposta a compartilhar conhecimento, em especial aos Drs. Daniel Vila, Marc Schneebeli e Nelson Ferreira pelas oportunidades e conhecimentos a mim passados.

À CAPES, CNPq e INPE por financiarem o desenvolvimento deste trabalho: Instituições que prezam e incentivam a ciência brasileira.



## RESUMO

Durante o período de 2010 a 2012 o projeto CHUVA coletou informações sobre as nuvens e a precipitação nos diferentes regimes de precipitação do Brasil. Até março de 2012 já haviam sido realizados quatro experimentos de campo, localizados no Norte, Nordeste e Sudeste do Brasil, cobrindo as regiões do semiárido, da Amazônia e intertropicais. Um dos propósitos deste estudo é apresentar uma estatística relacionada aos perfis de diferentes tipos de nuvens e precipitação em diversas localidades brasileiras. Instrumentos como radiômetros em micro-onda, LIDAR, radar e disdrômetros foram utilizados neste estudo. A sinergia entre esses equipamentos permitiu determinar as características dos processos de nuvens e classificar os eventos chuvosos de maneira objetiva, sendo que a identificação dos eventos de chuva foi desenvolvida usando o perfil vertical de refletividade (VPR) e informações sobre a polarimetria do radar em banda X (XPOL). Deste modo, foi possível determinar os valores de água líquida de chuva na coluna de nuvens ( $LWC_R$ ) e seu integrado na camada quente ( $ILW_R$ ), ou seja, abaixo do nível de derretimento, evitando assim problemas associados à presença da banda brilhante em eventos estratiformes. Tais propriedades não foram só estimadas pelo XPOL, mas também pelo Micro Rain Radar (MRR). As características macrofísicas, como os conteúdos integrados de água líquida e vapor d'água ( $ILW_C$  e  $IWV$ ) de nuvens não precipitantes foram determinadas pelo MP3000A (radiômetro em micro-onda de superfície), radiossondagens locais e pelo GPS, sendo que, este último, apenas para o vapor d'água. O  $IWV$  e o  $ILW_C$  apresentaram valores maiores para os sítios mais próximos à costa, principalmente na região Nordeste. Já os eventos chuvosos mostraram características distintas relacionadas principalmente à frequência de determinados tipos de eventos. As nuvens convectivas apresentam os mais altos valores de  $ILW_R$ , seguidas pelos sistemas estratiformes e quentes. As nuvens no Vale do Paraíba e Belém apresentaram altos valores de refletividade em mais altos níveis, enquanto que nos sítios de Alcântara e Fortaleza esses valores foram mais acentuados na camada quente da nuvem. Diversas análises adicionais foram realizadas de modo a descrever os processos de nuvens e sua regionalidade. Após essa discretização, foi possível caracterizar a radiação ascendente associada aos eventos de chuva quente a partir de simulações radiativas. Deste modo, foram realizados testes para quantificar os impactos da variação de seus parâmetros termodinâmicos e microfísicos no sinal emergente. Observou-se que este sinal é relativamente pequeno, se comparado àqueles notados pelas variações de superfície e de nuvens frias. Contudo, a integração da diferença entre os canais no espectro do micro-onda mostra indícios sobre a presença de chuva de nuvens quentes e a sua possível estimativa.



**RADIATIVE AND MICROPHYSICAL PROPERTIES OF CONTINENTAL  
CLOUDS: A CONTRIBUTION TO ESTIMATE WARM RAIN FROM  
SATELLITE**

**ABSTRACT**

Between 2010 and 2012, the CHUVA project collected information regarding cloud and rain in different precipitation regimes in Brazil. Up to March 2012, CHUVA had concluded four field campaigns, located in the North, Northeast and Southeast regions of Brazil, covering the semi-arid, Amazonas, intertropical regions. The purpose of this study is to present, from the statistical point of view, the cloud and rain liquid water profiles and integrated parameters for different cloud types and regimes. The synergy of several instruments allows us to describe cloud process characteristics and to classify rain events. Microwave radiometer, LiDAR, radar, and disdrometer were employed in this study. A rain type classification was developed using vertical profiles of reflectivity (VPR) and polarimetric variables from dual-polarization radar (XPOL). The integrated cloud liquid water ( $ILW_C$ ) and Water Vapor were retrieved with a microwave ground-based radiometer using a neural network, radiosondes, and a GPS receiver, this later only for  $IWV$ . For rainy conditions, the profiles from the liquid water content ( $LWC_R$ ) and their integrated ( $ILW_R$ ), below the melting layer, properties were estimated by Micro Rain Radar (MRR) and XPOL VPRs. For non-precipitating clouds, the  $IWV$  and  $ILW_C$  values were larger for the sites in Northeast Brazil near the coast than for the other regions. For rainy cases, distinct  $LWC_R$  profiles and  $ILW_R$  were observed for different rain classifications and regions with a distinctive rainfall regime. The  $ILW_R$  for the convective systems show the highest values, followed by stratiform and warm systems. The clouds in the Vale do Paraiba and Belem showed the largest reflectivity in the mixed and glaciated layers, respectively. In contrast, the coastal sites show larger values of cloud and rain liquid water content for non-precipitating and warm clouds. The Vale and Belem clouds present the deepest clouds and larger convective cloud liquid water. Several analyses are presented, describing the cloud process and the differences among the regions. Based in the warm rain cloud properties obtained in this study, several radiative simulations were performed to check the capability to estimate warm clouds rainfall using microwave radiometers. Several sensitivity tests were performed to evaluate the impact of all parameters contributing to the microwave upward radiation. The warm rain signal is very small when compared with all the others contributions from emissivity variability, moisture and temperature profiles and the different liquid water content. However, the integrated difference between the channels seems to show clear information about rainfall from warm clouds. A discussion about this features and the possible methodology to be employed is presented in the last section.



## LISTA DE FIGURAS

	<b><u>Pág.</u></b>
Figura 2.1 – Transmissividade atmosférica no zênite do espectro do micro-onda para condições típicas de latitudes médias, incluindo o efeito de nuvens não precipitantes com espessura moderada. ....	8
Figura 3.1 – Representação esquemática da disposição dos sítios durante o experimento CHUVA de 2010 a 2012 e suas posições aproximadas. ....	30
Figura 3.2 – Exemplo da colocação entre ambos os radares (MRR e XPOL) para Alcântara/MA durante um evento de chuva quente: (a) RHI sem correção e (b) RHI corrigido pelo viés. ....	35
Figura 5.1 - Comparações entre as estimativas de conteúdo de vapor d'água integrado (IWV, mm) do radiômetro de superfície (MP3000A, círculo preto) e do GPS (asterisco vermelho) com o integrado a partir das radiossondas em: (a) Alcântara/MA, (b) Fortaleza/CE, (c) Belém/PA e (d) Vale do Paraíba/SP. ....	53
Figura 5.2 – Histogramas de frequência relativa (%) dos conteúdos integrados de vapor d'água para os diversos sítios da campanha CHUVA determinados pelo: (a) MP3000A; (b) GPS; e (c) Radiossonda. ....	54
Figura 5.2 – Conclusão. ....	55
Figura 5.3 – Histograma de frequência relativa do conteúdo de água líquida de nuvens para todos os sítios da campanha CHUVA, estimados pelo (a) MP3000A ( $ILW_C$ , mm) e (b) pelo método adiabático pela radiossonda ( $ILW_{adia}$ , mm). ....	58
Figura 5.4 – $ILW_C$ (mm) estimado pelo radiômetro de superfície relacionado à espessura da nuvem (m) estimada pelo LIDAR em nuvens não precipitantes em Fortaleza/CE. ....	60

- Figura 5.5 – Perfis verticais de refletividade radar (VPRs) para chuva estratiforme (linha cinza-claro sólida) em 13 de abril de 2011 às 11:31, convectiva (linha preta sólida) em 12 de abril de 2011 às 15:31 e chuva quente (linha cinza-escuro sólida) em 17 de abril de 2011 às 11:51 em Fortaleza/CE. .... 62
- Figura 5.6 – Histogramas de  $DdBZ/dH$  (dBZ/km) na camada superior (a) e inferior (b) ao nível de  $0^{\circ}\text{C}$  para sistemas convectivos (linha cinza) e da BB para os estratiformes (linha preta) em Fortaleza/CE. .... 64
- Figura 5.7 – Histogramas de  $\rho_{HV}$  (adimensional) na camada de 1km abaixo do nível de  $0^{\circ}\text{C}$  e 200m acima para sistemas convectivos (linha cinza) e estratiformes (linha preta) em Fortaleza/CE. .... 66
- Figura 5.8 – Esquema representativo para a classificação do tipo de sistemas pela análise dos perfis de refletividade radar..... 68
- Figura 5.9 – Diagrama de caixa da taxa de precipitação observada sobre cada sítio da campanha CHUVA em função de sua intensidade: (a) chuva fraca (1 à 2,5mm/h); (b) moderada (2,5 à 10mm/h); (c) forte (10 à 50mm/h); e (d) intensa (acima de 50mm/h). Os valores médios são representados pelos círculos cinza no interior da caixa. .... 70
- Figura 5.10 – Histograma de frequência relativa do conteúdo integrado de água líquida de chuva ( $ILW_R$ , mm) até 1 km abaixo da altura  $0^{\circ}\text{C}$  para todos os sítios da campanha CHUVA estimados pelo (a) MRR e (b) XPOL. .... 80
- Figura 5.12 – Comparação entre o XPOL e MRR para os perfis de refletividade (dBZ) na camada líquida de 200m a  $H_{0^{\circ}\text{C}-1\text{km}}$  associado a sistemas precipitantes ( $RR > 0,1\text{mm/h}$ ): (a) Geral; (b) estratiforme; (c) Convectivo; e (d) chuva quente. Para o Sítio de Fortaleza/CE. As linhas cinzas são os perfis médios de refletividade radar (dBZ) para o MRR (estrela) e XPOL (quadrado). ... 85
- Figura 5.13 – Perfis médios do conteúdo de água líquida de chuva ( $LWC_R$ ,  $\text{g/m}^3$ ) estimada pelo XPOL para todos os sítios da campanha chuva e diferentes

sistemas precipitantes: (a) chuva quentes; (b) estratiforme; e (c) convectiva. ....	86
Figura 5.13 – Conclusão.....	87
Figura 5.14 – Concentração média das gotas de chuva ( $m^{-3}mm^{-1}$ ) para (a) nuvens quentes, (b) estratiformes e (c) convectivas e a relação (%) entre o conteúdo de água líquida para cada diâmetro ( $D_i$ ) e o total observado para cada DSD observada pelo disdrômetro para (d) nuvens quentes, (e) estratiformes e (f) convectivas para os quatro primeiros experimentos do projeto CHUVA. ....	90
Figura 5.15 – Conteúdo integrado de água líquida ( $ILW_R$ , mm) estimado pelo XPOL para diferentes intensidades de precipitação: chuva fraca (1 à 2,5mm/h); chuva moderada (2,5 à 10mm/h); chuva forte (10 à 50mm/h); e chuva intensa (acima de 50mm/h) para todos os experimentos do CHUVA. ....	92
Figura 6.1 – Simulações da temperatura brilho no topo da atmosfera para teste de sensibilidade do conteúdo de água de nuvens e chuva.....	105
Figura 6.2 – Teste de sensibilidade para a variação da emissividade sob condições de céu claro (vermelho) e nebuloso (azul) para todos os canais em diferentes ângulos de visada: (a) nadir (zênite=0°) e (b) com zênite igual a 45°. A barra de erro refere-se a $\pm 1$ desvio padrão da emissividade (veja Tabela 6.1).....	108
Figura 6.3 – Simulações da temperatura brilho no topo da atmosfera para teste de sensibilidade associados à (a) temperatura da superfície ( $dT_{SFC}$ ), ângulo zenital (zen = 45°), perfil de temperatura (dT) e de umidade específica (dq) e (b) a diferença entre a condição chuvosa original e os últimos dois testes. ....	110
Figura 6.3 – Conclusão.....	111

Figura 6.4 – As temperaturas de brilho simuladas pelo RTTOV sob a influência da variação da cobertura de nuvens para o perfil médio chuvoso de nuvens quentes sobre Fortaleza/CE. ....	112
Figura 6.5 – As temperaturas de brilho simuladas pelo RTTOV sob a influência da variação do perfil de chuva na coluna atmosférica associada a diferentes percentis de $ILW_R$ (a) e a diferença com relação a: condição de céu claro (b) e o perfil médio de chuvoso (c) de nuvens quentes (p100%) sobre Fortaleza/CE. ....	114
Figura 6.5 – Conclusão.....	115
Figura 6.6 – Diferença das temperaturas de brilho (K) entre todas as frequências no micro-onda analisadas para o perfil médio de nuvens quentes sobre Fortaleza/CE associadas a condições: (a) chuvosas ( $dTb_{Nublado}$ ) e (b) de céu claro ( $dTb_{Céu Claro}$ ). ....	120
Figura 6.6 – Conclusão.....	121
Figura 6.7 – O módulo do resíduo (dR) associado a diferença entre as diferenças de temperatura de brilho (K) para céu nublado ( $dTb_{Nublado}$ ) e céu claro ( $dTb_{Céu Claro}$ ).....	121
Figura 6.8 – Diferença das temperaturas de brilho (K) entre todas as frequências no micro-onda para o perfil médio de nuvens quentes sobre Fortaleza/CE considerando a $\epsilon_s$ como a média mais um desvio padrão, para condições: (a) chuvosas ( $dTb_{Nublado}$ ) e (b) de céu claro ( $dTb_{Céu Claro}$ ).....	124
Figura 6.9 – O módulo do resíduo (dR) associado a diferença entre as diferenças de temperatura de brilho (K) para céu nublado ( $dTb_{Nublado}$ ) e céu claro ( $dTb_{Céu Claro}$ ) considerando a emissividade da superfície parametrizada como a média mais um desvio padrão. ....	125

Figura 6.10 – Somatório da matriz diagonal dos módulos das diferenças para todos os testes realizados sob as condições de céu claro (azul) e nublado (verde) com relação ao perfil médio de nuvens quentes sobre Fortaleza/CE. ...	127
Figura A.1 – Exemplos das estimativas e medidas realizadas pelo MP3000A. ....	157
Figura A.2 – Radiômetro MP3000A. ....	158
Figura A.3 – Diagrama de Bloco dos componentes do sistema de nível primário. ....	160
Figura A.4 – (a) Alvo criogênico utilizado para calibrar a temperatura de brilho equivalente ( $T_{ND}$ ), Hewison (2006) e (b) radiômetro com o recipiente de calibração .....	163
Figura A.5 – (a) Série temporal da temperatura de brilho equivalente para todos os canais do MP3000A durante o processo de calibração com LN2 e (b) a amplitude dos valores. ....	166
Figura A.6 – (a) Série temporal da temperatura de brilho equivalente para todos os canais do MP3000A durante o processo de calibração com LN2 e (b) a amplitude dos valores para o período com a menor tendência selecionado pelo usuário. ....	167
Figura A.7 – (a) Série temporal da temperatura de brilho equivalente para todos canais do MP3000A durante o processo de calibração com LN2 e (b) a amplitude dos valores para Cachoeira Paulista/SP. ....	168
Figura A.7 – Conclusão. ....	169
Figura A.8 – Variações dos valores medidos para cada canal em relação aos dos alvos de referência: (a) Nitrogênio Líquido (alvo externo) e (b) corpo negro (alvo interno). ....	170
Figura A.9 – Comparação entre as temperaturas de brilho observadas pelo radiômetro e as simuladas pelo modelo de transferência radiativa para os canais do 22,234 a 30GHz: (a) MP3000A (linha contínua) e simulador (linha tracejada) e (b) viés do MP3000A com relação ao simulador. ....	174

Figura A.10 – Comparação entre o observado pelo radiômetro de superfície e as simulações das temperatura de brilho associada a componente descendente da radiação usando dois modelo de transferência radiativa ( $RTM_{Marc}$ e $RTTOV_{Down}$ ) para situações de céu claro. ....	174
Figura B.1 – Representação gráfica do método utilizado para a comparação espacial e temporal dos dados da radiossonda e do radiômetro MP3000A.....	177
Figura B.2 – Desvio médio (bias, vermelho) e raiz do erro quadrático médio (RMSE, azul) da temperatura (K) associada as comparações entre o radiômetro e as radissondagens realizadas nos experimentos de campo em (a) Alcântara/MA, (b) Fortaleza/CE, (c) Belém/PA e (d) Vale do Paraíba da campanha CHUVA. ....	177
Figura B.2 – Conclusão.....	178
Figura B.3 – Idem a Figura B.2, mas para umidade específica (g/kg).....	179

## LISTA DE TABELAS

	<b><u>Pág.</u></b>
Tabela 3.1 – Instrumentação para observação de processos de nuvens durante experimentos de campo.....	31
Tabela 3.2 – Estratégia de medida dos radares em Alcântara/MA.....	34
Tabela 5.1 – Valores médios e desvios-padrão de DdBZdH e $\rho'_{HV}$ para todos os sítios da campanha CHUVA. ....	65
Tabela 5.2 – Ocorrência dos eventos precipitantes ( $RR > 0,1\text{mm/h}$ ) sobre os principais sítios durante os experimentos do CHUVA. ....	71
Tabela 5.3 – Relações entre LWC, RR e Z para todas as campanhas CHUVA e sistemas precipitantes.....	76
Tabela 5.4 – Conteúdo de vapor d'água associado a eventos precipitantes sobre Fortaleza/CE. ....	76
Tabela 5.5 – Conteúdos integrados de água líquida por sensores ativos e passivos para diferentes regiões e sistemas precipitantes no Brasil durante a campanha CHUVA. ....	81
Tabela 5.6 – As características microfísicas e macrofísicas encontradas sobre os diferentes sítios durante a campanha CHUVA.....	93
Tabela 5.7 – As características microfísicas e macrofísicas encontradas para os diferentes sistemas precipitantes durante a campanha CHUVA.....	93
Tabela 6.1 – Emissividade da superfície em função da frequência (GHz) para todos os canais utilizados nas simulações para Fortaleza/CE. ....	101
Tabela A.1 – Especificações do MP3000A .....	159
Tabela A.2 – Contribuições típicas dos componentes a temperatura de brilho efetiva do corpo negro do alvo criogênico.....	164



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADIA	– Subscrito: Adiabática
AMSR	– <i>Advanced Microwave Scanning Radiometer</i>
AMSU	– <i>Advanced Microwave Sounding Unit</i>
AVHRR	– <i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
BB	– Banda Brilhante
c	– Subscrito: de Nuvens
CC	– Cobertura de Nuvens
CCN	– Núcleo de condensação de nuvens
CHUVA	– <i>Cloud process of the main precipitation system in Brazil: A contribution to cloud resolving Modeling And to the GPM</i>
CLW	– Conteúdo de água de nuvens
CPTEC	– Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
dBZ	– Decibéis de refletividade
DSD	– Distribuição do tamanho de gotas
ECMWF	– <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
$\epsilon_s$	– Emissividade da superfície
ETR	– Equação de Transferência Radiativa
FOV	– Campo de visada
GoAmazon	– <i>GreenOceanAmazon</i>
GPM	– <i>Global Precipitation Measurement</i>
GPROF	– <i>Goddard PROFiling</i>
GPS	– Sistema de Posicionamento Global
ILW	– Conteúdo de água líquida integrado
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPWG	– <i>International Precipitation Working Group</i>
IR	– Infravermelho
ZCIT	– Zona de Convergência Intertropical
IWV	– Conteúdo integrado de vapor d'água
JAXA	– <i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
JWD	– Joss-Waldvogel
LIDAR	– <i>Light Detection And Ranging</i>
LN2	– Nitrogênio Líquido
LWC	– Conteúdo de água líquida
MODIS	– <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MP	– Perfilador em Micro-ondas
MRB	– Método de reflectância biespectral
MRR	– <i>Micro Rain Radar</i>
MTR	– Modelo de Transferência Radiativa
NASA	– <i>National Aeronautics and Space Administration</i>
PARSIVEL	– <i>Particle Size and Velocity</i>

PERSIANN	– <i>Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Neural Network</i>
PIA	– Atenuação integrada na Trajetória
R	– Subscrito: de Chuva
PR	– Radar de Precipitação (a bordo do TRMM)
RHI	– <i>Range Height Indicator</i>
RMSE	– Erro quadrático médio
RR	– Taxa de chuva
RS	– Radiossonda
RTTOVS	– <i>Radiative Transfer Model for TOVS</i>
SP	– Precipitação Sólida
SSM/I/S	– <i>Special Sensor Microwave Imager/Sounder</i>
Tb	– Temperatura de Brilho
TIROS	– <i>Television Infrared Observation Satellite</i>
TMI	– <i>TRMM Microwave Imager</i>
TOV	– <i>Operational Vertical Sounder</i>
TRMM	– <i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
VIL	– <i>Vertically Integrated Liquid Water</i>
VIRS	– <i>Visible and Infrared Scanner</i>
VIS	– Visível (comprimento de onda)
VPR	– Perfil Vertical de refletividade
XPOL	– Radar em banda X com polarização

## SUMÁRIO

	<b>Pág.</b>
1	INTRODUÇÃO ..... 1
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... 7
2.1.	Propriedades da radiação em micro-ondas e sua relação com as propriedades das nuvens ..... 7
2.2.	Estimativa de precipitação por satélite..... 13
2.3.	Global Precipitation Measurement (GPM) ..... 20
2.4.	O projeto CHUVA..... 22
2.5.	Nuvens quentes..... 22
2.6.	A importância dos parâmetros macro/microfísicos..... 25
3	DADOS ..... 29
3.1.	Estratégia de medida..... 29
3.2.	Instrumentos e limitações..... 31
3.2.1.	Instrumentos de campo ..... 32
4	METODOLOGIA..... 37
4.1.	Cálculo dos parâmetros macrofísicos e microfísicos ..... 37
4.1.1.	Classificador do tipo de precipitação ..... 43
4.2.	Simulação da radiação ascendente para eventos de chuva quente..... 44
5	PROPRIEDADES MACROFÍSICAS E MICROFÍSICAS DOS PRINCIPAIS REGIMES DE PRECIPITAÇÃO NO BRASIL..... 49
5.1.	Nuvens não precipitantes ..... 49
5.1.1.	Distribuição regional do conteúdo integrado de vapor d'água ..... 49
5.1.2.	Distribuição do conteúdo integrado de água líquida..... 55
5.1.2.1.	Conteúdo de água líquida de nuvens..... 56

5.1.2.2.	ILW <sub>C</sub> em função da espessura da nuvem .....	59
5.2.	Nuvens precipitantes .....	60
5.2.1.	Classificador do tipo de precipitação .....	61
5.2.2.	Características regionais da precipitação.....	68
5.2.2.1.	Relações ZR e ZW .....	72
5.2.3.	IWV associados às nuvens precipitantes .....	74
5.2.4.	Conteúdo de água líquida de chuva.....	77
5.2.4.1.	Distribuição regional de ILW <sub>R</sub> .....	78
5.2.4.2.	ILW <sub>R</sub> para diferentes tipos de nuvens.....	82
5.2.4.3.	Perfis verticais de LWC <sub>R</sub> para diferentes tipos de nuvens .....	84
5.2.5.	Distribuição do tamanho de gotas de chuva.....	87
5.2.6.	Sistemas precipitantes e o valor médio de ILW <sub>R</sub> .....	91
5.3.	Sumário das características microfísicas e macrofísicas .....	92
6	CARACTERIZAÇÃO DA RADIAÇÃO ASCENDENTE ASSOCIADA A EVENTOS DE CHUVA QUENTE.....	95
6.1.	Teste de Sensibilidade.....	96
6.2.	Diferença de Canais.....	116
7	CONCLUSÕES.....	131
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	137
	APÊNDICE A – RADIÔMETRO DE SUPERFÍCIE (MP3000A).....	157
	APÊNDICE B – AVALIAÇÃO DOS PERFIS TERMODINÂMICOS.....	175

## 1 INTRODUÇÃO

Eventos severos associados em parte a sistemas de nuvens quentes tornaram-se mais frequentes nos últimos anos no Brasil, como foi observado pelas chuvas ocorridas em Santa Catarina (novembro de 2008) e Alagoas (junho de 2010), estes eventos ocasionaram danos irreversíveis (vítimas fatais) a população, sendo exemplos da fragilidade de um sistema de monitoramento e previsão imediata que permita associar vulnerabilidade e risco com sistemas de tempo. Trabalhos recentes demonstraram que o número de eventos extremos de precipitação tem aumentado nas últimas décadas (MARENGO et al., 2010 e ASSUNÇÃO et al., 2013), e segundo os modelos climáticos a tendência é que esse quadro ainda se agrave (RUSTICUCCI et al. 2011; SILLMANN et al., 2013). Contudo, determinar a fração da chuva associada aos diferentes tipos de precipitação no globo não é trivial, principalmente para nuvens quentes. Cujas definições clássicas referem-se a aquelas nuvens cujo topo encontrasse abaixo do nível de derretimento. Mas que nesse trabalho, como é definida por Cotton (1982), é a nuvem cuja fase de gelo não é importante no processo de precipitação.

Apesar da importância das nuvens quentes já ter sido descrita há várias décadas, o interesse sobre estudos globais associados à influência destas nuvens no tempo e clima aumentou principalmente devido ao lançamento do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*). O sensor Radar de Precipitação (PR, *Precipitation Radar*) a bordo do TRMM permitiu verificar a presença deste tipo de precipitação, a qual não era detectada por outros radiômetros. Assim, as informações disponibilizadas sobre a estrutura vertical das nuvens precipitantes possibilitou estudos sobre os efeitos das nuvens quentes no balanço de energia e de água na atmosfera sobre os oceanos na região tropical (LAU; WU, 2003; KODAMA et al., 2009; RAPP et al., 2009; entre outros).

Liu e Zipser (2009) mostraram que 7,5% da precipitação sobre o continente nos trópicos está associada a nuvens quentes. Entretanto, apesar dos esforços da comunidade científica, poucos estudos foram endereçados a uma maior caracterização desses sistemas. Isto se deve principalmente a estreita cobertura de nuvens (largura da faixa de observação do sensor) e a baixa resolução temporal amostrada pelo PR que limita uma análise completa global desses sistemas, principalmente no que se refere ao ciclo de vida e sua influência sobre os diferentes regimes de precipitação no globo.

Além disso, a esparsa rede de pluviômetros e os poucos radares distribuídos pelo globo também não são suficientes para determinar a distribuição espacial e temporal da precipitação, principalmente no Brasil. Assim, com a crescente disponibilidade de dados de satélite nas últimas décadas, este recurso tem sido vastamente utilizado para determinar a precipitação associada aos sistemas precipitantes. Diferentemente daquelas técnicas associadas aos sensores ativos, aquelas que utilizam a radiação passiva, apesar de serem menos precisas, aumentam a área coberta pelo radar a bordo do satélite, aumentando o campo amostral disponibilizado, assim, definindo uma melhor cobertura de nuvens. Contudo, estes métodos tendem a subestimar a contribuição da chuva de nuvens quentes no total global estimado, uma vez que o sinal no espectro do micro-onda produzido por nuvens quentes sobre o continente é pequeno devido ao baixo espalhamento, e ainda é mascarado pelas variações da emissividade da superfície. Já sensores que operam na faixa do espectro infravermelho da radiação, e que são baseados na temperatura do topo das nuvens, também não distinguem o sinal da precipitação oriunda de nuvens quentes. Deste modo, as técnicas atuais de identificação e estimativa de precipitação por sensores passivos não são efetivas em áreas continentais, pois não permitem quantificar e identificar a precipitação provinda de nuvens quentes. Trabalhos como de Bytheway e Kummerow (2010) usam a própria variação da emissividade da superfície para identificar áreas precipitantes a

partir de informações multiespectrais, melhorando a habilidade dos modelos de estimativa sobre o continente.

Além do mais, a influência das nuvens quentes sobre o tempo e clima da Terra, que ocorre através de seus efeitos radiativos e hidrológicos, se dá por suas estruturas microfísicas. Logo, entender o processo de formação e início de precipitação associado a essas nuvens é de suma importância. A variabilidade dos fatores envolvidos na formação dessas nuvens, tais como: o conteúdo de água líquida/vapor, a distribuição do tamanho das gotas, os processos diabáticos e adiabáticos, a influência dos aerossóis e a dinâmica de nuvens, dependem de fatores regionais. Sendo assim, são necessárias análises descritivas, tanto das características físicas das nuvens como dos processos radiativos associados, de modo que o conhecimento sobre esses sistemas ajude tanto nas estimativas de precipitação por satélite, como na melhoria das parametrizações convectivas em modelos numéricos de tempo e clima. Além das nuvens quentes, as estruturas das nuvens estratiforme e profunda também são pouco conhecidas, principalmente no Brasil.

Portanto, somente a partir de experimentos de campos em diversas regiões do Brasil, empregando sinergicamente diversos sensores passivos e ativos, é que se torna possível descrever os processos físicos e radiativos das nuvens. Assim, um dos objetivos desse trabalho é apresentar uma descrição regional das características microfísicas das nuvens e da chuva, igualmente como para os diferentes tipos de nuvens, já que parâmetros como a espessura e o conteúdo de água na atmosfera (vapor d'água e água líquida) são propriedades essenciais na determinação do potencial de uma nuvem em produzir precipitação (COTTON et al., 2011). São descritas, também, as características regionais da microfísica das nuvens precipitantes (concentração do número de gotas e parâmetros derivados) e da precipitação na superfície, assim como as condições termodinâmicas predominantes. Tais propriedades são apresentadas para eventos precipitantes e não precipitantes. Com base nestas análises uma discussão sobre os principais processos na formação das nuvens

é apresentada regionalmente. Esses aspectos podem ser usados na melhoria de parametrizações em modelos numéricos de tempo e clima e no desenvolvimento de técnicas de estimativa por satélites meteorológicos de parâmetros físicos das nuvens, como será descrito posteriormente.

O uso de modelos de transferência radiativa para analisar a radiação emergente e, portanto, quantificar a influência de cada componente que impacta na radiação ascendente permitiu desenvolver teorias sobre a identificação desses sistemas sobre o continente. O intuito é determinar a sensibilidade das nuvens quentes para os diferentes comprimentos de onda do micro-ondas em função tanto dos parâmetros físicos das nuvens acima relacionados como a emissividade da superfície, que tem um forte impacto nas medidas realizadas por sensores em plataformas espaciais. Deste modo, foram aplicadas técnicas que se baseiam na variação da radiação entre os diferentes canais em micro-ondas, já que cada canal responde diferentemente às distribuições de hidrometeoros e a emissividade da superfície. Este estudo pretende auxiliar no desenvolvimento de novas metodologias, para estimar a precipitação relacionada às nuvens quentes, que ainda é deficientemente representada nos conjuntos globais de precipitação.

Dessa forma, o objetivo principal deste estudo é apresentar uma descrição regional dos processos microfísicos e macrofísicos das nuvens, verificar a possibilidade e propor uma nova metodologia de estimar a precipitação de nuvens quentes por satélite.

Entres os objetivos específicos, pode-se citar:

- Gerar uma base estatística das estruturas microfísicas e macrofísicas das nuvens em regiões distintas do Brasil;
- Determinar as estruturas verticais e as características microfísicas de sistemas de nuvens quentes, tais como: conteúdo de água líquida e vapor d'água na coluna atmosférica, e o espectro de distribuição de

tamanho de gotas e suas concentrações na superfície, no intuito de prover informações mais detalhadas aos modelos de transferência radiativa e a própria caracterização da microfísica e dos processos de formação de precipitação;

- Estudar através de modelo radiativo a sensibilidade das nuvens quentes para diferentes comprimentos de onda no espectro do micro-onda em função de parâmetros físicos das nuvens e da superfície.
- Propor uma metodologia de estimativa de precipitação por satélite utilizando multicanais em micro-ondas.



## **2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

Este trabalho utiliza as propriedades radiativas da interação nuvens e micro-ondas para produzir uma análise regional, baseado em dados experimentais, dos processos físicos nas nuvens e propor um algoritmo para estimar a precipitação de nuvens quentes. Portanto, a física básica empregada neste trabalho é baseada: nas propriedades radiativas em micro-ondas e sua interação com os hidrometeoros, na estimativa de precipitação por satélites e na microfísica das nuvens. As subseções abaixo apresentam uma revisão sobre essas temáticas.

### **2.1. Propriedades da radiação em micro-ondas e sua relação com as propriedades das nuvens**

Ulaby (1981) descreveu com detalhes os processos radiativos associados à interação entre a radiação no espectro do micro-onda e os hidrometeoros. Segundo o autor, uma das principais razões do emprego de técnicas baseadas na radiação na faixa do micro-ondas está na capacidade da mesma em penetrar nas nuvens, além da sua independência do Sol como fonte de iluminação. Em 1986, o mesmo autor mostrou uma série de aplicações nas estimativas de parâmetros atmosféricos e de superfície que são até hoje utilizados. Segundo Janssen (1993), apesar de não existir um conceito unificado sobre o limite superior da região do micro-onda, visto que existe uma dependência com relação à tecnologia atual aplicada nos sensores, pode-se admitir que os comprimentos de onda estejam contidos entre as frequências de 3GHz a 300GHz. Segundo Westwater (2005), a transmissão da radiação em micro-ondas é majoritariamente dependente de três constituintes atmosféricos, o vapor d'água, o oxigênio e água líquida, sendo estes as principais fontes de absorção e emissão, como pode ser observado na Figura 2.1 (PETTY, 2006) que mostra a transmissividade para uma atmosfera típica de latitudes médias sem nuvens precipitantes. Contudo, outros gases ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{HCL}$ , etc) com efeito minoritário precisam também ser descritos com

maiores detalhes em modelagem radiativa, como realizado por Rosenkranz et al. (2006) em uma análise espectroscópica para diferentes linhas de absorção em um modelo de altíssima resolução.

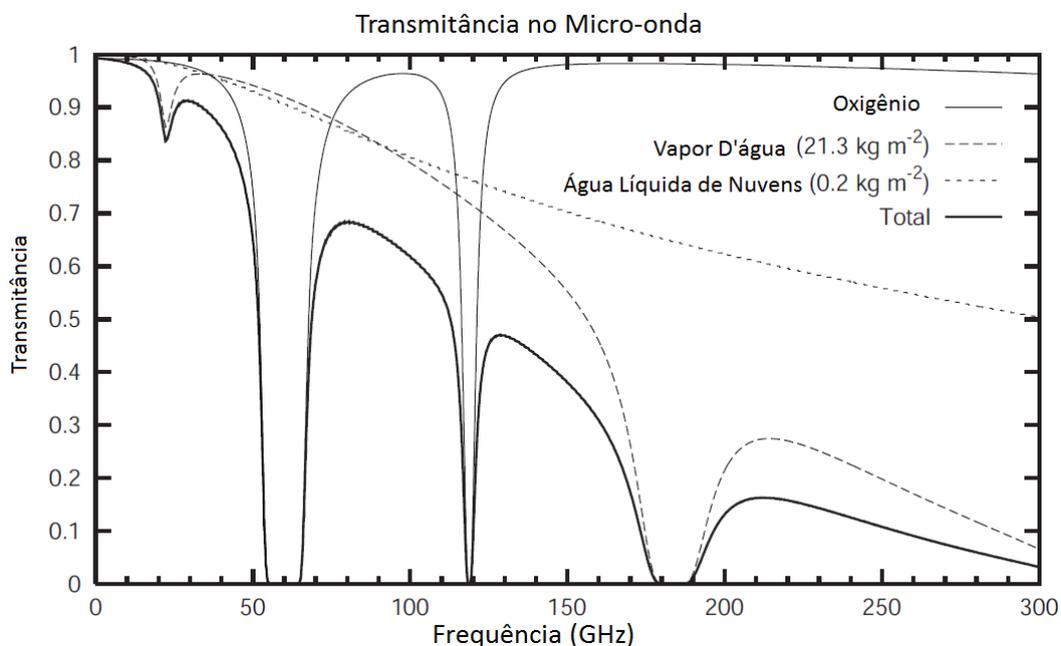


Figura 2.1 – Transmissividade atmosférica no zênite do espectro do micro-onda para condições típicas de latitudes médias, incluindo o efeito de nuvens não precipitantes com espessura moderada.

Fonte: Petty (2006).

Nota-se na Figura 2.1 que existem duas bandas de absorção do vapor d'água. A primeira surge da transição rotacional do dipolo elétrico nas frequências ressonante de 22,235 GHz, e a segunda, mais larga em torno de 183 GHz, sendo que esta última é mais pronunciada. Além desses comprimentos de onda centrais, existe o efeito da absorção contínua do vapor d'água (PAYNE et al., 2011) que surge das mais altas frequências ressonantes e que não se concentram em linhas discretas ou bandas, e que podem se estender até a região do infravermelho. Já a absorção do oxigênio se dá pela transição do dipolo magnético centrado em torno de 60 GHz e na linha do 118,75 GHz. Devido a grande separação das principais linhas de absorção do vapor d'água e sua distância com relação aos canais de 50 a 60 GHz, os efeitos de absorção

do H<sub>2</sub>O podem ser negligenciados nessa faixa de frequência. Dependendo do ângulo zenital, o sensoriamento remoto da radiância medida, tanto por radiômetros de superfície ou em plataformas espaciais, dentro da coluna troposférica é realizado a partir das propriedades de emissão destes canais associada a sua função peso (ULABY, 1986). Ainda na Figura 2.1, nota-se que o efeito das nuvens aumenta com a frequência. Isso se dá pelo fato que o tamanho das partículas das nuvens consideradas são menores que os comprimentos de onda, deste modo, o efeito do espalhamento pode ser desconsiderado, e a extinção é dada apenas pelo coeficiente mássico de absorção de água líquida de nuvens, o que faz com que a transmissividade diminua quadraticamente com o aumento da frequência. Contudo, para nuvens precipitantes o comportamento dependerá do tipo de hidrometeoro, sua fase, forma e distribuição dentro da nuvem.

Alguns trabalhos usam as características observadas anteriormente para determinar as propriedades microfísicas das nuvens, como os conteúdos integrados de vapor d'água e água líquida. Segundo Simpson (2002), as temperaturas de brilho em 22 GHz medidas no zênite por radiômetros de superfície são três vezes mais sensível a quantidades de vapor d'água do que a de água líquida. Entretanto, em 30 GHz, as temperaturas de brilho<sup>1</sup> (T<sub>b</sub>) são duas vezes mais sensíveis à água líquida do que ao vapor d'água. Segundo Martin et al. (2006), na janela atmosférica a absorção devido a gases é pequena e as gotículas de nuvens são os principais absorvedores de radiação. Conseqüentemente, os canais próximos a 30 GHz em combinação com o de 22,235 GHz podem ser usados para derivar o conteúdo de água líquida na atmosfera. Além disso, algumas frequências próximas a ressonante tendem a ser mais independentes da pressão, como é o caso do 23,6 GHz com relação ao 22,235GHz (KARMAKAR et al., 2011), o que aumenta a precisão e

---

<sup>1</sup> Segundo Petty (2006) é a temperatura equivalente a do corpo negro dada pela função de Planck para uma determinada intensidade monocromática.

apresenta uma melhor informação sobre as quantidades integradas de água na coluna troposférica por radiômetros de superfície. O uso de frequências mais altas, como as de 50 e 90 GHz podem contribuir ainda mais para aprimorar a avaliação do conteúdo de água na atmosfera (LOHNERT; CREWELL, 2003).

Determinar o sinal de nuvens e precipitação, seja ela líquida ou sólida, dependerá de uma série de parâmetros físicos do sensor que as observa (e.g. ângulo zenital, resolução espectral e espacial, etc.), das características de determinados comprimentos de onda e sua interação com os hidrometeoros (emissão, absorção e espalhamento) e dos efeitos da superfície (emissividade da superfície, rugosidade, solo, entre outros) sobre a radiação. Como vimos anteriormente, o efeito do espalhamento na radiação em micro-onda em nuvens não precipitantes pode ser negligenciado. Segundo Liou (2002), nuvens com gotículas de água (partículas gelo) por volta de 10  $\mu\text{m}$  (100  $\mu\text{m}$ ) são pouco afetadas pelo espalhamento de micro-ondas (1 cm).

De um modo geral, as partículas de gelo tem como processo predominante o espalhamento em micro-onda, enquanto as gotículas de água e precipitação absorvem com mais eficácia, já que o espalhamento é de segunda ordem. Com o aumento do tamanho da gotícula, até níveis de gotas de chuva, e para a maior parte dos hidrometeoros congelados, o processo de espalhamento é mais acentuado, principalmente em altas frequências (maior que 50 GHz). Alguns processos apresentam predominância em certas regiões do espectro, principalmente em faixas mais estreitas que podem estar associadas ao tamanho e fases específicas de hidrometeoros. Como por exemplo, na região do 22 ao 31 GHz onde o espalhamento por cristais de gelo é negligenciável e em 89GHz onde a sensibilidade a água líquida em baixos níveis é maior (PETTY, 2001).

Sobre a região oceânica, onde a emissividade da superfície é mais baixa, a presença de chuva em baixos níveis pode ser identificada pela emissão nas frequências de 10 e 19 GHz (BATTAGLIA et al., 2006) para sensores a bordo

de plataformas espaciais. Já para precipitação associada a nuvens convectivas de grande extensão espacial, a contribuição da superfície torna-se negligenciável nessas baixas frequências, e os canais de janela atmosférica, como o 89 e 150 GHz, recebem relevante contribuição associada ao espalhamento de partículas de gelo em altos níveis (WENG; GRODY, 2000). Estudos sobre o comportamento do espalhamento do conteúdo integrado de gelo nesses canais e a relação com a intensidade da chuva na superfície para nuvens profundas são vastamente explorados (ZHAO; WENG, 2002; FERRARO et al., 2005; SUN; WENG, 2012). Hong et al. (2003) mostram que para nuvens convectivas, as maiores variações de  $T_b$  entre 89 e 190 GHz estavam associadas a hidrometeoros líquidos acima de 5 km de altura e para partículas congeladas acima de 7km. Dessa forma, esses canais têm não só a capacidade de determinação de alguns hidrometeoros, mas também a altura na qual eles estão presentes.

Outra faixa do espectro que apresenta interação com o meio no qual os hidrometeoros são gerados é a de absorção do vapor d'água em 183 GHz, cujo uso para determinar a taxa de precipitação na superfície tem aumentado nos últimos anos (LAVIOLA; LEVIZZANI, 2011). Segundo Staelin e Chen (2000), o canal de  $183\pm 7$  GHz, pico da função peso<sup>2</sup> próximo a 10 km, responde mais rapidamente a nuvens estratiformes e baixas taxas de precipitação do que o  $183\pm 1$  GHz (função peso mais pronunciada em altos níveis), cujo sinal é mais acentuado para nuvens convectivas com forte corrente ascendente que proporcionam o surgimento de grandes partículas de gelo em altos níveis. A relação com a taxa de chuva na superfície estaria associada à taxa na qual a velocidade da corrente ascendente convectiva injeta vapor d'água saturado dentro das regiões de baixas temperaturas que umidificam o ar e impactam na emissão do espectro do 183 GHz. Em contrapartida, segundo Gasiewski

---

<sup>2</sup> Pondera a função de Planck na componente atmosférica da radiação ascendente. Determina a taxa de transmissividade dentro do perfil atmosférico e especifica a camada na qual a radiação emergente se origina para uma determinada frequência.

(1993), o aumento da absorção do vapor d'água diminui o albedo simples de espalhamento do gelo em canais de mais alta frequência, diminuindo assim a sua sensibilidade a presença de hidrometeoros congelados, o que o habilita a determinar a taxa de precipitações mais baixas. A combinação do 150 com o  $183\pm 7$  GHz apresentam grande sensibilidade aos conteúdos de água líquidas e congelada da nuvem, o que pode ser utilizado para a estimativa de precipitação na superfície (LIMA et al., 2007).

Com relação às bandas de absorção do oxigênio, seu uso para determinar as propriedades das nuvens não é frequente, devido à falta de sensibilidade dos canais mais próximos a 60 GHz à presença de nuvens. Contudo, como a extinção do sinal por nuvens aumenta quadraticamente com a frequência (GASIEWSKI et al., 1990) espera-se uma maior interação com hidrometeoros precipitantes. Segundo Gasiewski (1993), para os canais mais distantes da frequência ressonante, como 50 GHz, que é uma janela atmosférica cujo pico de sua função peso está em mais baixos níveis, respondem fortemente as características de superfície, nuvens densas e chuva. Tanto, que as frequências entre 50 e 54 GHz são utilizadas para retirar o efeito de superfície das sondagens de temperatura por satélites. Segundo Staelin e Chen (2000), os canais centrados em 54 GHz tem a capacidade de visualizar a presença de hidrometeoros líquidos ou congelados próximos a uma altura de 4 km, mesmo sobre o continente. Gasiewski et al. (1990) mostraram que o sinal do 118 GHz apresenta mais sensibilidade a nuvens e precipitação do que o 60 GHz, e o uso de ambos pode ser aplicado para determinar a altura de célula convectiva. Já Bauer et al. (2003, 2005) mostraram que o uso de frequências entre 50 e 60GHz pode prover informações sobre a distribuição vertical de hidrometeoros e sua relação com a precipitação na superfície.

Um dos maiores problemas na determinação das características e identificação de hidrometeoros na atmosfera é o efeito de superfície. Segundo Janssen (1993), a emissividade da superfície varia entre 0,4 a 1. Sobre o oceano, esses valores podem estar entre 0,4 e 0,6 e são dependentes da salinidade, gelo,

rugosidade e velocidade do vento. Já sobre o continente, a emissividade da superfície é da ordem de 0,8 a 0,97, dependendo da frequência. Segundo Prigent et al. (1997), as características do solo podem influenciar na emissividade do mesmo. Variações associadas à topografia, vegetação e a presença de água podem aumentar o desvio padrão para as diferentes frequências no micro-onda, dependendo inclusive da polarização (maior sobre a água) e ângulo de visada (PRIGENT et al., 2000). Ainda, Prigent et al. (2006) calcularam para diversas frequências a emissividade da superfície para todo o globo, disponibilizando assim informações preciosas para a simulação da radiação ascendente para as diferentes plataformas espaciais. Sobre as superfícies cobertas por gelo, Yan et al. (2008) desenvolveram metodologias nas estimativas de sua emissividade para canais próximos a 23,8 e 150 GHz em plataformas espaciais, sobre condições de céu claro e nebuloso, respectivamente. Segundo os autores, os valores de emissividade da superfície para o gelo variam entre 0,6 e próximo a 1. Canais da janela atmosférica tendem a responder mais rápidos as variações de superfície em céu claro, como o 89 e 150 GHz. Contudo, em condições de chuva ou de muita umidade, os efeitos da extinção diminuem sua sensibilidade (BENNARTZ; BAUER, 2003; BAUER et al. 2005). Por outro lado, a maior parte dos canais de sondagem atmosférica não é sensível às variações da emissividade em superfície, como as frequências próximas a 60 GHz e 183 GHz. Neste último o efeito só é mais pronunciado em condições de atmosfera seca (BENNARTZ; BAUER, 2003).

## **2.2. Estimativa de precipitação por satélite**

A esparsa rede de pluviômetros e os poucos radares distribuídos pelo território nacional não permitem determinar a distribuição espacial e temporal dos campos de precipitação. Uma das soluções adotadas é a utilização de sensoriamento remoto da precipitação a partir de satélites meteorológicos. Durante a última década o número de sensores a bordo dessas plataformas com a finalidade de estimar precipitação tem aumentado consideravelmente. A estimativa de precipitação por satélite, tanto por satélites geoestacionários

quanto por aqueles de órbita baixa, data da década de 1970, quando as primeiras técnicas utilizando-se de imagens do Infravermelho-visível (IR/VIS) foram desenvolvidas. Essas metodologias foram criadas devido à adequada amostragem temporal para o monitoramento da evolução dos sistemas precipitantes, entretanto são associadas à relação topo da nuvem e precipitação na superfície (BARRET, 1970; GRIFFITH et al., 1978; ADLER; NEGRI, 1988; VICENTE et al. 1998), ou seja, todas técnicas empíricas. Entretanto, para nuvens quentes, devido a sua temperatura de topo ser maior que os limiares adotados e uniformidade espacial, estes métodos encontraram dificuldades na identificação e quantificação da precipitação desse tipo de sistema.

Contudo o maior avanço nas estimativas de chuva surgiu a partir da introdução de técnicas que utilizam a radiância na região espectral do micro-onda passivo. Diferente do IR/VIS que apenas tem sensibilidade à parte superior da nuvem, o micro-onda é pouco sensível aos hidrometeoros que formam a nuvem, embora, interagem fortemente com os hidrometeoros das gotas de chuva. Essas técnicas têm sido usadas a mais de 25 anos e ainda estão sendo refinadas (WILHEIT et al. 1977; WILHEIT et al. 2003) e podem ser divididas dependendo do tipo de superfície sob os sistemas precipitantes.

As primeiras metodologias utilizando micro-onda foram desenvolvidas para estimar precipitação sobre o oceano (WILHEIT, 1977), e evoluíram para técnicas sobre o continente (GRODY, 1991; FERRARO et al., 1994). Essa evolução é baseada no fato que as técnicas sobre o oceano são mais diretas e baseadas em processos físicos, que só são possíveis devido à baixa emissividade do mesmo, o que permite que o sinal do espalhamento e absorção-emissão das nuvens seja determinado. Entretanto, sobre o continente, as técnicas são físico-empíricas, devido ao fato que o sinal de emissões de nuvens e chuva é mais difícil de ser observado, visto que a emissividade da superfície é alta, geralmente tendo a mesma ordem de magnitude da absorção-emissão das partículas líquidas da nuvem/precipitação.

No entanto, quando se encontra partículas resfriadas e/ou grandes o suficiente com relação ao comprimento de onda, o espalhamento reduz a quantidade de radiação medida pelo satélite. A emissão do sinal originalmente vindo da parte inferior da nuvem/chuva é modulada pelo espalhamento na parte superior da nuvem, especialmente em frequências altas. Como comentado anteriormente, a maioria dos algoritmos que utilizam o espalhamento é baseada em relações físicas e empíricas entre precipitação e a depressão de  $T_b$  no micro-onda. Ferraro et al. (1994), baseando-se em Grody et al. (1991), determinaram um índice de espalhamento, e a partir deste encontraram uma relação com a taxa de precipitação (RR, *rain rate*) na superfície continental (FERRARO; MARKS, 1995). Contudo, se a nuvem não tiver gelo ou for rasa o suficiente (nuvens quentes), nenhuma quantidade de precipitação será observada.

Atualmente, os algoritmos são fundamentados em aproximações físicas/estatísticas para estimar chuva usando o micro-onda. Um dos mais recentes e amplamente utilizados (SETO et al. 2005; BISCARO; MORALES, 2008) é o algoritmo *Goddard Profiling* (GPROF; KUMMEROW et al. 2001). O GPROF estima a chuva instantânea e a estrutura vertical da chuva em função da resposta de diferentes canais à energia emitida/espalhada em diferentes profundidades da coluna atmosférica. Existem, entretanto, mais variáveis independentes dentro de uma nuvem chuvosa do que canais em um único sistema de observação (TRMM), e isto requer suposições ou restrições adicionais. Deste modo, os modelos de transferência radiativa (MTR) podem ser utilizados para determinar as temperaturas de brilho dado uma distribuição vertical de hidrometeoros ( $R$ ). Deste modo o GPROF usa o teorema Bayesiano, que é uma probabilidade subjetiva (WILKS, 2006), para determina a probabilidade de um particular perfil  $R$  dado às temperaturas de brilho medidas e simuladas com base em um banco de dados.

De modo a melhor quantificar o balanço de água na atmosfera, diversas técnicas foram desenvolvidas a partir da combinação de sensores em micro-onda e IR/VIS. Kummerow e Giglio (1995) mostraram que melhorias nas

estimativas de IR podem ser observadas a partir da inserção de informações do micro-onda provenientes de satélites de órbitas polares. Contudo, a amostragem temporal é limitada (KIDD et al., 2003). Joyce et al. (2004) utilizaram a melhor resolução temporal dos satélites geoestacionários na banda espectral do infravermelho para propagar as informações sobre a chuva estimada por sensores em micro-onda. Assim, como em Behrangi et al. (2009), que usaram um modelo de propagação de nuvens a partir de imagens no IR para advectar a precipitação estimada em micro-ondas de sensores em multiplataformas.

A partir de medidas nos comprimentos de onda do visível e micro-onda pode-se a caracterizar as propriedades microfísica dos sistemas de nuvens. Trabalhos recentes, como o de Rapp et al. (2010), mostraram que a combinação desses espectros pode ser usada para caracterizar as propriedades macrofísicas das nuvens (conteúdo de água de nuvens) em função da chuva e propriedades das superfície, neste caso a temperatura de superfície do mar. Além disso, o uso de redes neurais como sistema adaptativo baseado na relação entre a chuva na superfície ou estimada por radares e as informações provenientes de imagens de satélites no infravermelho e micro-onda pode ser uma solução para as características regionais associada a precipitação, principalmente em metodologias empíricas. Uma das técnicas mais utilizadas atualmente é o *PERSIANN (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Neural Network)*, descrito em detalhes por Hsu et al. (1997).

Nos últimos anos, houve um grande avanço nas estimativas com a utilização de sensores ativos, como aqueles a bordo dos satélites TRMM (KUMMEROW et al., 2000) e CloudSat (STEPHENS et al., 2002), devido a sua relação direta com a chuva dentro da nuvem. Diversas técnicas utilizam a combinação de ativo com passivo para melhorar as informações sobre a estrutura espacial da chuva a partir da distribuição vertical dos hidrometeoros (GRECU et al., 2006; CHEN et al., 2011; KUMMEROW et al., 2011). O radar de precipitação a bordo

do TRMM foi e está sendo de grande importância no desenvolvimento de novas metodologias para a estimativa de precipitação. Além das medidas feitas pelos radares, a combinação dessas informações com sensores passivos ajudaram no desenvolvimento de técnicas físico-estatísticas que melhoraram as estimativas de precipitação sobre ambos continente e oceano (KUMMEROW et al., 2000, 2001). Entretanto, a estimativa da precipitação a partir de nuvens quentes ainda permanece um desafio a ser superado, principalmente considerando que atualmente existem apenas dois satélites com sensores ativos usados exclusivamente para este propósito, com baixa resolução temporal, e este recurso não é suficiente para a estimativa deste tipo de precipitação, cujo ciclo de vida é relativamente rápido.

A validação da estimativa de precipitação por satélite é de grande importância para descobrir os erros associados a cada metodologia. Validação essa que depende de informações provenientes da superfície, a partir de medidas realizadas por radares meteorológicos, disdrômetros e pluviômetros ao redor do globo. O *International Precipitation Working Group* (IPWG) tem focado nas questões sobre a validação e desenvolvimento de técnicas para a estimativa de precipitação por satélite tanto na parte operacional como em pesquisa aplicada (KIDD et al., 2010). Diversos trabalhos tiveram como foco principal a validação e intercomparação das diversas metodologias que são aplicadas atualmente para os sensores a bordo das plataformas espaciais (e.g. SAPIANO, 2009; MUNCHAK; SKOFRONICK-JACKSON, 2012; entre outros). Além do viés encontrado para uma determinada metodologia de estimativa da precipitação, informações sobre o erro de recuperação da chuva inerente aos algoritmos devem ser reportadas. Segundo Stephens e Kummerow (2007), existem diversas fontes de incertezas que surgem dentro do processo de inversão das estimativas de nuvens e precipitação, entre elas podem-se destacar:

- Erros nas medidas associados com radiância devido a fatores instrumentais, como a calibração;

- Erros na aproximação do MTR, que invariavelmente inclui uma série de simplificações, que representa uma das mais significantes fontes de erro, tais como nas propriedades microfísicas de nuvens e precipitação, como o tamanho, forma, concentração de partículas de gelo e gotas de água;
- A resolução espacial do sensor no nadir, que pode ser maior que a escala dos processos envolvidos, e que geralmente ocorre em baixas frequências do micro-ondas e podem provocar incertezas na classificação na determinação da chuva, assim como, a falta de representatividade temporal, problemas que já são inerentes à escolha da orbita do satélite;
- A dificuldade em modelar a emissão abaixo da camada de nuvem que é complexa devido a efeitos de superfície, como por exemplo, o vento na superfície oceânica e a variação da emissividade da superfície do solo sobre o continente;
- A utilização de limiares de conteúdo de água líquida para discriminar nuvens precipitantes ou não precipitantes. Estes limiares podem variar de acordo com o algoritmo considerado (SMITH et al., 1998). Exemplificando, regiões com alto conteúdo de água líquida, mas que não são precipitantes;
- As utilizações de perfis de precipitação podem proporcionar ambiguidades, visto que vários perfis diferentes determinam a mesma  $T_b$ , que são incertezas associadas ao GPROF, por exemplo.

Para auxiliar na estimativa de precipitação, algumas técnicas são utilizadas para prover informações sobre a estrutura microfísica das nuvens, assim, suportando o desenvolvimento de algoritmos. Algumas delas usam informações multiespectrais para determinar as propriedades e processos de formação de precipitação a partir de medidas em sensores de alta resolução

espacial no espectro do visível e infravermelho-próximo, tanto em nuvens profundas como em nuvens rasas (LENSKY; ROSENFELD, 2003; CHEN et al. 2007; KOBAYASHI; MASUDA, 2007) baseando-se no processo de espalhamento da radiação solar incidente no topo desses sistemas. Uns dos métodos mais empregados para a determinação das propriedades microfísicas de nuvens precipitantes ou não precipitantes é aquele desenvolvido por Twomey e Seton (1980), chamado de método de reflectância biespectral (MRB). O MRB estima a profundidade óptica da nuvem ( $\tau$ ) (KING, 1987) e o raio efetivo das partículas ( $r_e$ ).

$$r_e = \frac{\int_0^{\infty} r^3 N(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 N(r) dr} \quad (2.1)$$

em que,  $N(r)$  é a distribuição do tamanho das partículas e  $r$  o raio das mesmas.

O  $r_e$  pode ser estimado basicamente por medidas de reflectância em uma estreita banda em duas regiões do espectro, uma no visível (i.e. 0,75  $\mu\text{m}$ , onde as nuvens são essencialmente não absorvedoras) e outra tipicamente no infravermelho próximo (i.e. 2,16  $\mu\text{m}$ , comprimento de onda absorvedor de água). A escolha do comprimento de onda exato depende do sensor utilizado, por exemplo, os de 0,75 e 2,16  $\mu\text{m}$  ou o 3,7  $\mu\text{m}$  foram usados por Nakajima e King (1990) para o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), ou pelo 0,64 e 3,75  $\mu\text{m}$  por Nakajima e Nakajima (1995) para o *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) e por Kobayashi e Masuda (2009) para o *Visible and Infrared Scanner* (VIRS/TRMM). As informações do  $r_e$  e  $\tau$  derivadas do MRB podem ser combinadas para deduzir o conteúdo de água de nuvem integrado verticalmente (ILW, em inglês, *Integrated Liquid Water*) seguindo a relação de Stephens (1978).

$$\tau = \frac{3 ILW}{2 r_e} \quad (2.2)$$

Atualmente, o MRB tem sido aplicado no desenvolvimento de novas técnicas para as novas gerações de satélites geoestacionários (CHEN et al., 2010). Contudo, essas técnicas são restritas ao período diurno, e como mencionado, representam apenas uma característica do topo das nuvens. Contudo, tais parâmetros têm sido utilizados para determinar as características de nuvens quentes. Trabalhos como os de Kobayashi (2007) e Kobayashi e Masuda (2009) mostraram que existe notável diferença do  $r_e$  entre nuvens sem precipitação e precipitantes associados ao tamanho da gotícula, onde os maiores raios no topo das nuvens que não precipitam estão limitados entre 15 – 20  $\mu\text{m}$ , contudo para nuvens precipitantes nota-se valores da ordem de 30  $\mu\text{m}$ . Eles verificaram que se o conteúdo de água líquida é conservado durante o processo de conversão de gotícula de nuvem para gota de chuva, a espessura óptica da nuvem é esperada diminuir em nuvens precipitantes comparando com não precipitantes. Além disso, Lensky e Rosenfeld (1997), Rosenfeld e Lensky (1998) e Lensky e Rosenfeld (2003) notaram que quando técnicas de identificação de perfis de processos de formação de precipitação são aplicadas dentro de modelos de estimativa de precipitação, a dependência da distribuição do tamanho das gotas (DSD, em inglês, *Drop Size Distribution*) se torna menor, visto que tais perfis podem oferecer valiosas informações sobre as prováveis áreas de precipitação dentro da nuvem em função dos seus processos.

### **2.3. Global Precipitation Measurement (GPM)**

O Programa Internacional de Medidas Globais de Precipitação (*Global Precipitation Measurement – GPM*), desenvolvido pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e pela *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) e aberto à participação internacional, por meio de agências espaciais e meteorológicas, visa monitorar a precipitação global por meio de satélites em

alta resolução temporal. Segundo Smith et al. (2007), o propósito do programa é desenvolver uma nova geração de sistemas de plataformas espaciais que possam satisfazer as necessidades de medidas de precipitação global com maior frequência e exatidão. O projeto e desenvolvimento do GPM é um resultado do valioso conhecimento proporcionado pelo TRMM. Baseando-se em experiências adquiridas com o TRMM, o GPM deve consistir de uma constelação de satélites em órbitas heliossíncronas e de baixa inclinação a fim de ter a capacidade de melhorar o embasamento físico dos algoritmos de estimativa global com uma amostragem garantida a cada 3 horas em uma dada coordenada da Terra. O “coração” da constelação GPM é um satélite, sob a responsabilidade da NASA e JAXA, que carregará um PR de duas frequências ( $K_u/K_a$ ) e um radiômetro de micro-onda passiva multicanal de alta resolução. O satélite principal servirá como o sistema de referência de calibração para a constelação de satélites de suporte, onde estes carregarão no mínimo um tipo de radiômetro de micro-onda passivo.

Os objetivos principais do GPM são:

- Melhorar o conhecimento sobre o balaço de água, e assim o entendimento quantitativo e a formulação física do ciclo de água da Terra;
- Melhorar as simulações climáticas e reanálises do clima;
- Melhorar os modelos hidrológicos e suas aplicações na previsão de enchentes, perspectivas dos eventos sazonais de secas e enchentes, condições agrometeorológicas, e avaliação e previsão de recursos de água potável (água doce).

## 2.4. O projeto CHUVA

O projeto CHUVA [*Cloud process of the main precipitation system in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM*] é um dos maiores experimentos voltados ao entendimento dos processos microfísicos e radiativos de nuvens continentais sobre o Brasil. Esse projeto, ainda em andamento, realizou experimentos de campo em diversos sítios com diferentes padrões climáticos, utilizando a mesma estratégia de medidas e instrumentos para estudar os regimes de precipitação sobre país. Durante as campanhas foram utilizados radares polarimétricos e de apontamento vertical, LIDAR (*Light Detection And Ranging*), radiômetros de micro-ondas, disdrômetros, receptor GPS (Sistemas de Posicionamento Global), radiossondas e vários outros instrumentos. O Objetivo do CHUVA é progredir no conhecimento dos processos das nuvens, principalmente das nuvens quentes, caracterizando seus processos físicos e sua evolução com o ciclo de vida dos sistemas precipitantes, avaliar e ajustar os modelos de estimativa de precipitação, e estudar os processos de formação de descargas elétricas. Além disso, tem como um dos objetivos principais o de reduzir as incertezas na estimativa da precipitação por satélite.

## 2.5. Nuvens quentes

Como comentado anteriormente, um dos grandes problemas das estimativas de precipitação são as nuvens quentes, uma vez que para estimá-la é necessário entender seus processos. Segundo o glossário de meteorologia (GLICKMAN, 2000), a chuva quente é a chuva formada de nuvens cuja temperatura em todos os seus níveis deve estar acima de 0 °C, diferentemente daquilo que foi afirmado por Cotton (1982). Logo, existe uma discrepância entre as duas definições, visto que a definição de Cotton dá suporte à existência de nuvens quentes com uma fina camada de gelo, geralmente encontrada em algumas nuvens orográficas, mas na qual toda a precipitação é provida dos níveis inferiores. No entanto, existe a convergência para o fato que os

principais processos de formação de precipitação de nuvens quentes são a colisão-coalescência. Esses processos são definidos pela capacidade de uma gota relativamente maior (gota coletora) coletar uma gota menor, cuja eficiência dependerá da relação de tamanho entre as gotas, da velocidade de queda (ou velocidade terminal) e da densidade do ar (HOUZE, 1993; PRUPPACHER; KLETT, 1998; WALLACE; HOBBS, 2006).

Segundo Beard e Ochs (1993), a tendência para formação de chuva em nuvens quentes sugere que existe um mecanismo eficiente de transformação de água de nuvens em água de chuva, processo esse que levaria aproximadamente de 10 a 30 minutos, onde as gotas de nuvens (~10 – 20 $\mu$ m) formadas pelo processo de ativação de núcleos de condensação de nuvens (CCN, *cloud condensation nuclei*) devem crescer e se tornar gotas de chuva (ROGER e YAU, 1989) através de colisão-coalescência. Já Stephens e Haynes (2007), mostraram em escala global, a partir de técnicas de sensoriamento remoto por satélite, que este processo de coalescência pode variar de 26 minutos a 3 horas.

Diversos fatores e mecanismos foram propostos para explicar a formação de chuva quente (COTTON, 1982; BEARDS; OCHS, 1993; SMALL; CHUANG, 2008), entre eles podemos citar:

- Aerossóis Ultra-Gigantes (JONHSON, 1982): Essas partículas servem como grandes CCNs que formam as maiores gotas, conseqüentemente, com alta velocidade terminal.
- Turbulência (MANTON, 1979): A ampliação do espectro de gotas de nuvens com a altura favoreceria a formação de gotas embrionárias.
- Conteúdo de água líquida (TWOMEY, 1979): A porção de uma dada nuvem mais favorável para a iniciação de precipitação em nuvens quentes são as regiões de mais alto valor de conteúdo de água líquida (LWC, em inglês, *liquid water content*).

Squires (1956, 1958a,b) comentou sobre as diferenças entre nuvens continentais e marítimas com relação à concentração de gotículas em nuvens quentes. O autor introduziu o conceito de estabilidade coloidal, ou seja, a incapacidade de certos tamanhos de gotículas para crescerem por coalescência, observando a distribuição de gotas em nuvens que se formam em massas de ar marítimas e continentais. Apesar de, segundo Wallace e Hobbs (2006), massas de ar continentais geralmente contêm maiores concentrações de CCN ( $\sim 300 \text{ cm}^{-3}$ ) do que massas de ar marítimas ( $\sim 100 \text{ cm}^{-3}$ ). O número de partículas pequenas nas massas de ar continentais é muito maior, o que conseqüentemente não são ativadas em baixa supersaturação. Portanto, as nuvens herdaram essas características das massas de ar, assim, nuvens marítimas são menos coloidais do que as continentais, ou seja, possuem maior probabilidade de produzirem precipitação.

Atualmente, a utilização de satélite com sensores ativos ajudam no desenvolvimento de novas pesquisas sobre as nuvens quentes. Nos últimos anos, muitos esforços foram realizados para avaliar a quantidade de chuva quente e verificar seu papel no ciclo de água tropical. Liu et al. (1995) constataram que 14% da área precipitante no oceano Pacífico Oeste estimada por micro-onda está associada com temperatura de brilho acima de 273 K. Petty (1999) determinou que 20 – 40% do volume de chuva registrado por pluviômetros e navios estão associados com nuvens de topo quente no infravermelho. Utilizando-se de medidas de refletividade do PR/TRMM para verificar a influência da chuva quente, baseando-se na altura do 20 dBZ (*echo top*), durante eventos La Niña e El Niño, Short e Nakamura (2000) notaram que 20% do volume de chuva do PR estava associado a nuvens cujo o *echo top* tinham altura menor que 4 km.

Um dos trabalhos mais recente utilizando dados do PR/TRMM (produto 2A25) foi o desenvolvido por Liu e Zipser (2009), onde os autores usaram 9 anos de dados para mostrar que a maioria das áreas de precipitação quente estão sobre o oceano e próximo a costa, principalmente durante o verão (de acordo

com SQUIRE,1958b), e que essa precipitação é mais frequentes durante o período noturno. Além disso, com relação ao tamanho da área precipitante não foi observada diferenças significativas entre o oceano e continente, e nem mesmo entre regiões distintas do trópico, e que a maiorias dos sistemas apresentaram aproximadamente 100 km<sup>2</sup> com uma altura do *echo top* menor que 4,2 km. Entretanto, a possibilidade de contaminação das nuvens quentes com as características de nuvens frias não foi descartada, ou seja, *pixels* classificados como chuva quente podem estar associados a *pixels* frios adjacentes e que provavelmente tenham adquirido características precipitantes de seus vizinhos. Além disso, a resolução espacial e temporal do PR/TRMM pode provocar incertezas com relação a sua amostragem, visto que sistemas precipitantes nos trópicos podem se estender por áreas relativamente grandes.

## **2.6. A importância dos parâmetros macro/microfísicos**

As características microfísicas, como a distribuição do tamanho de gotículas de nuvens, gotas de chuva e partículas de gelo, assim como, as propriedades macrofísicas, tais como conteúdos integrados de vapor d'água (IWV, em inglês, *Integrated Water Vapor*) e ILW, são de suma importância aos processos de nuvens. Já que cerca de 67,7% da Terra é coberta por nuvens (ROSSOW; SHIFFER, 1999), conhecer suas propriedades físicas é fundamental para diagnosticar o balanço de energia e água no planeta. A água na atmosfera pode ser encontrada como vapor d'água (fase gasosa), água líquida de nuvens e chuva (fase líquida) e como gelo (fase sólida) sobre diferentes tipos, como: neve e granizo (ROGERS; YAU, 1989). A grande variabilidade dos hidrometeoros é em função de uma gama de complexos processos físicos na atmosfera, que impactam diretamente nas condições de tempo e clima. Por exemplo, a quantidade de água das nuvens influencia na quantidade do calor latente, e conseqüentemente nos movimentos ascendentes e descendentes no interior da nuvem (ZHAO; CARR, 1997). Também, o balanço de energia é fortemente dependente do conteúdo de água e gelo das nuvens (CREWELL; LÖRNERT, 2003; ZHAO; WENG, 2002), tendo uma influência direta no clima.

No entanto, como comentado por Löhnert et al. (2001), a falta de informações destes complexos processos, principalmente acerca da microfísica de nuvens, tem limitado os esquemas de parametrizações em modelos numéricos de alta resolução. Diferentemente de outros parâmetros meteorológicos, o conteúdo de água líquida das nuvens e as variações das DSDs na atmosfera não são medidos operacionalmente e pouco se conhece acerca da variabilidade de suas propriedades médias. Esse conhecimento, além de importante para a previsão e modelagem atmosférica ele também é importante na previsão a curtíssimo prazo de eventos severos (GREENE; CLARK, 1972). O conhecimento sobre o conteúdo integrado de água líquida de nuvens não precipitantes e precipitantes auxilia (*cloud screening*) na identificação de áreas de chuva em algoritmos estimadores de precipitação por satélite meteorológico (SMITH et al., 1998; GREENWALD et al., 1997; DEETER; VIVEKANANDAN, 2006), já que o LWC determina o potencial de uma nuvem em produzir precipitação e a taxa de resfriamento/aquecimento radiativo pelas ondas curtas e longas (COTTON et al., 2011). Mesmo as nuvens mais finas são importantes dentro do balanço de energia da Terra (TURNER et al., 2007), principalmente se estas regiões forem ricas em aerossóis higroscópicos (LEE et al., 2009).

A medida direta mais comum da quantidade de água líquida das nuvens é através de sensores a bordos de aviões e balões. Tais medidas podem quantificar o conteúdo de gotículas de água e partículas de gelo (CAREY et al., 2008), informações importantes para a modelagem radiativa e climática. No entanto, essas medidas são pontuais e normalmente não ocorrem nas partes mais ativas das nuvens. Segundo Pruppacher e Klett (1997), o conteúdo de água líquida das nuvens, e conseqüentemente a DSD, depende dos diferentes tipos de nuvem, os valores variam desde  $0,2 \text{ gm}^{-3}$  no estágio inicial de nuvens cúmulos a  $14 \text{ gm}^{-3}$  durante grandes tempestades. Cotton et al. (2011) lista uma série de características associadas a diferentes tipos de sistemas, e mostra que o conteúdo de água líquida de nuvens pode variar rapidamente. Por exemplo, nuvens stratus apresentam valores de água líquida da ordem de 0,05

a  $0,25 \text{ gm}^{-3}$ , chegando até  $0,6 \text{ gm}^{-3}$ . Concordando com os resultados de Hogan et al. (2005) a partir da sinergia de diversos sensores ativos. Enquanto que, o máximo encontrado para nuvens cumulus foi de  $1 \text{ gm}^{-3}$ , que é facilmente excedido por sistemas de grande desenvolvimento vertical, como as cumulonimbus, com valores acima de  $1,5 \text{ gm}^{-3}$ .

Diversos estudos têm focado na análise *in situ* de diferentes variedades de nuvens e sua relação com outras variáveis microfísicas. Wood e Field (2000) mostraram diversas relações entre os diferentes conteúdos de água dentro da nuvem para diversas medidas realizadas em nuvens estratiformes. Já Gulpepe e Isaac (1997) identificaram a relação entre o conteúdo de água líquida e a temperatura, informação valiosa no desenvolvimento de modelos de tempo e clima. No entanto, segundo Feind et al. (2000), nem sempre medidas realizadas por aviões representam a verdade, uma vez que são observadas superestimativas dos processos de entranhamento e precipitação, assim como do próprio conteúdo de água líquida, dependendo do equipamento.

Atlas et al. (1954) e Donaldson Jr. (1955) foram os pioneiros em utilizar o sensoriamento remoto ativo para estudar o conteúdo de água líquida de nuvens e precipitação. Segundo Hagen e Yuter (2003), relações entre a refletividade radar e conteúdo de água não são frequentes como as relações entre a refletividade radar e taxa de precipitação (ZR). Assim, os autores apresentam diversas relações aplicáveis às medidas de radar. Contudo, os efeitos de atenuação devem ser considerados de modo a corrigir essas fontes de erros associados ao conteúdo de água líquida (ECCLES; MUELLER, 1971). O uso de radiômetros passivos em micro-ondas para a estimativa do ILW de nuvens tem sido largamente utilizado (PETER; KAMPFER, 1992; LILJEGREN et al., 2001; WARE et al., 2003; WESTWATER, 2005; MÄTZLER; MORLAND, 2009; KARMAKAR et al., 2011). A precisão dessas medidas pode chegar a  $16 \text{ g.m}^{-2}$  dependendo dos canais, condições de calibração e de tempo (CREWELL; LÖRNERT, 2003). Uma grande dificuldade é particionar o conteúdo de água de nuvens e chuva para uma mesma nuvem. Baseando-se

em estudos sobre o sinal da diferença de polarização em gotas de chuva realizados por Czekala e Simmer (1998) e Czekala et al. (2001), Saavendra et al. (2012) encontrou um erro-quadrático-médio de 0,144 mm e 0,052 mm para o conteúdo de água líquida de nuvens e chuva durante os eventos precipitantes, usando radiômetros ativo e passivo, respectivamente.

### 3 DADOS

#### 3.1. Estratégia de medida

Para as análises contidas neste trabalho foram utilizados dados provenientes dos quatro primeiros experimentos de campo do projeto temático CHUVA, financiado pela FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo). Os dados experimentais utilizados na tese foram aqueles coletados entre março de 2010 a dezembro de 2011 sobre diversas regiões do Brasil. Dois experimentos focaram na caracterização de nuvens quentes: o primeiro em Alcântara/MA ocorreu de 3 de março a 15 de abril de 2010, e o segundo foi realizado em Fortaleza/CE durante o período de 04 de abril a 1 maio de 2011, ambos na região Nordeste do Brasil. O terceiro experimento de campo foi realizado durante todo o mês de junho em Belém/PA, região Norte do país, caracterizada pela presença de grande atividade convectiva associada à intrusão de linhas de instabilidade e a ação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Entre novembro de 2011 e março de 2012, foi realizada a campanha do CHUVA no Sudeste do Brasil, mais precisamente na região do Vale do Paraíba/SP, cujo regime de precipitação é associado à tempestades, convecção local e sistemas frontais. O projeto CHUVA realizou outras campanhas no Sul do Brasil, no final de 2012, e em São Paulo, em 2013, mas que não serão exploradas nesse trabalho. A última campanha do projeto CHUVA será em Manaus, em 2014, junto ao experimento *GoAmazon (Green Ocean Amazon)*.

Todos os experimentos do projeto CHUVA tiveram uma estratégia similar de medidas conforme apresentado na Figura 3.1, que mostra a representação esquemática das distribuições dos sítios e a posição geográfica de cada experimento de campo. Em todos os experimentos do projeto CHUVA, para estratégia de coleta desejada a seguinte lógica de distribuição dos equipamentos foi implementada:

- **Sítio Principal:** Neste sítio foram instalados os equipamentos de medidas de nuvens, precipitação e superfície. Equipamentos de alta resolução espacial e temporal mediam as propriedades das nuvens e precipitação tanto na superfície (ex. disdrômetros, pluviômetros, estações meteorológicas, etc.) como sua distribuição vertical [ex. *LIDAR* e *Micro Rain Radar (MRR)*, radiômetro, GPS].
- **Sítio do radar:** local onde o radar polarimétrico foi instalado. Duas estratégias de varreduras foram realizadas: *one volume scan* e a *range height indicator (RHI*, um corte vertical em um determinado azimute). Sendo esta última orientada sobre o sítio principal
- **Sítios de Radiossondagens:** No mínimo três sítios foram utilizados para caracterização termodinâmica dos sistemas atuantes com medições realizadas a cada 6 horas (00, 06, 12, 18 GMT), com ressalva à Alcântara, onde apenas um sítio foi utilizado para este fim.

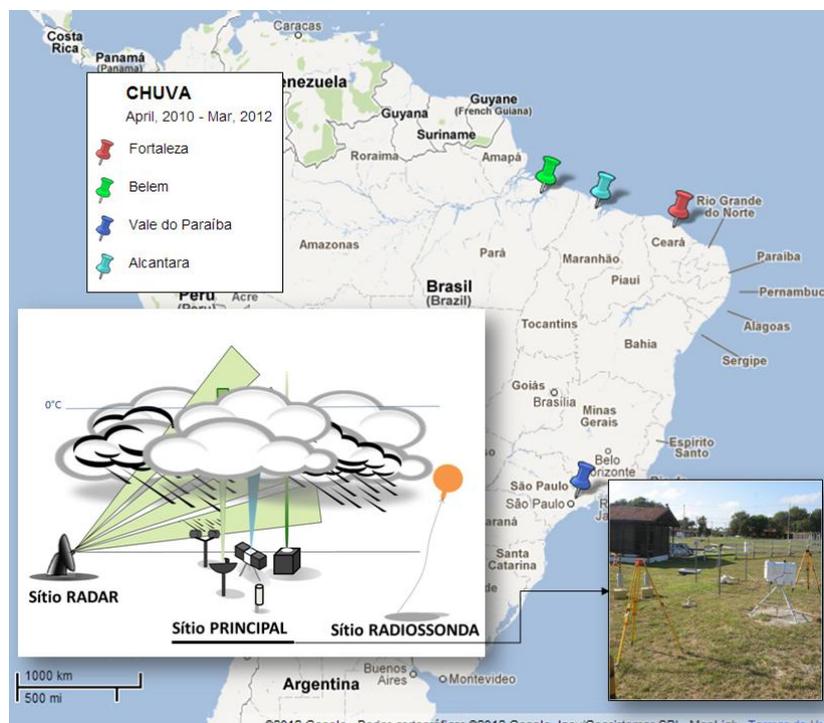


Figura 3.1 – Representação esquemática da disposição dos sítios durante o experimento CHUVA de 2010 a 2012 e suas posições aproximadas.

### 3.2. Instrumentos e limitações

A Tabela 3.1 apresenta os instrumentos utilizados neste estudo durante os experimentos de campo e as descrições dos parâmetros medidos por cada um.

Tabela 3.1 – Instrumentação para observação de processos de nuvens durante experimentos de campo.

<b>Instrumento</b>	<b>Especificação</b>	<b>Medidas</b>	<b>Parâmetros Estimados</b>	<b>Dados Coletados</b>
<b>RADAR</b>	Banda X Doppler de dual polarização – Meteor 50DX – selex	Espectro Doppler, refletividade radar (H e V), velocidade radial	Refletividade, precipitação, distribuição do tamanho de gota e tipo de hidrometeoro	No mínimo a cada 10 minutos uma varredura volumétrica de 100km em diversas elevações e RHI sobre o sítio principal
<b>Micro-ondas</b>	MP3000A (Radiometrics)	Temperatura de brilho em 35 canais no micro-ondas (22-30 e 51-58GHz) e infravermelho (9-11 $\mu$ m)	Perfis de emperatura, umidade e água líquida e integração	Perfis de da superfície a 10km a cada minuto
<b>Disdrômetro</b>	JOSS-WALDVOGEL (RD-80, Disdromet Ltd.) e PARSIVEL (Ott Inc.)	Distribuição de gotas de chuva	DSD de chuva, velocidade das gotas, concentração e taxa de precipitação	DSD a cada 1 minuto
<b>Radiossonda</b>	Vaisala RS-92	Perfis de temperatura, umidade e vento	Camada limite atmosférica e conteúdo de água precipitável	Aproximadamente 4 por dia
<b>Radar de apontamento Vertical</b>	Micro Rain Radar (MRR-2), Radar em 24,1GHz de apontamento vertical doppler (METEK)	Perfil espectral de gotas instantâneo ou médio e refletividade	Taxa de precipitação e perfil pontual de refletividade	A cada 10 segundos
<b>LIDAR</b>	Light Detection and Raging no visível em 532nm (LB10 D-200, Raymetrics)	Perfil de retroespalhamento e extinção	Base e topo das nuvens	Resolução vertical de 7 metros (20MHz) a mais 30 km de altura. Estimativas a cada 1 minuto
<b>GPS</b>	Receptor Trimble NetR8 GNSS de dupla frequência	Distância receptor satélite	Conteúdo Integrado de Vapor D'água	Estimativas a cada 30 minutos

### 3.2.1. Instrumentos de campo

Durante e após os experimentos de campo, calibrações, ajustes e filtros foram aplicados de modo a garantir a qualidade das medidas realizadas por cada instrumento e eliminar possíveis valores não realísticos do conjunto de dados gerados sobre cada região. Tais análises foram realizadas de forma específica para diferentes tipos de parâmetros estimados, como será descrito a seguir.

Para a análise do conteúdo de água líquida e vapor d'água de nuvens não precipitantes, um dos instrumentos utilizados foi o radiômetro de superfície MP3000A (*radiometrics*, WARE et al., 2003). Este instrumento mede a radiação passiva nos comprimentos de onda do infravermelho (entre 9 a 11  $\mu\text{m}$ ) e micro-onda. Sendo que neste último apresenta um total de 35 canais, que vão desde 22 a 30 GHz (21 canais) associados à emissão por vapor d'água, e de 51 a 59 GHz (14 canais) associados à emissão por moléculas de oxigênio. Maiores detalhes sobre os princípios físicos podem ser encontrados em Westwater et al. (1993 e 2005). O MP3000A é um instrumento robusto desenvolvido para lidar com as mais diversas condições de tempo. A parte estrutural mais sensível do instrumento é o *radome* (ROSE et al., 2005) por onde a radiação passa antes de chegar ao receptor. Problemas associados à presença de precipitação e condensação sobre o mesmo podem produzir estimativas errôneas dos parâmetros atmosféricos. Mesmo o *radome* sendo construído a partir de um material hidrofóbico e equipado com um ventilador (*Superblower*), a permanência de água sobre o mesmo gera medidas incorretas da atmosfera. Durante eventos de precipitação, a água depositada sobre o *radome* influencia o sinal, aumentando a absorção, gerando medidas de radiâncias que não correspondem aquelas da atmosfera, e portanto, os valores atmosféricos estimados não são confiáveis. Desta forma, somente medidas sem a ocorrência de chuva foram consideradas.

Outra incerteza nas medidas realizadas por radiômetros são erros na calibração do instrumento (SKOU; VINE, 2006). De modo a amenizar este

problema foram realizadas antes de cada campanha calibrações utilizando nitrogênio líquido (HARDY, 1973) e durante as medidas a *tip calibration* foi aplicada (HAN; WESTWATER, 2000; CIMINI et al., 2003). Outras incertezas associadas à recuperação são descritos por Hewison (2006). Detalhes sobre o MP3000A e sua calibração podem ser encontrados no Apêndice A, assim como as avaliações dos perfis termodinâmicos estimados pelo radiômetro, no Apêndice B.

Para casos associados a nuvens com chuva, o conteúdo Integrado de Água Líquida de chuva ( $ILW_R$ ) e os perfis do conteúdo de água líquida ( $LWC_R$ ) foram determinados pelos Perfis Verticais de Refletividade (VPR, *vertical profile reflectivity*) de dois radares: o MRR (PETERS et al., 2005; LEUENBERGER, 2009) e do radar móvel (Selex Meteor 50DX para todos os sítios, exceto em Alcântara, onde um EEC banda X de dupla polarização foi utilizado) banda X de dupla polarização em 9,365 GHz (XPOL). O VPR necessário para os cálculos básicos com o radar de varredura foi definido pelos valores médios de refletividade no entorno de 500 m do sítio principal com uma resolução vertical de 200 m. Ambos os radares sofrem efeitos de atenuação pela chuva (veja, por exemplo, PETERS et al., 2010; DOVIK; ZRNIC, 1993) que pode afetar e representar as diferenças nas estimativas de  $LWC_R/ILW_R$  entre eles. A estratégia de medidas contempla a distância do sítio principal ao sítio do radar, que não supera os 22 km, de forma a reduzir ao máximo os efeitos de atenuação. Contudo, correções de atenuação foram aplicadas em ambos os radares. No entanto, dependendo da intensidade da precipitação a atenuação é muito forte principalmente no MRR, ou no caso do XPOL quando o *radome* está molhado. Além do mais, as correntes ascendentes e descendentes podem provocar variações significativas nas estimativas da distribuição de gotas que refletem diretamente na determinação da refletividade pelo MRR (TRIDON et al. 2011). Logo a presença de nuvens convectivas profundas podem provocar conteúdos de água líquida errôneos no MRR e portanto não sendo utilizado para esse fim.

Durante o experimento de Alcântara/MA foram observadas superestimativas dos VPR do radar polarimétrico. De modo a determinar a magnitude e corrigir estes valores, foram comparadas refletividades do XPOL com MRR acoplado ao equipamento ADMIRARI (BATAGLIA et al., 2010, 2011). Já que ambos estavam apontando um para outro, a colocação espacial dos *bins* do XPOL com relação ao MRR foi realizada levando em consideração a trajetória e a abertura do feixe de radiação do MRR no tempo mais próximo da varredura do XPOL, baseando-se nas equações abaixo e nos valores da Tabela 3.2. Assim, dada à distância (S), a altura (H) e abertura do feixe do MRR foram sobrepostos aos valores de refletividade do XPOL. Cabe salientar que no caso de mais de um valor a média da refletividade Z (mm<sup>6</sup>m<sup>-3</sup>) foi computada.

Tabela 3.2 – Estratégia de medida dos radares em Alcântara/MA

Parâmetros	MRR	XPOL
Elevação	30°	RHI com 0.38° de resolução
Bins/Resolução (m)	31/300m	~284/125m
Ângulo de Abertura	3°	0,5°

Segundo Doviak e Zrníc (1993) levando em consideração a curvatura da Terra, a altura do feixe é dada por:

$$H = \sqrt{r^2 + \left(\frac{4}{3}r_a\right)^2} + 2r\left(\frac{4}{3}r_a\right)\sin\theta - \frac{4}{3}r_a + H_0 \quad (3.1)$$

em que, r é a distância do radar (em função da resolução do *bin*), r<sub>a</sub> é o raio da Terra, θ é o ângulo de elevação do radar e H<sub>0</sub> é a altura com relação a superfície. Já a distância do feixe com relação a sua trajetória inclinada é dada por:

$$S = \frac{4}{3}r_a \sin^{-1}\left(\frac{r \cos\theta}{\frac{4}{3}r_a + H}\right) \quad (3.2)$$

Sendo assim, a partir dessas colocações foi possível calcular o viés entre ambos os radares (XPOL – MRR) para todos os casos onde foi observado

refletividade em ambos. Assim, uma diferença de +12 dBZ foi determinado entre eles. A Figura 3.2 mostra um exemplo de um evento de chuva quente sem e com as correções (Fig. 3.2a e 3.2b, respectivamente), assim como suas colocações. Para uma melhor visualização a abertura do feixe foi aumentada em 10 vezes a original.

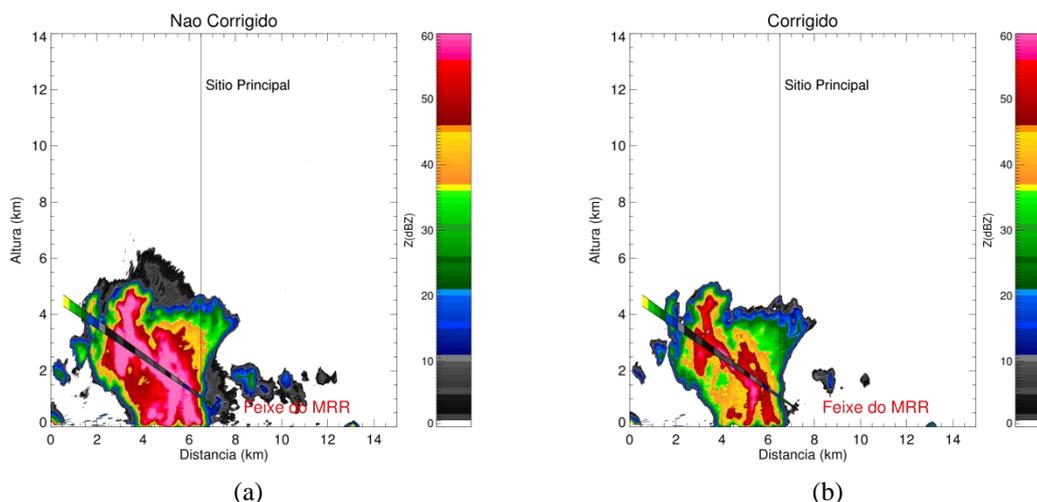


Figura 3.2 – Exemplo da colocação entre ambos os radares (MRR e XPOL) para Alcântara/MA durante um evento de chuva quente: (a) RHI sem correção e (b) RHI corrigido pelo viés.

Outro instrumento utilizado durante as campanhas de Alcântara e Fortaleza foi o LIDAR (*Light Detection And Ranging*). Este equipamento forneceu informações sobre a espessura geométrica da camada de nuvens a partir da variação vertical do sinal retroespalhado no comprimento de onda do verde dentro da camada da mesma (BOURAYOU et al., 2010), que foi estimada pelos perfis verticais de umidade e temperatura sobre o sítio principal a partir das medidas realizadas pelo radiômetro de superfície e radiossondagens. O que permitiu quantificar as variações do conteúdo de água líquida de nuvens em função de sua camada para eventos não precipitantes. Segundo Shupe (2007), os LIDARs no visível sofrem forte atenuação em nuvens espessas, o que pode subestimar a camada de nuvens. Além disso, maior atenuação é observada na presença de gotas precipitantes, o que limitou sua utilização apenas a eventos de condições de céu nublado e claro.

Durantes todos os experimentos de campo diversos pluviômetros foram utilizados, contudo, o equipamento responsável por quantificar as taxa de precipitação na superfície foram os disdrômetros, uma vez que estes descrevem com maiores detalhes as características microfísicas da precipitação. Apesar de dois modelos terem sido utilizados, o PARSIVEL (Particle Size and Velocity, descrito por LOFFLER-MANG; JOSS, 2000) e o Joss-Waldvogel (JWD) (JOSS; WALDVOGEL, 1967), apenas o PARSIVEL realizou medidas em todos os sítios aqui referenciados e, portanto, este foi escolhido para definir a precipitação neste estudo. Assim, a taxa de precipitação é baseada na estimativa do tamanho e velocidade terminal dos hidrometeoros que atravessam a área de detecção do laser ( $52 \text{ cm}^2$ ) e a suas concentrações (N). Entretanto, este último recebe pelo fabricante um filtro que está associado a variações da velocidade terminal das gotas em função do seu tamanho, que segundo Jaffrain et al. (2011) reduz em cerca de 25% o total de partículas. Análises das comparações dos valores dessas concentrações entre o PARSIVEL e JWD, não exibidas aqui, para os eventos de precipitação estratiformes mostraram que o primeiro apresenta valores inferiores para gotas pequenas, o que seguindo os estudos de Tokay et al. (1996 e 2001) isto não seria realístico. Uma vez que os sistemas estratiformes são conhecidos pela maior concentração de gotas menores e a contribuição dessas gotas no JWD é pequena devido a limitações em sua detecção. Deste modo, as análises da DSD na seção 5.1.2.5 foram realizadas sem a influência deste filtro.

## **4 METODOLOGIA**

Uma breve descrição sobre as etapas metodológicas executadas nesse estudo serão mostradas abaixo e detalhes serão discutidos durante as análises dos capítulos 5 e 6.

### **4.1. Cálculo dos parâmetros microfísicos e microfísicos**

A primeira etapa deste estudo é a caracterização microfísica das nuvens sobre os sítios principais nos quatros primeiros experimentos de campo realizados pelo projeto CHUVA. Nesta análise, as nuvens foram divididas em duas classes, as precipitantes e as não precipitantes. O que determina se uma nuvem está associada à precipitação são as medidas dos disdrômetros instalados nos sítios principais. Inicialmente determinou-se as propriedades microfísicas e das distribuições do vapor d'água e água líquida das nuvens não associadas a precipitação. O segundo passo foi o estudo das nuvens precipitantes utilizando radares e disdrômetros. Além disso, um sistema de classificação baseada em imagens de radar foi desenvolvido para três classes de chuva: a convectiva profunda, estratiforme com banda brilhante (BB), e nuvens quentes. Análises detalhadas sobre o conteúdo de água líquida foram realizadas, assim como, as variações das distribuições do tamanho de gotas de chuva e do conteúdo integrado de vapor d'água. A sinergia entre os diversos equipamentos permitiram extrair informações valiosas sobre as características regionais de cada variável em questão, e sua relação com espessura das nuvens e a chuva na superfície.

Para o desenvolvimento deste trabalho foi necessário à colocação temporal e espacial dos instrumentos localizados no sítio principal. A colocação espacial foi necessária para os perfis verticais de refletividades disponíveis pelo RHI do XPOL com o MRR e as informações termodinâmicas provenientes das radiossondas nos sítios de sondagem, conforme a distribuição dos instrumentos mostrada esquematicamente na Figura 3.1. Em todas as colocações, apenas as medidas mais próximas, tanto temporalmente ou

especialmente, foram utilizadas. As colocações temporais seguem a do instrumento com a mais baixa resolução.

Os eventos chuvosos sobre cada sítio foram aqueles cuja taxa de precipitação medida pelo disdrômetro PARSIVEL foi maior do que 0,1 mm/h (TOKAY et al., 2001), sendo que as taxas de chuva na superfície são dadas por:

$$RR = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 u(D) dD \quad (4.1)$$

em que,  $u$  é a velocidade terminal da partícula (m/s),  $D$  o diâmetro da gota (mm) e  $N(D)$  a distribuição por tamanho de gota ( $1/m^3mm$ ). As medidas dos disdrômetros foram realizadas a cada 1 minuto, o que estabelece uma alta resolução temporal para este equipamento. Deste modo a sua sinergia com relação aos outros instrumentos é dada apenas pela medida mais próxima temporalmente.

Para estudar as nuvens não precipitantes desconsiderou-se as medidas realizadas 30 minutos antes e depois dos eventos chuvosos. Isso se dá pela sensibilidade do radiômetro de superfície a presença de água sobre seu *radome*, que pode inferir informações não realísticas a suas medidas, como comentado anteriormente. Os dados do MP3000A foram utilizados para determinar as variações associadas ao vapor d'água integrado (IWV), junto com as medidas realizadas pelo GPS e as radiossondas. A sinergia entre os três instrumentos para condições sem chuva foi realizada a partir das medidas feitas pelas radiossondagens, já que este instrumento apresentou a menor resolução temporal (~ 6horas). Deste modo, as medidas realizadas pelo GPS e radiômetro de superfície foram colocadas no instante mais próximo daquele da radiossonda. Cabe ressaltar que os dois primeiros equipamentos estavam localizados no mesmo sítio, enquanto que as sondagens foram realizadas a uma distância máxima de 14 km (Belém).

O IWV pelo radiômetro de superfície foi determinado pelo método de redes neurais (SOLHEIM et al., 1998) fornecido pelo fabricante. Para o treinamento desta rede foram levantados os conjuntos de dados históricos de radiossondagens de localizações próximas aos sítios de cada campanha. Durante os experimentos do projeto CHUVA, o MP3000A realizou sondagens remotas termodinâmicas contínuas em todas as condições de tempo com uma resolução temporal de 2,5 (Fortaleza, Belém e Vale do Paraíba) e 6 (Alcântara) minutos até 10 km de altura, fornecendo além do IWV, os perfis de temperatura (K), umidade relativa (%) e de água líquida ( $g/m^3$ ), assim como, o integrado de água líquida (mm).

Com relação ao GPS, o IWV segundo Sapucci et al. (2007), é dado pelo atraso zenital troposférico a partir do software GOA-II, com ajustes (DAVIS et al., 1985) para se determinar o atraso zenital úmido ( $Z_{WD}$ ), que por sua vez é convertido em IWV pela equação de Bevis et al. (1992), dada por:

$$IWV_{GPS} = Z_{WD} \frac{10^6}{R_w \left( k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)} \quad (4.2)$$

em que,  $R_w = 461.5181 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ , é a constante dos gases para o vapor d'água,  $T_m$  é a temperatura troposférica média e  $k'_2$  e  $k_3$  são as constantes de refratividade encontradas em Bevis et al. (1994).

Já o IWV da radiossonda é baseado na integração da densidade de vapor d'água ( $\rho_v$ ) da superfície ( $h_s$ ) até o nível ( $h$ ) onde a presença de vapor d'água ainda é detectada, dado por:

$$IWV_{RS} = \int_{h_s}^h \rho_v(h) dh \quad (4.3)$$

Deste modo, a partir destas estimativas foi possível analisar as variações regionais do conteúdo de vapor dentro da coluna atmosférica. Assim, como para os eventos precipitantes de modo a suprir o modelo de transferência

radiativa com informações provenientes apenas das medidas realizadas pelas radiossondagens.

Ainda com relação aos sistemas não precipitantes, a análise regional do conteúdo Integrado de Água Líquida de nuvens ( $ILW_C$ ) foi realizada para os diferentes sítios a partir de medidas aplicadas pelo MP3000A, cuja recuperação baseia-se na técnica de redes neurais. De modo a amenizar a influência de eventos precipitantes nas medidas do radiômetro, além de não realizar medidas  $\pm 30$  minutos do evento chuvoso, conforme mencionado, foram utilizadas as informações sobre a refletividade radar dentro do perfil na atmosfera para detectar a presença de hidrometeoros precipitantes ( $Z = 20\text{dBZ}$ ) (MASHALL; PALMER, 1948). Sendo assim, a sinergia entre o MP3000A e o XPOL foi determinada pelo instante mais próximo do radiômetro com relação ao radar, uma vez que este último apresenta uma resolução temporal inferior, o que reduz o número de medidas dentro do conjunto de dados analisados para o  $ILW_C$  de nuvens, tendo em vista que as campanhas CHUVA foram realizadas em período chuvoso sobre cada região e o número de eventos precipitantes detectados pelo radar tende a ser grande. Maiores detalhes sobre os filtros aplicados para eliminar medidas errôneas associadas à presença de chuva sobre o equipamento serão descritos com maiores detalhes nas seções posteriores.

Para a estimativa do conteúdo de água líquida ( $ILW_{adia}$ ) não precipitante pela radiossonda utilizou-se a metodologia desenvolvida por Ingold et al., (1998). Nesse trabalho, Ingold et al. utilizaram uma aproximação adiabática para modelar o LWC de nuvens, ou seja, quando uma parcela de ar com vapor d'água saturado (umidade relativa igual a 100%) ascende na vertical e a temperatura do perfil diminui, o vapor d'água torna-se condensado. Entretanto, segundo os autores existe um erro associado às medidas da UR (umidade relativa) relacionado ao sensor da radiossonda da ordem de 5 a 10% (ENGLAND et al., 1993), assim, ao invés de assumir 100%, foi usado um limiar de 93% (LOHNERT et al., 2003) para indicar a saturação do ar. A expressão

abaixo mostra como é determinado o conteúdo de água líquida adiabático de nuvens.

$$LWC_{adia}(s) = (\rho_{base} - \rho_{topo}) \left( \frac{s - H_{topo}}{H_{topo} - H_{base}} \right) C \quad (4.4)$$

em que,  $\rho$  é a densidade do vapor d'água saturado ( $\text{g/m}^3$ ) na base e topo da nuvem e  $C=0,7$  é um fator de conversão dado por Ingold et al. (1998). Um valor máximo de  $LWC_{adia}$  igual a  $1,5 \text{ g/m}^3$  é utilizado para prevenir quantidades não realísticas de água líquida. Sendo assim, o integrado adiabático de água líquida de nuvens é dado pela integração do  $LWC_{adia}$  dentro da camada de nuvens definida pela umidade relativa para todos os eventos não precipitantes, dada por:

$$ILW_{adia} = \int_{h_{base}}^{h_{topo}} LWC_{adia}(h) dh \quad (4.5)$$

Segundo Ware et al. (2003), a comparação do  $ILW_C$  com medidas realizadas por qualquer outro instrumento torna-se difícil devido a sua alta variabilidade associadas a diferentes camada de nuvens. Apenas medidas *in situ* podem prover uma melhor associação, desde que essas estejam na mesma linha de observação do radiômetro. Além do mais, comparações com medidas adiabáticas a partir de radiossondas são afetadas pela distância entre esses equipamentos, uma vez que o campo de visada do radiômetro é extremamente estreito (HEWISON, 2006) se comparado ao alcance realizado pelas sondagens atmosféricas, o que em uma atmosfera não estratificada pode inserir incertezas ainda maiores. Deste modo, a análise sobre o conteúdo de água líquida de nuvens não precipitantes é determinada de modo global para todas as nuvens identificadas por ambos os equipamentos de modo independente.

Outra variável estudada foi a microfísica dos eventos precipitantes, que se dá primeiramente pela taxa de precipitação na superfície (Equação 4.1) sobre

cada sítio e para os diferentes sistemas precipitantes. Assim como a RR, outro parâmetro de suma importância é o conteúdo de água líquida na superfície, que também é em função de  $N(D)$ , sendo dado por,

$$LWC = \rho_w \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 dD \quad (4.6)$$

sendo,  $\rho_w$  a densidade da água ( $\text{kg/m}^3$ ).

Já o conteúdo de água líquida de chuva ( $LWC_R$ ) e sua integração ( $ILW_R$ ) na coluna atmosférica, estimado pelo radar polarimétrico, são dados pelo VIL *Vertically Integrated Liquid Water*, de Greene e Clark (1972), segundo às equações abaixo:

$$VIL(XPOL) = 3.44 \times 10^{-3} \int_{h_b}^{h_t} Z^{4/7} dh \quad (4.7)$$

$$LWC_R(h) = 3.44 \cdot 10^{-3} \cdot Z(h)^{4/7} \quad (4.8)$$

$$ILW_R(XPOL) = \int_{H_{NCL}}^{H_{0^\circ C} - 1km} LWC_R(h) dh \quad (4.9)$$

em que,  $Z$  ( $Z = 10^{(dBZ/10)}$ ) é a refletividade radar ( $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ ) e  $h$  é altura de cada nível no VPR. Note que em  $ILW_R$  o limite de integração está associado à camada quente da nuvem, onde o  $H_{NCL}$  é a altura do nível de condensação por levantamento (NCL, que representa a base da nuvem) e  $H_{0^\circ C}$  é a altura de derretimento. Esse procedimento foi necessário para guardar com rigor os valores de água líquida nas nuvens, uma vez que na banda brilhante, diferentes densidade do gelo podem levar a valores completamente diferentes do conteúdo integrado.

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (4.10)$$

No caso do distrômetro  $N(D)$  é dado por:

$$N(D_i) = \frac{n_{d(i)}}{Ftu(D_i)dD_i} \quad (4.11)$$

sendo,  $F$  a área do sensor ( $m^2$ ),  $t$  o intervalo de tempo (s),  $i$  a classe da gota,  $u$  a velocidade terminal da gota e  $n_d$  o número de gotas para cada intervalo  $D$ .

O  $RR$  e o  $LWC_R$  determinado pelo  $MRR$  são baseados na equação 4.1 e 4.6, respectivamente. Contudo, o  $N(D)$  é baseado na energia espectral do radar. Mais detalhes sobre a determinação da distribuição de gotas podem ser observadas em Leueberger (2009) e no manual do instrumento ( $MRR$ -Metek).

As sinergias entre os equipamentos e suas comparações ocorreram apenas para os casos onde as medidas realizadas por ambos os radares e o disdrômetro de superfície foram observadas. A colocação temporal baseou-se no instante de medida do  $XPOL$ , já que o mesmo apresentou a mais baixa resolução dentre esses instrumentos.

Além das propriedades globais e regionais, análises associadas aos diferentes tipos de precipitação serão descritas a partir de informações associadas à classificação dos sistemas atuantes durante a campanha  $CHUVA$ , em função do desenvolvimento de uma classificação de precipitação.

#### **4.1.1. Classificador do tipo de precipitação**

De modo a analisar os comportamentos médios e as distribuições associadas a diferentes tipos de precipitação, uma classificação baseada no  $VPR$  para o  $XPOL$  foi desenvolvida para a identificação dos sistemas convectivos, estratiformes, e quentes, sobre o sítio principal das diferentes regiões onde ocorreram a campanha  $CHUVA$ . Nesta seção será apenas sumarizada a metodologia utilizada no desenvolvimento do algoritmo de classificação. Detalhes sobre o método podem ser encontrados na seção 5.1.2.1. A classificação de eventos convectivos profundos, estratiformes com banda brilhante, e de chuva quente pura é baseada em informações provenientes dos

perfis de RHI do XPOL, e de radiossondagens locais. O primeiro nível de classificação está associado à identificação dos eventos de chuvas quentes puras, onde todo o perfil de refletividade deve estar abaixo da altura de 0°C. O próximo passo é a identificação de eventos estratiformes com banda brilhante, baseando-se nos trabalhos de Fabry e Zawadzky (1995), Steiner et al. (1995), Klaassen (1998), Gourley e Calvert (2003), Awaka et al. (2007), Zhang et al. (2008) e Xu et al. (2008), a classificação é determinada pelas variações da refletividade radar com a altura ( $dZ/dh$ , em dBZ/km), além da variável polarimétrica  $\rho_{HV}$  (coeficiente de correlação co-polar), descrita por Zrnic et al (2006) e Baldini e Gorgucci (2006). Caso a BB não seja encontrada e a maior refletividade do perfil seja superior ao limiar de 39 dBZ, o sistema é classificado como convectivo (STEINER et al.,1995; ZHANG et al., 2008; AWAKA et al., 2009). Essa classificação não se aplica a totalidade dos eventos precipitantes, pois algumas nuvens não são classificadas, como por exemplo: nuvens altas, nuvens estratiformes sem banda brilhante, nuvens convectivas fracas ( $Z < 39$  dBZ), eventos quentes com nuvens altas acima de seu topo, eventos possivelmente quentes cuja precipitação evoluiu até níveis superiores ao 0°C, entre outros.

#### **4.2. Simulação da radiação ascendente para eventos de chuva quente**

Para a realização dos estudos sobre as temperaturas de brilho associadas à radiação ascendente em diversos canais na região do micro-onda e as análises de sensibilidade foi utilizado o modelo de transferência radiativa RTTOVs *Radiative Transfer Model for TOVS* (SAUNDERS et al., 1999). As análises foram realizadas para averiguar o potencial da faixa espectral de 6 a 183 GHz em estimar a precipitação de nuvens quentes sobre o continente. Este tipo de metodologia é vastamente utilizada para o desenvolvimento de sensores operacionais a serem lançados em novas gerações de plataformas espaciais. Também, essas análises são comumente utilizadas para o desenvolvimento de algoritmos estimadores das propriedades das nuvens, como no caso do GPM para estimar a precipitação.

O RTTOV é um modelo de transferência radiativa de baixo custo computacional (rápido) usado operacionalmente no *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Originalmente desenvolvido para estimar os perfis de umidade e temperatura do *Television Infrared Observation Satellite* (TIROS-N) *Operational Vertical Sounder* (TOV), existem diversas versões disponíveis ao público científico. O RTTOV-11 é a última versão disponibilizada, contudo, avaliações sobre esta versão ainda não estavam disponíveis ao público até o término deste trabalho. Devido a isto, para as análises realizadas neste estudo foi utilizado a versão RTTOV-10, que de modo geral, diferencia-se apenas com relação à inserção dos espectros do visível e infravermelho-próximo na versão 11, enquanto a parte de micro-ondas permaneceu inalterada. Segundo Matricardi (2009), a palavra “rápido” vem da parametrização das transmitâncias que não é processada em todas as linhas espectrais mas em bandas, tornando o modelo computacionalmente eficiente. O RTTOV-10 simula as radiâncias para radiômetros passivos a bordo de satélites em micro-onda e infravermelho, cujo alcance espectral é de 3 a 20  $\mu\text{m}$  no infravermelho e frequências do micro-onda que vão de 6 a 200 GHz. Na versão mais atual, simulações para infravermelho-próximo e visível já estão disponíveis. Com suporte para a grande maioria dos sensores de satélites atualmente em órbita, este modelo se torna uma ferramenta importantíssima no desenvolvimento de novas técnicas para a estimativa de precipitação. O RTTOV-10 tem como parâmetro de entrada os perfis atmosféricos de temperatura, concentração de gases e propriedade de nuvens e superfície. A partir dos perfis atmosféricos que descrevem a situação termodinâmica e microfísica, as radiâncias no topo da atmosfera são determinadas para varreduras no nadir. Contudo, simulações para diferentes ângulos de visadas podem ser realizadas desde que o usuário descreva a atmosfera para o especificado caminho óptico. Para as simulações de radiâncias afetadas por nuvens e precipitação, além dos perfis termodinâmicos, os perfis de hidrometeoros também são solicitados, separados em quatro tipos: chuva, neve, nuvem líquida e nuvem de gelo. Na região do micro-ondas essas

estimativas são baseadas em interface separada chamada de RTTOV-SCATT (BAUER et al., 2006; e GEER et al., 2009). Maiores detalhes sobre o RTTOV-10 e seus parâmetros podem ser encontrados no manual do usuário, disponibilizado em: [http://research.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf/rtm/rtm\\_rtov10.html](http://research.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf/rtm/rtm_rtov10.html).

Para se determinar a eficiência de sensores passivos na estimativa da chuva de nuvens quentes, testes de sensibilidade foram aplicados de modo a se entender com maior precisão as características de diferentes canais em diferentes plataformas espaciais. A sensibilidade das simulações depende do tipo de precipitação, de sua intensidade e das características microfísicas das nuvens, dos perfis termodinâmicos, e principalmente da emissividade da superfície. A partir das informações coletadas durante experimentos de campo foi possível prover o MTR com informações observadas sobre a estrutura tridimensional das nuvens, assim como, suas características microfísicas e possíveis modificações durante o ciclo de vida. A análise é baseada em métodos triviais de teste de sensibilidade modificando os parâmetros de entrada e verificando as variações da  $T_b$ . Diversos autores usaram esta metodologia, principalmente, para a determinação das propriedades do gelo em nuvens (ZHAO; WENG, 2002; BENNARTZ; BAUER, 2003; HONG et al. 2005). O cálculo da sensibilidade foi realizado a partir da variação da temperatura de brilho simulada no campo de nuvens, precipitantes ou não, com relação a uma atmosfera sem nuvens.

Além do disso, para analisar o potencial do uso de informações multiespectrais na determinação das características das nuvens quentes foram realizadas as diferenças entre os canais na faixa espectral do micro-onda. As simulações foram realizadas para as diversas plataformas espaciais e sensores de modo a abranger o maior número de satélites atualmente em órbita. Essas diferenças levam em consideração as características físicas inerentes a cada canal, assim como suas limitações, deste modo, realçando as propriedades das nuvens

quentes a partir da análise de frequências específicas, revelada pelos testes de sensibilidade. Maiores detalhes poderão ser observados no capítulo 6.



## **5 PROPRIEDADES MACROFÍSICAS E MICROFÍSICAS DOS PRINCIPAIS REGIMES DE PRECIPITAÇÃO NO BRASIL**

Neste capítulo serão analisadas as características microfísicas (ILW e IWV) e microfísicas (DSD, RR e LWC) das nuvens sobre o continente em diferentes regimes de precipitação no Brasil. O foco deste estudo é caracterizar do ponto de vista do vapor, água de nuvem e de chuva das nuvens os diferentes padrões regionais das nuvens. Este estudo se propõe a analisar e determinar as principais propriedades e comportamentos associados aos diversos tipos de nuvens atuantes sobre os experimentos do projeto CHUVA. Um dos grandes problemas na determinação das propriedades microfísicas das nuvens é particionar o que está associado a gotículas de nuvens e a gotas de chuva, sendo que a caracterização de uma nuvem qualquer em um determinado tempo, somente pode ser estudada com o uso de vários aviões perfilando a nuvem ao mesmo tempo. Através de medidas indiretas não é possível determinar com precisão a espessura da camada de mistura de gelo e água, assim como suas densidades. Desta forma, optou-se por realizar duas análises distintas: uma para eventos não precipitantes, que será o tema da próxima seção, e outra para os casos de nuvens com chuva, que é o tópico da seção posterior.

### **5.1. Nuvens não precipitantes**

#### **5.1.1. Distribuição regional do conteúdo integrado de vapor d'água**

O vapor d'água integrado na coluna atmosférica, IWV, é de grande importância em meteorologia devido a sua relação com as nuvens no que diz respeito à liberação de calor latente em sua conversão para água líquida. O IWV pode ser estimado a partir de diversos equipamentos e técnicas, sendo geralmente medidos por sondagens atmosféricas, LIDAR (HAN et al., 1994), espectrômetros (SCHMID et al., 2001), GPS, radiômetros que medem a radiação na faixa espectral do micro-onda na superfície e em plataformas espaciais (SAPUCCI et al., 2007, 2013). Além de determinar as propriedades

regionais, um dos objetivos deste estudo é prover o modelo de transferência radiativa com informações precisas sobre a variação de IWV para diferentes situações atmosféricas, que serão descritas posteriormente, o que irá auxiliar o desenvolvimento de técnicas para estimativa da chuva na superfície.

Logo, será analisada nesta seção a variabilidade de IWV entre equipamentos e suas distribuições regionais. Sendo assim, foram estimados os valores a partir das radiossondagens (Vaisala RS92), GPS e o radiômetro de superfície MP3000A. Cabe lembrar que o IWV medido pela radiossonda é dado pela integração da densidade do vapor d'água da superfície até o limite da existência de vapor d'água na atmosfera. Já as estimativas de IWV pelo GPS são baseadas em seu atraso zenital úmido troposférico com correções locais (DAVIS et al. 1985) a partir da relação proposta por Bevis et al. (1992). Já o MP3000A, determina o IWV a partir de uma rede neural própria para cada sítio da campanha CHUVA (SOLHEIM et al, 1998).

O primeiro passo desta análise é a comparação entre os equipamentos. No caso do IWV, os efeitos das gotas de chuva na atmosfera são menos acentuados do que aqueles observados no ILW pelo MP3000A. Portanto, para comparação e análise, apenas as medidas que não apresentaram registro de chuva pelo disdrômetro foram consideradas e colocadas junto às medidas das radiossondagens, como citado na seção 4.1. Neste estudo as radiossondagens são consideradas a "verdade" dentre estes equipamentos, apesar de que, alguns trabalhos mostram que existem problemas associados a suas medidas (MILOSHEVICH et al., 2009), mas que não foram relevados nestas análises. A Figura 5.1 apresenta os gráficos de dispersão entre a radiossondagem e o MP3000A (círculo preto) e GPS (asterisco vermelho) associados a eventos não precipitantes. A estatística de cada comparação pode ser visualizada no próprio gráfico, como, os valores do erro quadrático médio (RMSE), viés (MP3000A ou GPS - Radiossonda), que quando positivos indicam uma superestimativa com relação à radiossondagem, e a correlação entre as medidas.

Diversos estudos já focaram na comparação destes equipamentos. Nos trópicos, Liou et al. (2001) encontrou uma diferença de 2,2 mm entre as radiossondas e GPS/radiômetro de superfície. Sapucci et al. (2007), durante a campanha RACCI na Amazônia, mostrou que existe um erro quadrático médio de 3,8 mm entre o GPS e a radiossonda. Matioli et al. (2005), em Oklahoma - EUA, encontraram uma diferença de 1 mm (2 mm) entre a radiossonda e o GPS (radiômetro em micro-ondas). Já Braun et al. (2003) encontraram um viés de 1,3 mm entre o GPS e o radiômetro para a mesma região. Na maioria dos casos, existe uma superestimativa dos valores estimados com relação às radiossondagens.

A Figura 5.1a apresenta o gráfico de espalhamento de IWV para Alcântara/MA. Observa-se nesta figura que existe uma melhor concordância do GPS com relação às radiossondagens, do que com o MP3000A, devido ao fato de que a correlação do GPS foi de 0,88 com um viés de 5,13 mm. Já o radiômetro de superfície mostrou um viés de 8,52 mm e uma correlação de 0,74. Durante este experimento, uma atmosfera mais seca foi observada devido a condições dinâmicas locais, do que os próximos dois sítios, Fortaleza/CE e Belém/PA. Ainda na Figura 5.1, nota-se que a diferença dos dois equipamentos que estimam remotamente o IWV com relação às medidas realizadas na coluna atmosférica para Fortaleza (Figura 5.1b) e Belém (Figura 5.1c) foi maior, com valores que chegaram a 8,95 mm com relação ao MP3000A, e 7,2 mm pelo GPS. Contudo, as correlações encontradas para Fortaleza foram superiores, aproximadamente 0,97 para ambos os instrumentos, o que mostra que essa diferença é um viés dos valores com relação àqueles determinados pelo sensor de umidade das radiossondas. Para Belém, essa característica não foi observada, o que mostra uma maior discordância com relação aos equipamentos.

Já o Vale do Paraíba/SP mostrou o menor viés dentre os experimentos, tanto para o GPS (+3,4mm) quanto para o MP3000A (+2,8mm). Além do mais, foi no Vale do Paraíba que a correlação mostrou-se ainda mais alta, o que reafirma

aquilo que foi observado para Fortaleza com relação ao viés. Cabe ressaltar que os valores de IWV sobre a região sudeste foram inferiores àqueles observados para os outros sítios, com valores típicos de latitudes médias. Como pode ser observado na análise anterior, quando a região é mais seca com menores valores de IWV (típicos de latitudes médias), as medidas são mais próximas entre os equipamentos. No entanto, na presença de grandes quantidades de vapor d'água, o erro tende a aumentar com relação à radiossondagem. Durante o experimento de Fortaleza, bem como o de Alcântara, as distribuições apresentam IWV associados a altos e baixos valores (área realçada na Figura 5.1b). Esse fato se deve a existência de dois períodos durante os experimentos: um período seco ocorrido no início dos dois experimentos, e uma fase bastante convectiva. Os dados apresentaram maior concordância no período seco do que no úmido, o que era de se esperar conforme descrito anteriormente sobre as limitações do radiômetro nos casos de chuva.

Na Figura 5.2 são apresentados os histogramas de frequência relativa de IWV para os diferentes sítios em função dos três instrumentos utilizados neste estudo. Os valores das médias e desvios-padrão para cada sítio podem ser visualizados no canto esquerdo superior de cada figura. Na Figura 5.2a observam-se as distribuições estimadas pelo MP3000A para os quatro sítios. Nota-se na figura que os valores médios de IWV são maiores para Fortaleza (56,12mm), seguido por Alcântara (52,55mm), Belém (51,66mm) e Vale (28,43mm). O Vale mostrou valores bem abaixo dos outros sítios, aproximadamente 20 mm a menos. Fica evidente que os sítios nas regiões tropicais e próximos à costa apresentam IWV muito superior. Contudo, como veremos nas próximas sessões, esse fato não implica que os sistemas precipitantes no Vale sejam os mais intensos. Dentre os sítios mais próximos da região equatorial, onde os valores são superiores, Belém foi aquele que mostrou o menor desvio-padrão, o que é um indicativo de uma maior uniformidade dos altos valores encontrados em comparação com os dois sítios

que se situam na costa e são fortemente modulados por perturbações que se propagam do Oceano para o interior do continente (KOUADIO et al., 2010).

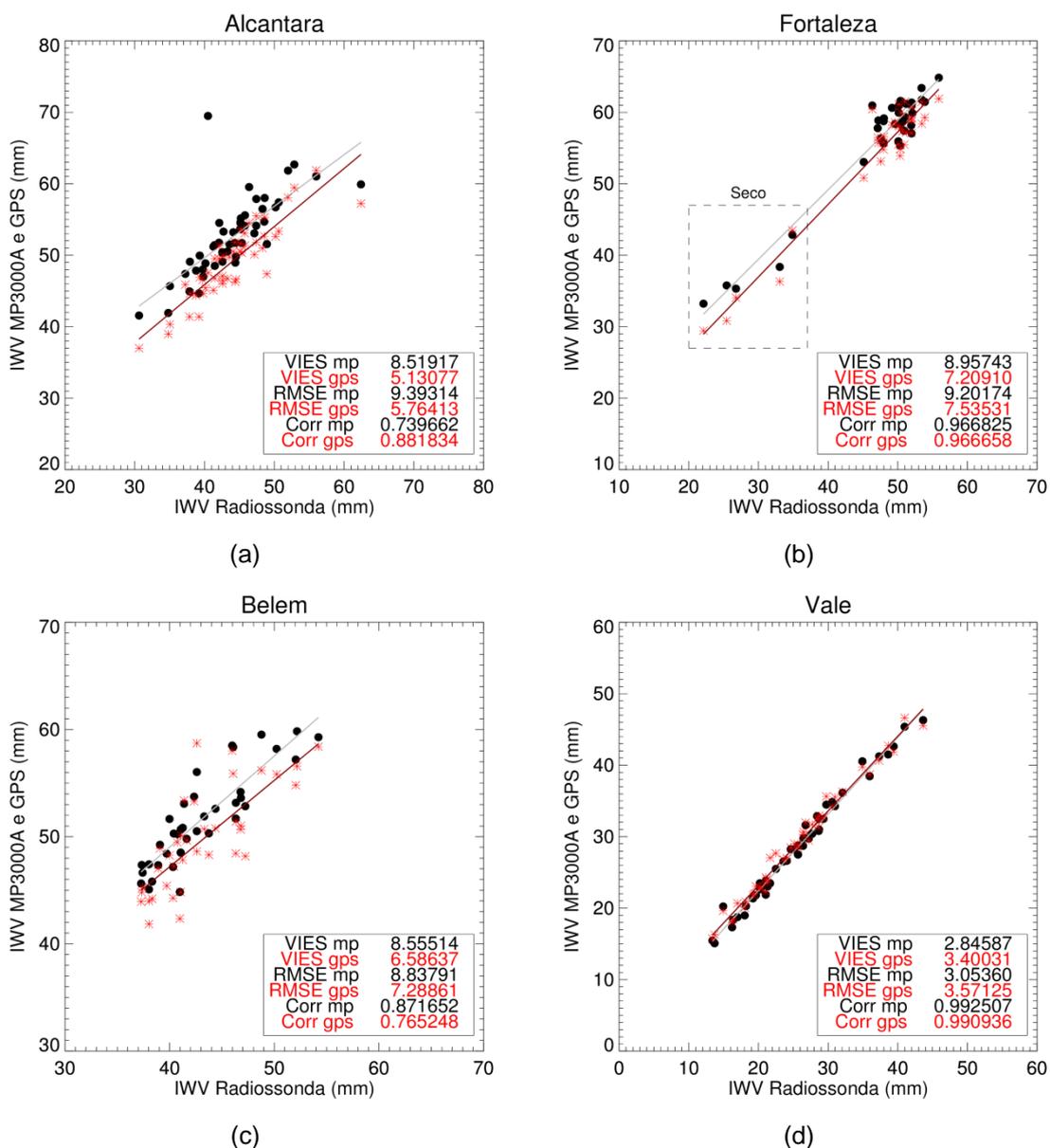


Figura 5.1 - Comparações entre as estimativas de conteúdo de vapor d'água integrado (IWV, mm) do radiômetro de superfície (MP3000A, círculo preto) e do GPS (asterisco vermelho) com o integrado a partir das radiossondas em: (a) Alcântara/MA, (b) Fortaleza/CE, (c) Belém/PA e (d) Vale do Paraíba/SP.

Com relação ao GPS (Figura 5.2b), observam-se distribuições semelhantes ao MP3000A. Contudo, os valores médios apresentados são aproximadamente 2

mm inferiores àqueles observados para o primeiro instrumento, exceto para o Vale, onde essa diferença foi 0,5 menor. Segundo Sapucci et al. (2004), as medidas do GPS sobre a região amazônica mostraram um valor médio próximo a 50 mm, o que é coerente com os resultados encontrados em Belém, pertencente a região Amazônica. Com o mesmo padrão de forma de distribuição encontrada para os outros equipamentos, as radiossondagens (Figura 5.2c) mostraram valores inferiores, como citado anteriormente. Contudo, entre os sítios, verificou-se que houve uma menor diferença entre os valores para suas medidas, exceto para o Vale do Paraíba, que foi de 25,59 mm.

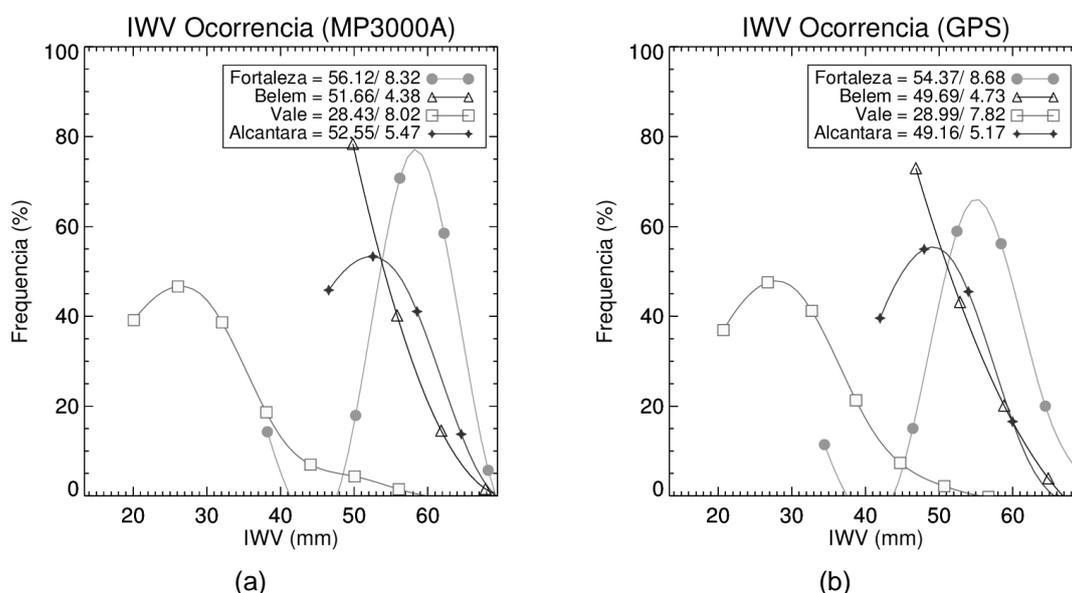
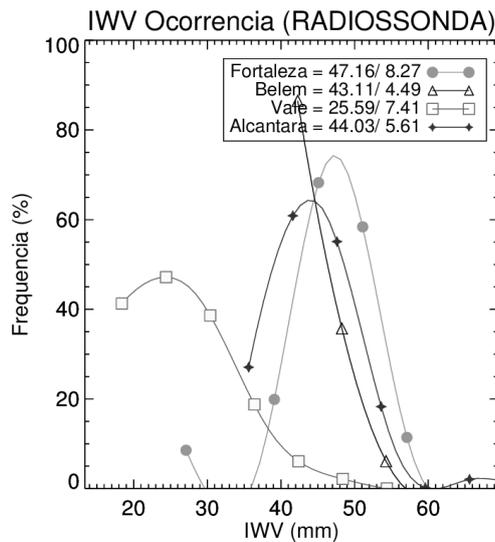


Figura 5.2 – Histogramas de frequência relativa (%) dos conteúdos integrados de vapor d'água para os diversos sítios da campanha CHUVA determinados pelo: (a) MP3000A; (b) GPS; e (c) Radiossonda.

(Continua)



(c)

Figura 5.2 – Conclusão.

### 5.1.2. Distribuição do conteúdo integrado de água líquida

A recuperação de Água Líquida Integrada,  $ILW_C$ , de nuvens não precipitantes pelo radiômetro, conforme mencionado, foi realizado apenas para condições sem chuva. Segundo Won et al. (2009), a formação de precipitação nas nuvens pode influenciar no sinal recebido pelo radiômetro de superfície em até 2 horas antes do início da mesma, sendo que a maior diferença entre os canais pode ser observada em até 30 minutos antes do evento. Logo, para a análise de nuvens não precipitantes, os valores de  $ILW_C$  não foram estimados no período de 30 minutos antes ou depois de um evento precipitante de modo que a presença de gotas de chuva sobre o *radome* não influenciem na estimativa de  $ILW_C$ , bem como a formação de *virgas* que ocorrem nesses ambientes como primeira manifestação de eventos precipitantes. Neste estudo os eventos chuvosos foram classificados a partir das medidas realizadas pelos disdrômetros instalados em cada sítio principal. Além disso, para diminuir os efeitos na estimativa do MP3000A de nuvens com gotas de chuva, mas ainda não precipitante, conforme discutido anteriormente, foram considerados somente eventos na qual a máxima refletividade do VPR, medida pelo radar XPOL, fosse menor que 20 dBZ. Segundo Marshall e Palmer (1948), valores de refletividade desta ordem são associados a uma distribuição de gotas que

provocaria uma taxa de precipitação próxima a 0,25 mm/h. Adicionalmente, uma análise detalhada dos dados permitiu eliminar os casos de picos de temperatura de brilho associados a erros na estimativa da base da nuvem pelo radiômetro, ou os períodos onde o *radome* apresentava umidade, possivelmente devido à formação de orvalho sobre o mesmo.

Para a determinação do ILW a partir de medidas realizadas por radiossondagens locais foi utilizada a metodologia aplicada por Ingold et al. (1998) para calcular os valores de  $LWC_{adia}$  adiabático e sua integração ( $ILW_{adia}$ ), dado pela equação 4.5. Esses valores foram calculados somente para os eventos não precipitantes. Neste caso, a classificação utilizada para determinar os eventos sem chuva é baseada apenas nas observações realizadas pelo disdrômetro no sítio principal. Neste caso, considerou-se somente as radiossondas na qual não houve eventos de precipitação 30 minutos antes e depois de seu lançamento.

#### **5.1.2.1. Conteúdo de água líquida de nuvens**

Nesta seção foram analisadas as distribuições regionais encontradas para os valores de  $ILW_C$  de nuvens não precipitantes. A Figura 5.3 apresenta os histogramas de frequência relativa do  $ILW_C$  (a) e  $ILW_{adia}$  (b) para todos os experimentos do projeto CHUVA utilizados neste trabalho, cuja estatística pode ser visualizada na Tabela 5.5. Nota-se nesta figura, de uma forma geral, que as distribuições são relativamente similares, exceto para Alcântara que proporcionalmente apresentou nuvens com maior conteúdo de água líquida nas medidas com o radiômetro. A princípio, o efeito do entranhamento (BURNET; BRENGUIER, 2007) faria com que as distribuições medidas por sensoriamento remoto apresentassem menor conteúdo de água líquida que o estimado pela radiossondagem assumindo um processo adiabático, sem entranhamento de ar. Já o efeito microfísico resulta em conteúdos maiores de água líquida que aqueles calculados pela radiossonda. A figura mostra que o último efeito é predominante, em Alcântara e Fortaleza, sítios mais próximos à costa, uma vez

que as nuvens medidas apresentam maior conteúdo de água líquida do que aquele pelo método adiabático. Já no Vale do Paraíba, nota-se o contrário, o efeito de entranhamento domina sobre o de coalescência, uma vez que este fato está de acordo com o IWV dessa região, conforme mostrado anteriormente, muito inferior aos outros locais e, portanto o efeito do entranhamento é potencialmente forte.

A Tabela 5.5 mostra os valores médios e desvios-padrão para cada região e metodologia de estimativa. Nota-se que em Alcântara o valor médio de  $ILW_C$  foi de 0,36 mm, o maior dentre os sítios. Segundo Löhnert e Crewell (2003),  $ILW_C$  acima de 0,4 mm estaria associado à existência de gotas de chuva que afetam fortemente as temperaturas de brilho em micro-ondas. Segundo Kubar et al. (2009), 90% das nuvens quentes marítimas apresentam chuvisco quando os valores de  $ILW_C$  acima de 0,25 mm são observados. O que mostra que as nuvens não precipitantes em Alcântara apresentavam uma grande quantidade de água líquida no limiar de criar nuvens com gotas de chuva. Possivelmente, as nuvens quentes sobre a região apresentaram rápido processo de formação de gotas, gerando nuvens com altos valores de  $ILW_C$ . Fica evidente na Figura 5.3a que, acima de 0,2 mm, existe uma maior frequência dos altos valores em Alcântara. Contudo, nas distribuições adiabáticas (Figura 5.3b), a frequência de valores acima de 0,6 mm é muito menor se comparado às estimativas do radiômetro, o que enfatiza as afirmações acima sobre o processo microfísico predominante.

De um modo geral, o Vale do Paraíba apresenta a menor quantidade de água líquida, Belém e Fortaleza apresentam valores similares e, em Alcântara valores da ordem de 2,5 vezes maior que no Vale. Apesar de Belém e Fortaleza apresentarem valores médios similares, aproximadamente 0,23 mm, Belém apresentou um número de eventos sem chuva bastante inferior a Fortaleza (não mostrado), o que sugere que quando há nuvens em Belém, de uma forma geral, elas rapidamente evoluem para nuvens de convecção profunda associada à precipitação. De uma forma geral, nota-se na Tabela 5.5

que o comportamento médio das estimativas adiabáticas apresenta-se superior àquele estimado pelo radiômetro para os sítios mais continentais, destacando assim, nessas regiões, a importância do processo de entranhamento de ar não saturado dentro das nuvens, que provocam a evaporação das gotículas e consequente redução dos valores de LWC.

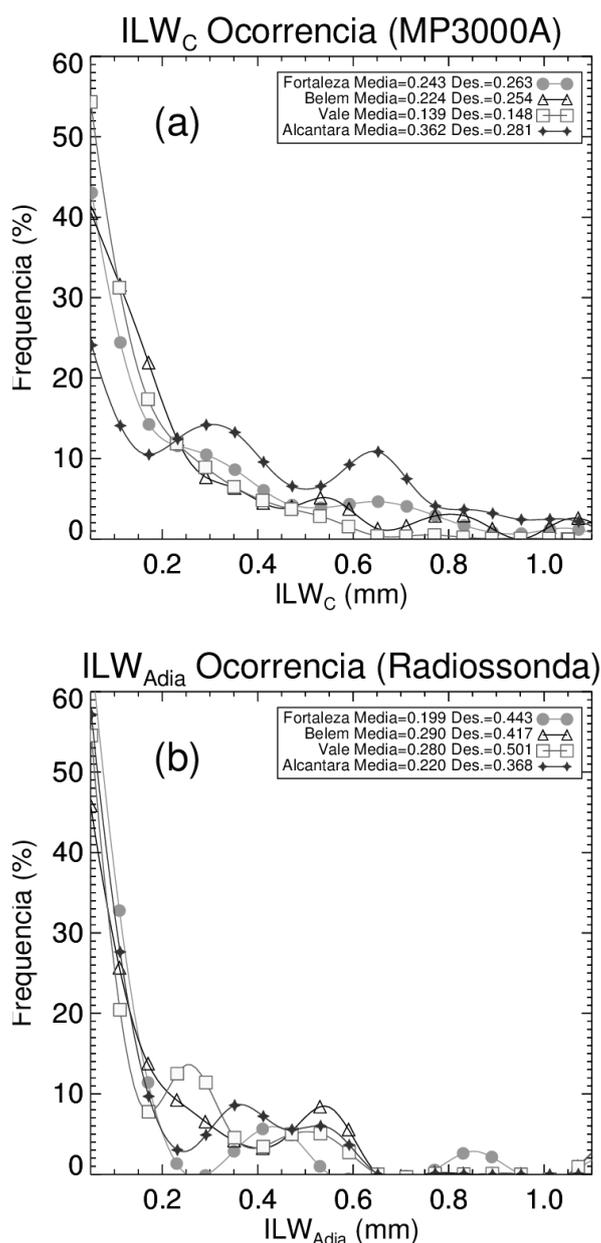


Figura 5.3 – Histograma de frequência relativa do conteúdo de água líquida de nuvens para todos os sítios da campanha CHUVA, estimados pelo (a) MP3000A (ILW<sub>C</sub>, mm) e (b) pelo método adiabático pela radiossonda (ILW<sub>adia</sub>, mm).

### 5.1.2.2. $ILW_C$ em função da espessura da nuvem

O experimento de Fortaleza contou com medidas de um LIDAR co-localizado ao radiômetro de superfície para analisar a relação entre a espessura da nuvem não precipitante e seu conteúdo de água líquida. A Figura 5.4 apresenta os diagramas de caixa (ou *boxplot*, em inglês) dos valores de água líquida para cada camada de nuvem em faixas de 100 m. Analisando essa relação, nota-se que a mediana de  $ILW_C$  aumenta com o aumento da espessura, o que significa que existe uma tendência das nuvens mais espessas apresentarem maior conteúdo de água líquida. Além disso, fica evidente nesta figura que existe uma maior variabilidade dos valores em nuvens com maior espessura, principalmente os mais elevados, e um aumento gradativo dos máximos com o aumento da camada. Observa-se, ainda, que os valores inferiores à mediana estão mais próximos, enquanto que os superiores estão distantes, o que indica uma maior variação dos mais altos valores de  $ILW_C$ . Analisando nuvens stratus com gelo, Korolev et al. (2007) encontrou uma relação linear entre o ILW e a espessura da nuvem. Neste estudo, as nuvens são não precipitantes e mais finas do que aquelas estudadas por Korolev et al.. Nenhuma parametrização foi aplicada ao relacionamento entre  $ILW_C$  e espessura em função das diferenças regionais que mostram grande variabilidade, mesmo para o próprio sítio.

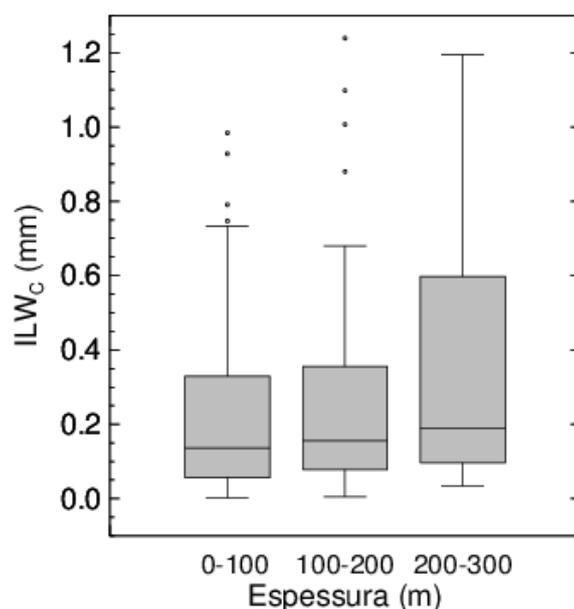


Figura 5.4 –  $ILW_c$  (mm) estimado pelo radiômetro de superfície relacionado à espessura da nuvem (m) estimada pelo LIDAR em nuvens não precipitantes em Fortaleza/CE.

## 5.2. Nuvens precipitantes

O conhecimento das características microfísicas da chuva são de suma importância para o sensoriamento remoto da precipitação. Uma das propriedades fundamentais é a distribuição do tamanho da gota, e suas derivações: taxa de precipitação, conteúdo de água líquida e refletividade radar. As DSDs são determinadas na superfície a partir do uso de disdrômetros. Durante os experimentos do projeto CHUVA, dois tipos de disdrômetro foram utilizados: o JWD e o PARSIVEL. Sobre a sua precisão, diversos trabalhos são endereçados para a comparação e validação desses instrumentos, como por exemplo, Tokay et al. (2001), Jaffrain e Berne (2011), entre outros. Além disso, o uso de radares para a caracterização da coluna de chuva na atmosfera tem sido uma ferramenta importantíssima, uma vez que, medidas *in situ* a partir de sensores a bordos de aeronaves são menos frequentes e apresentam alto custo. Desse modo, para caracterizar as propriedades da chuva sobre cada sítio da campanha CHUVA foram utilizadas

informações provenientes desses dois equipamentos, baseando-se na estratégia de medidas descritas anteriormente.

### **5.2.1. Classificador do tipo de precipitação**

Para determinar as características microfísicas e macrofísicas associadas aos diferentes sistemas precipitantes foi desenvolvido um algoritmo de identificação de tipo de nuvem precipitante. Um dos maiores desafios da classificação do tipo de precipitação, baseada nos VPRs, é a identificação da banda brilhante, que é uma região de derretimento associada a nuvens estratiformes. Diversos trabalhos (FABRY; ZAWADZKY, 1995; KLAASSEN, 1998; GOURLEY; CALVERT, 2003) foram realizados de modo a construir técnicas que permitissem a identificação da BB utilizando apenas a informação sobre a variação da refletividade radar com a altura, visto que a refletividade observada abaixo da região de derretimento em um perfil de chuva estratiforme apresenta um ponto de máximo (Figura 5.5, perfil cinza-escuro). Esse pico de refletividade na região da BB ocorre devido as partículas sólidas de gelo começarem a fundir, apresentando uma película de água em torno do hidrometeoro em processo de descongelamento. Maiores detalhes podem ser encontrados em Battan (1973) e Houze (1996). Segundo Steiner (1995) essa informação é de suma importância para classificação de precipitação estratiforme. No entanto, existem perfis de chuvas estratiformes onde a BB não apresenta um pico de refletividade tão pronunciado (AWAKA et al., 2009), o que pode provocar erros de classificação nesse tipo de precipitação.

Por outro lado, para chuva convectiva, o VPR vai depender do estágio de vida e da intensidade da convecção e, conseqüentemente, dos movimentos verticais dentro da nuvem (YUTER; HOUZE, 1995). Nos estágios iniciais, as células convectivas apresentam valores de refletividade uniformes com a altura. No entanto, quando a nuvem torna-se mais vigorosa (Figura 5.5, perfil preto), o VPR apresenta uma forma bem definida, na qual, altas refletividades são observadas próximas à superfície até o nível de congelamento. Em

seguida, os valores tendem a diminuir gradativamente com a altitude (ZIPSER; LUTZ, 1994). Os maiores valores de refletividade próximos à superfície são observados antes de a nuvem entrar no estágio de transição para estratiforme. Segundo Steiner et al. (1995), os valores acima de 40 dBZ podem ser usados como indicadores da presença de chuva convectiva. Zhang et al. (2008) aplicou um limiar de 50 dBZ para aumentar a precisão da classificação. Já Awaka e Iguchi (2009) usaram o valor de 39 dBZ para essa finalidade. Como pode ser notado, esse limiar é considerado um parâmetro adaptável para nuvens convectivas. Para chuva quente, a fase de gelo não tem um papel significativo nos processos de precipitação (COTTON, 1982). Sendo assim, os VPRs apresentam valores de refletividade praticamente abaixo do nível de congelamento (Figura 5.5, perfil cinza-claro).

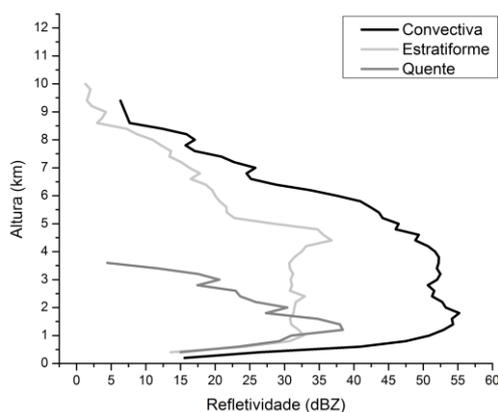


Figura 5.5 – Perfis verticais de refletividade radar (VPRs) para chuva estratiforme (linha cinza-claro sólida) em 13 de abril de 2011 às 11:31, convectiva (linha preta sólida) em 12 de abril de 2011 às 15:31 e chuva quente (linha cinza-escuro sólida) em 17 de abril de 2011 às 11:51 em Fortaleza/CE.

No intuito de desenvolver uma técnica de classificação desses sistemas precipitantes foram realizadas análises da estrutura vertical da chuva pelo radar polarimétrico. Para o controle da classificação, os sistemas a serem identificados foram escolhidos visualmente, baseando-se na distribuição espacial da refletividade e na presença da BB a partir do RHI. Fundamentando-

se nos trabalhos de Fabry e Zawadzky (1995), Steiner et al. (1995), Klaassen (1998), Gourley e Calvert (2003), Awaka et al. (2007), Zang et al. 2008 e Xu et al. (2008), uma das variáveis analisadas foi a variação vertical da refletividade radar ( $dZ/dH$ ) a partir dos VPRs na altura próxima ao nível de derretimento. Segundo Awaka et al. (2007), uma distância de 2,5 km envolta de 0 °C (área de busca) seria o suficiente para a determinação do posicionamento do pico de refletividade associado à BB. Apesar disso, com o intuito de determinar mudanças bruscas associadas à presença da BB, os valores de  $dZ/dH$  utilizados neste estudo foram computados dentro de uma camada de 1 km, cuja mediana foi a altura do 0°C para sistemas convectivos e o nível de máxima refletividade próxima ao 0°C (pico da BB) para os sistemas estratiformes dentro do conjunto de controle. Sendo assim, limiares empíricos em todos os experimentos foram gerados e usados como parte da classificação dos sistemas estratiformes. O nível de descongelamento foi obtido a partir dos perfis de temperatura das radiossondas lançadas a cada 6 horas.

A Figura 5.6a mostra os histogramas de frequência relativa de  $dZ/dH_{\text{superior}}$  para a camada de 1 km acima do 0°C/BB, enquanto que a Figura 5.6b mostra a camada inferior ( $dZ/dH_{\text{inferior}}$ ), para eventos convectivos (linha cinza) e estratiformes (linha preta) apenas no experimento da campanha CHUVA em Fortaleza/CE. As médias e desvios-padrão para todos os sítios podem ser observados na Tabela 5.1. Nota-se, em ambas as figuras, que os sistemas estratiformes apresentam grande variação com o aumento da altura. Tais valores representam a inclinação do VPR, que é mais acentuada para eventos estratiformes do que para os convectivos, como era de se esperar. Nota-se ainda que na parte superior ambos apresentam valores negativos, contudo, os eventos de nuvens estratiformes são mais acentuados. Para a determinação da banda brilhante, os níveis inferiores são de grande importância, pois é abaixo do nível de congelamento que se encontra a mesma. Observa-se na Figura 5.6b que os valores de  $dZ/dH$  são positivos em boa parte da distribuição para os eventos estratiformes, enquanto que os convectivos são em quase sua

totalidade negativos. Tais comportamentos podem ser utilizados para determinar automaticamente se uma nuvem é convectiva ou estratiforme. Porém, nota-se uma sobreposição entre as duas distribuições, o que é um indício de que somente essa variável não é suficiente para classificar perfis estratiformes. Esse fato ocorre devido à própria natureza do VPR, na qual um perfil convectivo pode estar em transição para estratiforme, ou mesmo perfis convectivos em dissipação que podem apresentar um aumento considerável de refletividade nos níveis mais baixos. Contudo, essa sobreposição pode também ser resultado de subamostragem de *bins*, ruídos, e outros fatores técnicos.

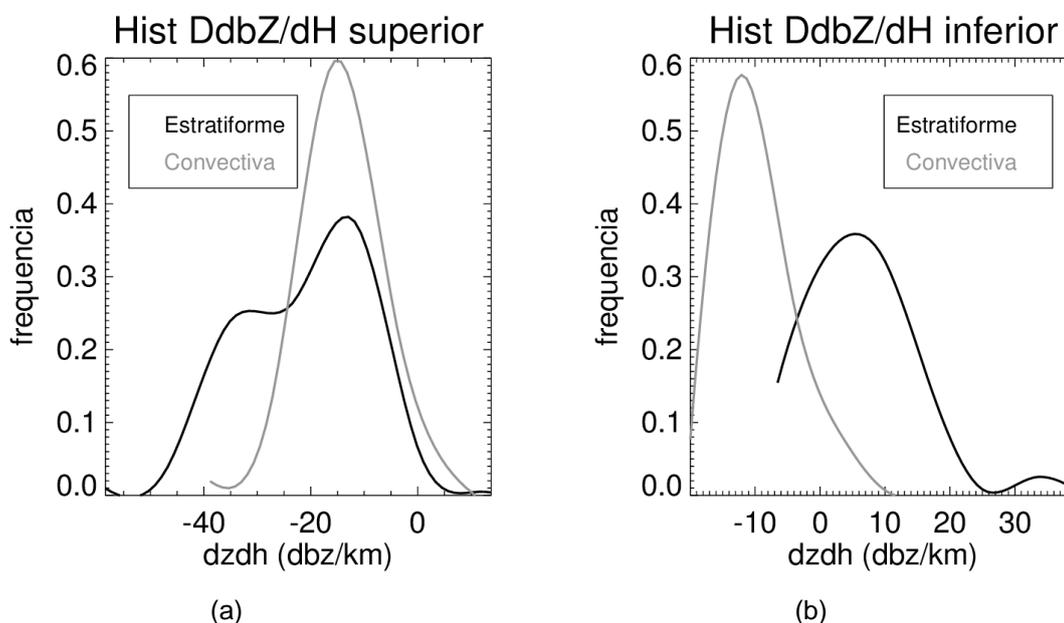


Figura 5.6 – Histogramas de DdBZ/dH (dBZ/km) na camada superior (a) e inferior (b) ao nível de 0°C para sistemas convectivos (linha cinza) e da BB para os estratiformes (linha preta) em Fortaleza/CE.

Assim, é necessário adicionar um segundo parâmetro para melhorar a qualidade da classificação do tipo de nuvem. O parâmetro que melhor se ajustou a classificação foi o coeficiente de correlação cruzada ( $\rho_{HV}$ ) que é a correlação entre as componentes vertical e horizontal do sinal polarizado que retorna ao radar (BALDINI; GORGUCCI, 2006). Os menores valores de  $\rho_{HV}$  estão associados às maiores misturas de forma, tamanho, orientação e excentricidade (SHARFENBERG et al., 2005). Segundo Beaver e Bringi (1997), o  $\rho_{HV}$  pode ser utilizado para destacar a presença da banda brilhante mesmo

quando essa é muito fraca, visto que as diferentes formas observadas por gelo em processo de descongelamento podem provocar variações significativas. Segundo Balakrishnan e Zrníc (1990), a amplitude dos valores de  $\rho_{HV}$  é muito pequena. Portanto, para o desenvolvimento da técnica, foi necessário maximizar os valores de modo a melhor caracterizar a presença da banda brilhante. Desse modo, os maiores valores obtidos pela equação 5.1 seriam associados à presença da banda brilhante abaixo do nível de congelamento.

$$\rho_{HV}' = 10^{\frac{1}{\rho_{HV}}} - 10 \quad (5.1)$$

Após testes de sensibilidade, foram utilizados os valores médios de  $\rho_{HV}'$  dentro da camada de 1 km abaixo do pico da BB, e 200 m acima do mesmo, onde a classificação de nuvens apresenta um sinal maximizado. A Figura 5.7 mostra os histogramas dos valores de  $\rho_{HV}'$  entre sistemas convectivos e estratiformes para Fortaleza/CE. Para nuvens convectivas, não são observadas grandes variações associadas a essa variável polarimétrica, e a maior parte dos valores são menores que 2. Contudo, o sinal observado para sistemas estratiformes são superiores, tanto na média quanto o desvio-padrão, quando comparados as nuvens convectivas.

Tabela 5.1 – Valores médios e desvios-padrão de DdBZ/dH e  $\rho_{HV}'$  para todos os sítios da campanha CHUVA.

Sítio		DdBZ/dH <sub>superior</sub> (Média/Desvio)	DdBZ/dH <sub>inferior</sub> (Média/Desvio)	$\rho_{HV}'$ (Média/Desvio)
<b>Fortaleza/CE</b>	Estratiforme:	-15,24/12,45	10,27/8,26	3,20/2,97
	Convectivo:	-8,06/8,53	-5,73/5,56	1,14/0,56
<b>Alcântara/MA</b>	Estratiforme:	-19,19/13,48	16,27/8,32	1,60/1,79
	Convectivo:	-5,11/7,64	-8,18/14,86	0,35/0,21
<b>Belém/PA</b>	Estratiforme:	-15,78/12,76	10,85/7,60	3,90/3,54
	Convectivo:	-5,89/11,85	-4,69/8,62	1,45/1,13
<b>Vale do</b>	Estratiforme:	-15,54/13,87	16,55/8,85	2,00/2,23
<b>Paraíba/SP</b>	Convectivo:	-3,60/6,61	-0,04/10,30	1,24/0,65

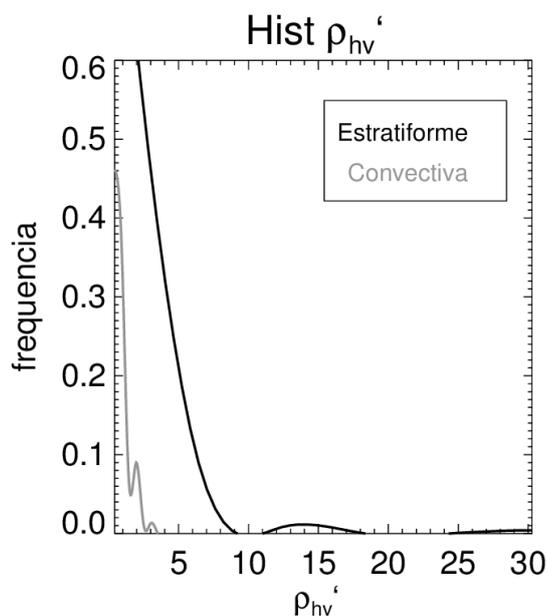


Figura 5.7 – Histogramas de  $\rho_{HV'}$  (adimensional) na camada de 1km abaixo do nível de  $0^{\circ}\text{C}$  e 200m acima para sistemas convectivos (linha cinza) e estratiformes (linha preta) em Fortaleza/CE.

Assim, para a determinação da BB foram sugeridos três limiares independentes. Os dois primeiros são definidos pelo valor médio de  $dZ/dH_{\text{inferior}}$  e  $dZ/dH_{\text{superior}}$  adicionados aos seus desvios-padrão (Equação 5.2), respectivamente,  $LZH_{\text{inf}}$  e  $LZH_{\text{sup}}$ . Assim, dada a distribuição de um determinado perfil, a média mais o desvio-padrão no nível superior deve ser inferior ao limiar de  $LZH_{\text{sup}}$ , e no nível inferior deve ser superior a  $LZH_{\text{inf}}$ . Isso se dá pelo fato que as nuvens estratiformes apresentam uma maior variação e valores positivos/negativos na camada inferior/superior comparados com as nuvens convectivas. O terceiro limiar de detecção da BB é baseado no valor médio de  $\rho_{HV'}$  adicionado o seu desvio-padrão ( $L\rho$ , equação 5.3). Sendo assim, para um determinado perfil, a média na área de busca de  $\rho_{HV'}$  deve ser superior ao limiar, devido ao fato que os eventos convectivos apresentam valores inferiores se comparados aos estratiformes. Já a determinação dos sistemas convectivos é mais simples e confiável, uma vez que diversos trabalhos já identificaram limiares associados a esse tipo de evento, como descrito anteriormente. Logo, baseando-se no trabalho de Awaka et al. (2007), se a

refletividade radar nas camadas inferiores do perfil for superior a 39 dBZ ( $dBZ_{CONV}$ ), e não estiver associada a BB, esse sistema é convectivo.

$$LZH_{sup/inf} = \overline{dZ/dH}_{sup/inf} + \sigma_{sup/inf} \quad (5.2)$$

$$L\rho' = \overline{\rho_{HV}'} + \sigma_{\rho} \quad (5.3)$$

As nuvens quentes foram classificadas como aquelas cuja refletividade está contida completamente abaixo do nível de congelamento (obtido pela radiossonda). Assim, se o IFQ (índice de frequência quente) for igual a 1, significa que todo o perfil se encontra na camada quente da nuvem.

$$IFQ = \frac{N_{Down} - N_{Up}}{N_{Down} + N_{Up}} \quad (5.4)$$

em que,  $N_{down}$  é dado pela contabilização de níveis com valores de refletividade válidos ( $> -35$  dBZ) na camada entre as alturas do NCL e  $0^{\circ}C$ , enquanto que  $N_{Up}$  é baseado na camada acima do nível de derretimento até o limite do VPR (14 km).

A Figura 5.8 mostra o fluxograma do algoritmo desenvolvido para a classificação dos sistemas baseados nos dados de radar. Para tanto, é necessário suprir o algoritmo com os perfis de refletividade e  $\rho_{HV}$ , além de outros parâmetros, como: o nível de congelamento e os limiares  $LZH_{SUP/INF}$ ,  $L\rho'$  e o de convecção ( $dBZ_{conv} = 39dBZ$ ). O primeiro passo é realizar um controle de qualidade nos dados do radar, evitando possíveis erros associados ao não preenchimento do *bin* e a ruídos associados aos efeitos de superfície. Os sistemas que não atenderam nenhuma das condições foram classificados como outro tipo de nuvem.

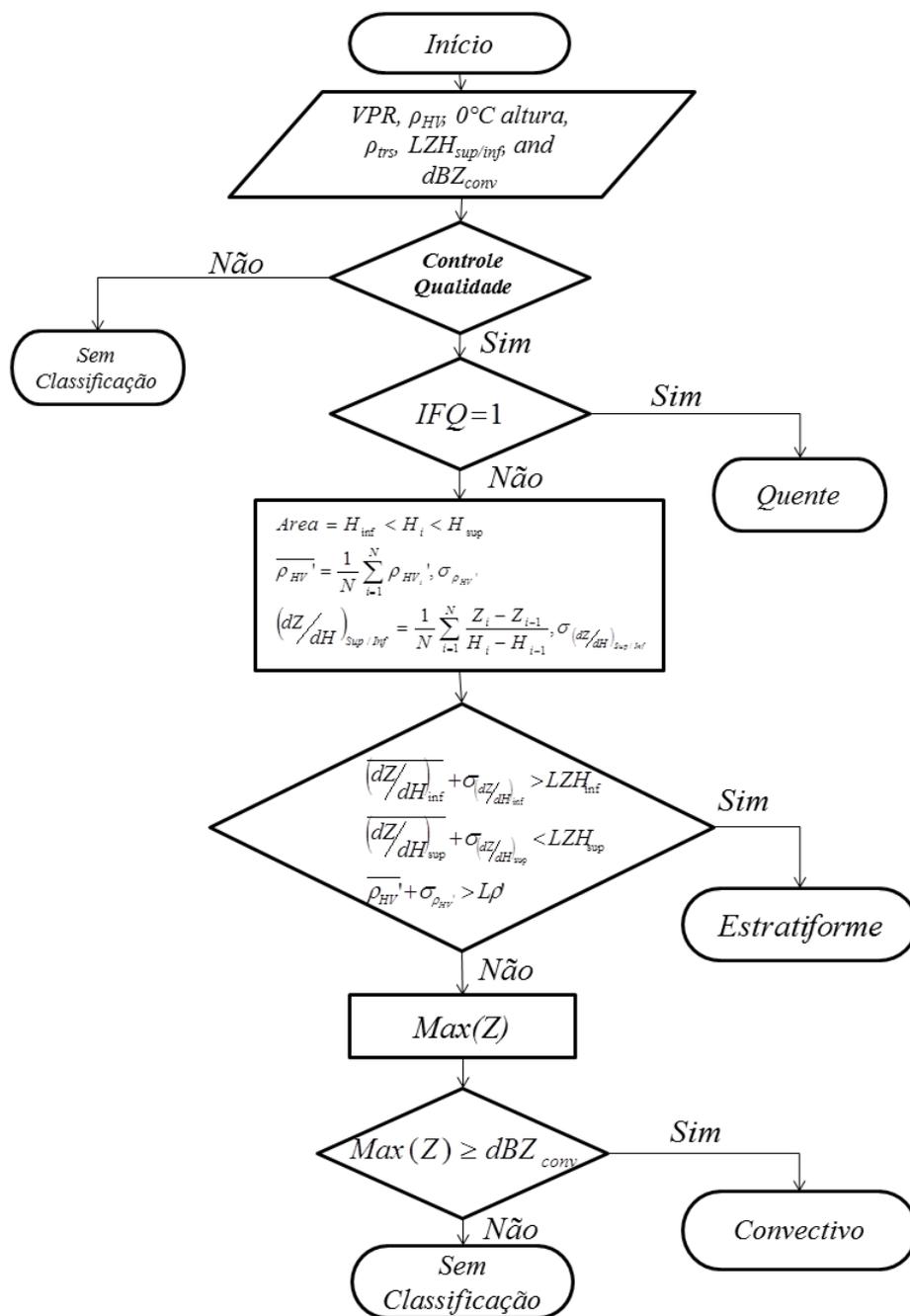


Figura 5.8 – Esquema representativo para a classificação do tipo de sistemas pela análise dos perfis de refletividade radar.

### 5.2.2. Características regionais da precipitação

De modo a analisar o comportamento das chuvas em função da taxa de precipitação na superfície medidas pelo disdrômetro, foi analisada a

distribuição da chuva em função de sua intensidade, ou seja: chuva fraca (1 à 2,5 mm/h), moderada (2,5 à 10 mm/h), forte (10 à 50 mm/h) e intensa (acima de 50 mm/h). A Figura 5.9 apresenta o diagrama de caixa para cada intensidade em função dos experimentos analisados neste estudo. Os valores médios para cada classe podem ser visualizados pelos círculos cinza dentro das caixas. Nota-se nesta figura que eventos de chuva fraca apresentaram grande uniformidade sobre Fortaleza, onde os valores abaixo e acima da mediana apresentaram a mesma distribuição e, conseqüentemente, a média foi próxima à mediana. Isso reflete uma maior uniformidade dos processos que produzem baixas taxas de chuva. Belém apresentou os maiores valores entre os experimentos, enquanto que o Vale e Alcântara mostraram as menores taxas, sendo que, no primeiro, uma maior variação foi observada.

Com relação à chuva moderada, observou-se que existe uma grande variabilidade entre os sítios, possivelmente associada a uma mistura do processo de formação de precipitação. Já as variações dentro do conjunto de cada sítio mostra que, para Fortaleza e Belém, os valores da taxa de chuva apresentam uma concentração próxima dos valores mais baixos. Contudo, no segundo sítio, a média foi afetada pelos valores superiores mais esparsos. O Vale apresentou um comportamento cujas taxas de precipitação são mais próximas do limiar superior com baixa variação, o que elevou o valor da chuva média. Por outro lado, Alcântara apresentou uma maior uniformidade da chuva moderada, possivelmente relacionada à frequência de eventos quentes dominantes, como será analisado posteriormente.

Com relação às classes de chuva mais fracas, fica evidente que os sítios mais próximos à costa apresentam baixa variação e maior uniformidade, o que pode estar associado ao fato que os sistemas que provocam esse tipo de precipitação são mais eficientes e apresentam um processo de formação de chuva semelhante. Para as taxas mais fortes, o Vale foi aquele que apresentou os maiores valores, seguido por Belém. Isso é um reflexo da atividade convectiva sobre a região.

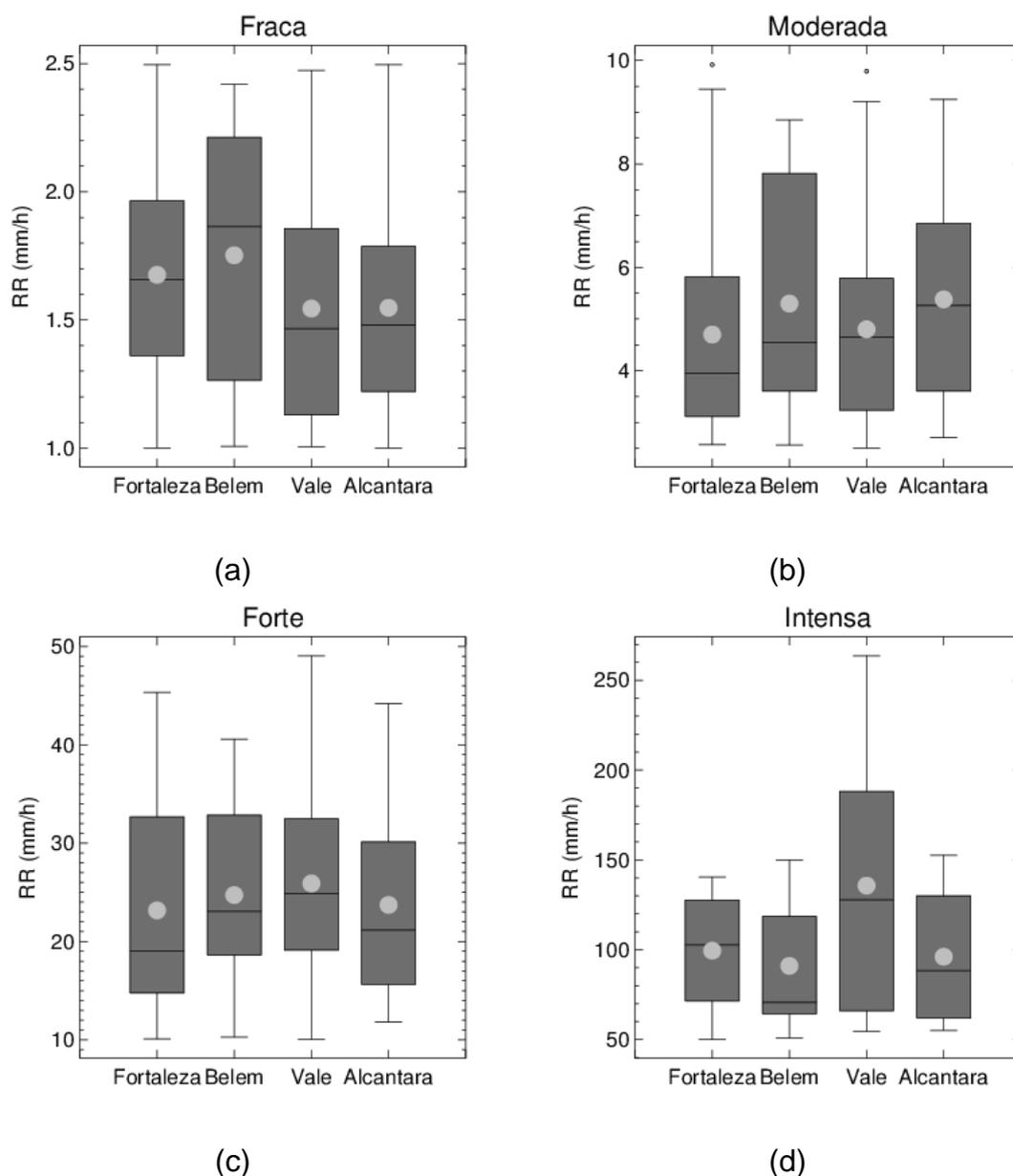


Figura 5.9 – Diagrama de caixa da taxa de precipitação observada sobre cada sítio da campanha CHUVA em função de sua intensidade: (a) chuva fraca (1 à 2,5mm/h); (b) moderada (2,5 à 10mm/h); (c) forte (10 à 50mm/h); e (d) intensa (acima de 50mm/h). Os valores médios são representados pelos círculos cinza no interior da caixa.

Os resultados anteriores mostram que existe uma grande variabilidade da precipitação associada a diferentes tipos de taxas de chuva, o que reflete os processos de formação de precipitação e conseqüentemente os diferentes tipos de nuvens. Baseando-se nas classificações para diferentes tipos de sistemas precipitantes, a Tabela 5.2 apresenta a frequência desses eventos e

as taxas de precipitação médias (superiores a 0,1 mm/h) para os diferentes tipos de nuvens (convectiva, estratiforme com banda brilhante e quente) em todos os sítios da campanha CHUVA. Vale ressaltar que a Tabela 5.2 refere-se apenas a eventos que fazem parte do detalhamento deste estudo. Ou seja, em alguns sítios, mais de 50% dos eventos precipitantes estão associados a outras classes de nuvens, como por exemplo: nuvens altas, nuvens estratiformes sem banda brilhante, nuvens convectivas fracas ( $Z < 39$  dBZ), eventos quentes com nuvens altas acima de seu topo, eventos possivelmente quentes que evoluíram até níveis superiores ao  $0^{\circ}\text{C}$  [nuvens convectivas rasas ( $Z < 39$  dBZ)], entre outros.

Observa-se na Tabela 5.2 que os eventos estratiformes apresentaram uma frequência maior sobre o sítio de Fortaleza, mas as maiores taxas de chuva foram associadas às nuvens observadas sobre Alcântara. Já as nuvens convectivas apresentaram uma taxa de precipitação mais acentuada sobre o Vale e Belém, regiões conhecidas pela sua atividade convectiva. Os eventos de chuva quente foram mais intensos sobre Alcântara do que sobre Fortaleza, apesar de que, neste último, os valores absolutos de ocorrência desses eventos foram superiores aos outros sítios. Nota-se pela tabela que existe uma grande variabilidade dos sistemas atuantes sobre cada sítio e, como a taxa de precipitação responde diferentemente entre eles, isso está associado às características microfísicas dentro da nuvem. Como pode ser visto nas análises anteriores, o tipo de processo de formação de precipitação apresenta uma regionalidade explícita. Maiores detalhes sobre as propriedades e sua relação com a chuva na superfície serão dados nas próximas seções.

Tabela 5.2 – Ocorrência dos eventos precipitantes ( $RR > 0,1\text{mm/h}$ ) sobre os principais sítios durante os experimentos do CHUVA.

<b>Sítio</b>	<b>Fortaleza</b>		<b>Belém</b>		<b>Vale</b>		<b>Alcântara</b>	
<b>Tipo de precipitação</b>	%	$\overline{RR}$	%	$\overline{RR}$	%	$\overline{RR}$	%	$\overline{RR}$
<b>Estratiforme (com BB)</b>	36	1,8	19	1,8	27	2,4	26	3,7
<b>Convectiva</b>	8	46,2	8	61,6	6	62,5	6	27,5
<b>Quente</b>	12	3,6	25	4,9	14	1,9	19	7,2
<b>Total</b>	100	5,7	100	10,4	100	5,8	100	7,1

### 5.2.2.1. Relações ZR e ZW

Os radares são hábeis para descrever a estrutura tridimensional da precipitação com alta resolução espacial e temporal, pois existe uma relação física entre a refletividade radar e a taxa de precipitação. Entretanto, em alguns casos, dependendo da altura onde se observa a chuva dentro da nuvem, esta não é a mesma da superfície (ZAWADZKI, 1984). A chamada relação ZR (MARSHALL, 1969) determina a taxa de precipitação na superfície a partir da refletividade radar, sendo vastamente utilizada, contudo, existe uma série de incertezas associadas (AUSTIN, 1969; CAMPOS; ZAWADZKI, 2000). Sua variação depende de uma série de aspectos, tais como: o tipo de nuvem, a DSD, a massa de ar que a origina, o local, o tipo de sistema precipitante, entre outros (BATAN, 1993; TENÓRIO et al., 2012). Steiner et al. (2004) apresentaram estudos associados a interpretação microfísica dos coeficientes da equação. A Tabela 5.3 apresenta as relações ZR para dois instrumentos (JWD; PARSIVEL) para os diferentes sítios e tipos de sistemas. Para isto, a relação entre  $Z$  ( $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ ) e  $R$  ( $\text{mm/h}$ ) foi aproximada para uma exponencial da forma tradicional ( $Z = \alpha R^\beta$ ). Segundo Batan (1993) e Steiner e Houze (1997), os valores de  $\alpha$  devem variar de poucas dezenas a algumas centenas, e  $\beta$  entre 1 e 3. Contudo, alguns autores mostraram que  $\alpha$  pode ser ainda superior (UIJLENHOET et al., 2003).

Outra relação importante em meteorologia por radar é a conversão da refletividade em conteúdo de água líquida, chamada aqui de ZW. Segundo Hagen e Yuter (2003), essa relação é menos frequente que a ZR. De modo a determinar esta relação pelos disdrômetro de superfície, a mesma metodologia aplicada a ZR foi replicada para ZW. A Tabela 5.3 mostra os ajustes entre as relações ZR e ZW para todos os sítios e sistemas classificados. Nota-se que, mesmo entre os sítios, existem diferenças significativas entre os coeficientes das relações apresentadas e, tais diferenças, refletem predominância dos sistemas observados e seus processos de formação de gotas de chuva. Além disso, nota-se que existem diferenças entre os instrumentos que estão

associados ao limite de tamanho da gota observada (TOKAY, 2001; THURAI et al. 2011).

Segundo Steiner et al. (2004), os coeficientes da relação ZR podem revelar algumas características microfísicas, as quais serão detalhadas nas seções posteriores. Por exemplo, quando a chuva apresenta uniformidade dos processos de formação de precipitação, o coeficiente  $\beta$ , que representa a forma da distribuição, se aproxima de 1. Já o coeficiente multiplicador  $\alpha$ , para alguns tipos de distribuições (i.e. gama), tende a aumentar com relação ao tamanho médio das gotas precipitantes. Logo, estes valores contidos nas relações ZR foram analisados. Pode-se afirmar que a chuva sobre cada sítio não é uniforme, haja vista a grande variabilidade dos valores do coeficiente  $\beta$ , variabilidade esta que também é encontrada em  $\alpha$ , que reflete o tamanho da gota.

Nota-se na Tabela 5.3, pelas equações baseadas nas DSDs obtidas pelo PARSIVEL, que Alcântara foi o sítio que apresentou as maiores gotas e que mais se aproximou de uma maior uniformidade dos processos de precipitação, dado os menores valores de  $\beta$ , os quais indicam que o processo de chuva foi mais contínuo dentro dos sistemas observados. Esse fato pode estar associado aos processos de coalescência, uma vez que os eventos de chuva quente apresentaram predominância. Já o Vale do Paraíba apresentou o segundo maior  $\alpha$ , o que significa que as gotas geradas, na média, foram superiores. Contudo, foi este sítio que apresentou a menor uniformidade, o que está associada a maior variação dos processos microfísicos, tendo em vista que foi nesta região onde as maiores e menores taxa de precipitação foram observadas, associadas a eventos convectivos e quentes, respectivamente. Isso significa que os processos de formação de precipitação apresentaram uma maior mistura. Belém também apresentou uma característica semelhante. Como essas regiões são caracterizadas por forte convecção, os processos de formação de gotas de chuva são semelhantes. Fortaleza apresentou um comportamento mediano com relação aos outros sítios, o que refletiu em

distribuição da taxa de chuva na superfície mais uniforme, como pode ser visto na Figura 5.9, com ressalva a chuva moderada.

Relações ZRs e ZWs também foram construídas para os diferentes tipos de precipitação, que neste caso foram consideradas as observações entre todos os sítios em um mesmo conjunto. Observa-se nesta tabela que eventos convectivos apresentaram maior tamanho de gotas e maior uniformidade em comparação aos outros eventos, como era de se esperar (ATLAS; WILLIAMS, 2003). Contudo, variações entre os sítios podem indicar os efeitos do ciclo de vida desses sistemas, já que este pode modificar o parâmetro de uniformidade e a mediana do tamanho de gotas ( $D_0$ , variável mais indicada para classificar os sistemas em função do tamanho da gota (TOKAY; SHORT, 1996) que podem diminuir, principalmente, devido aos processos de transição (STEINER et al., 2004). Já os sistemas quentes e estratiformes mostraram características peculiares. Como os eventos estratiformes são caracterizados por um tamanho menor de gota, esperava-se que o coeficiente  $\alpha$  fosse inferior, o que foi justamente observado para os eventos quentes. Tal propriedade está associada à variabilidade desses sistemas associada a cada sítio, o que, no geral, afeta drasticamente a relação ZR. Como veremos nas seções posteriores, os sítios estudados neste trabalho apresentaram diferenças consideráveis entre suas distribuições do tamanho de gota, o que reflete também na relação ZW.

### **5.2.3. IWV associados às nuvens precipitantes**

Na seção 6.1 foram realizados testes do IWV de nuvens precipitantes na radiação ascendente que foram baseados na média e desvio-padrão do conjunto observado pelas radiossondas para os diferentes sistemas precipitantes, mais especificamente, os eventos de chuva quente. Sendo assim, baseados na classificação dos sistemas, os valores de IWV para as nuvens observadas em todos os experimentos podem ser visualizados na Tabela 5.4. Observa-se nesta tabela que, no sítio de Fortaleza, os eventos

convectivos apresentaram os maiores valores de IWV, seguidos pelos eventos quentes e estratiformes, respectivamente. Com relação aos outros sítios, observou-se que os eventos estratiformes foram aqueles cujo IWV foram mais pronunciados do que os outros dois tipos de nuvens. As informações provenientes sobre o tamanho dos sistemas observados (não mostrados) pelas imagens em RHI revelaram que os sistemas estratiformes em Fortaleza foram superiores àqueles observados nas outras campanhas, com extensões que se comparavam ao limite de alcance de detecção do radar, aproximadamente 100 km de diâmetro. Se for levado em consideração o efeito de atenuação pela chuva do XPOL, possivelmente, esses sistemas foram ainda superiores. Logo, tais eventos poderiam ter sido mais eficientes na conversão de vapor d'água para água líquida, diminuindo assim os valores de IWV na coluna atmosférica.

As maiores diferenças entre os eventos convectivos e estratiformes foram observadas em Belém e Vale do Paraíba, o que pode estar relacionado à dinâmica da precipitação sobre essas regiões, uma vez que os sistemas convectivos são mais eficientes em produzir precipitação do que nos outros dois sítios, como foi verificado nas análises anteriores, que consequentemente acelera a transformação de vapor d'água em água líquida de nuvens e precipitação. Além disso, uma fase fria bem desenvolvida, como será visto adiante, pode aumentar o processo de deposição de vapor sobre o gelo em baixas temperaturas (ROGERS; YAU, 1989). Outra característica dos sistemas convectivos, sejam eles rasos ou não, é o seu alto desvio-padrão, o que o difere dos sistemas estratiformes. Isso mostra uma variabilidade da distribuição de vapor d'água durante sua presença, devido ao seu rápido ciclo de vida.

Tabela 5.3 – Relações entre LWC, RR e Z para todas as campanhas CHUVA e sistemas precipitantes.

Sítios	ZR				ZW			
	JWD	$r^2$	PARSIVEL	$r^2$	JWD	$r^2$	PARSIVEL	$r^2$
<b>Fortaleza</b>	–		$Z = 304.59R^{1.314}$	0,98	–		$Z = 7030.25LWC^{1.452}$	0,94
<b>Belém</b>	$Z = 233.90R^{1.359}$	0,96	$Z = 322.01R^{1.337}$	0,97	$Z = 12177.99LWC^{1.505}$	0,91	$Z = 8132.60LWC^{1.456}$	0,93
<b>Alcântara</b>	–		$Z = 351.95R^{1.272}$	0,97	–		$Z = 9634.38LWC^{1.481}$	0,94
<b>Vale</b>	$Z = 302.91R^{1.361}$	0,96	$Z = 337.20R^{1.387}$	0,97	$Z = 17785.59LWC^{1.492}$	0,90	$Z = 6323.18LWC^{1.466}$	0,86
<b>Estratiforme</b>			$Z = 334.44R^{1.407}$	0,93			$Z = 8452.02LWC^{1.444}$	0,80
<b>Convectiva</b>			$Z = 417.49R^{1.334}$	0,95			$Z = 13137.03LWC^{1.360}$	0,86
<b>Quente</b>			$Z = 192.47R^{1.468}$	0,88			$Z = 3257.74LWC^{1.355}$	0,64
<b>Total*</b>			$Z = 268.44R^{1.414}$	0,93			$Z = 6352.29LWC^{1.466}$	0,79

\*Apenas para colocações com o radar polarimétrico.

Tabela 5.4 – Conteúdo de vapor d'água associado a eventos precipitantes sobre Fortaleza/CE.

Sítio	Fortaleza		Belém		Vale		Alcântara	
Tipo de precipitação	$\overline{IWV}$	$\sigma_{IWV}$	$\overline{IWV}$	$\sigma_{IWV}$	$\overline{IWV}$	$\sigma_{IWV}$	$\overline{IWV}$	$\sigma_{IWV}$
<b>Estratiforme</b>	52,06	2,61	52,56	0,21	41,28	5,76	56,23	3,26
<b>Convectiva</b>	68,19	8,77	47,27	5,58	27,88	11,98	55,73	5,09
<b>Quente</b>	53,11	6,78	47,02	5,09	27,87	18,90	52,95	3,55

#### 5.2.4. Conteúdo de água líquida de chuva

Nesta seção, será analisado o comportamento do conteúdo de água líquida associado à chuva dentro da nuvem. Apenas as quantidades na camada quente das nuvens foram consideradas, i.e., da base da nuvem, medida pelo NCL até abaixo do nível de derretimento. Isso se deve ao fato do efeito da BB em nuvens estratiformes, que é caracterizada por um pico de refletividade, que pode proporcionar uma estimativa errônea do  $LWC_R$ . A variação brusca da refletividade, nesta camada, é associada a mudanças do índice de refração associado à espessura da película de água em torno do hidrometeoro em processo de descongelamento (BATTAN, 1973; HOUZE, 1996). Assim, o cálculo do  $ILW_R$  é determinado pela integração de  $LWC_R$  do NCL até a altura de 1 km abaixo do nível médio de  $0^\circ\text{C}$  de cada experimento. Considera-se que essa camada é aquela que potencialmente será transformada em precipitação. Para a determinação do nível médio de congelamento e os NCLs, foram utilizadas as radiossondagens mais próximas espacialmente e temporalmente do respectivo VPR durante cada campanha.

O  $LWC_R$  estimado pelo XPOL é baseado no VPR (RHI) e derivado a partir da metodologia de Greene e Clark (1972). Apesar das relações ZW encontradas na seção anterior, optou-se por não utilizá-las, uma vez que a comparação entre os sítios de  $ILW_R$  (Equação 4.9) poderia ser fortemente afetada pela variação entre as equações. Além de retirar o efeito da BB, outras correções devem ser realizadas, como por exemplo, aquelas associadas à forte atenuação do sinal pela chuva. No caso da correção do MRR, foi utilizada a atenuação integrada na trajetória *path-integrated attenuation* (PIA) (PETERS et al., 2010). No XPOL, a metodologia de correção está descrita em Schneebeli et al. (2012). Além do mais, radares podem apresentar ruídos provenientes de efeitos da superfície, radiofrequência, entre outros. Portanto, para evitar o ruído associado na camada de integração, os valores  $ILW_R$  para ambos os radares devem exceder um limiar de  $MRR_{\text{ruído}} = 0,004 \text{ mm}$  e  $XPOL_{\text{ruído}} = 0,025$ .

#### 5.2.4.1. Distribuição regional de $ILW_R$

Nesta seção, serão analisadas as distribuições do conteúdo de água líquida de chuva integrado até 1 km abaixo do nível de congelamento. A Figura 5.10 mostra as distribuições de  $ILW_R$  estimados pelo MRR (a) e pelo XPOL (b) para os diversos sítios analisados, exceto para Alcântara, onde o MRR não foi utilizado em apontamento vertical e sim com  $30^\circ$  de elevação. As estatísticas para as diferentes combinações que serão discutidas abaixo podem também ser observadas na Tabela 5.5. Neste caso, para gerar os valores desta tabela, aplicou-se um filtro, limitando a estimativa de  $LWC_R$  ao máximo LWC observado na superfície pelos disdrômetros durante cada campanha de modo a evitar valores não realísticos.

Valores acima de 1,5 mm foram observados e incluídos no cômputo das estatísticas, apesar de não serem mostrados nesta figura, devido a sua baixa frequência se comparado aos valores inferiores. Analisando ambas as figuras, nota-se que o conteúdo de água de chuva na camada analisada é superior nas estimativas do XPOL quando comparada ao MRR, o que é de se esperar haja vista a maior atenuação em 24 GHz do MRR do que em 9,36 GHz no XPOL. Além do mais, a estratégia de medida do XPOL favorece as camadas superiores, se comparada a do MRR, que é fortemente atenuado por chuva convectiva acima do equipamento.

A Tabela 5.5 mostra que Fortaleza é o local que apresentou a maior diferença entre as estimativas do MRR e XPOL. Isso provavelmente se deve às maiores gotas na camada analisada, o que conseqüentemente apresenta a maior atenuação do sinal. Vale lembrar que Alcântara não contou com essas medidas verticalmente apontadas ( $30^\circ$  de elevação) e, portanto, não é possível avaliar esse fato para essa região. Ao contrário, o Vale foi onde se observou a menor diferença, possivelmente associada ao maior número de gotas menores. Maiores detalhes sobre a distribuição de gota serão dados nas seções posteriores.

De modo geral, a Figura 5.10a mostra que as distribuições de  $ILW_R$  pelo MRR são similares entre as regiões, o que pode ser resultado da atenuação. No entanto, maiores detalhes podem ser observados pelo XPOL. A Figura 5.10b mostra que os maiores valores foram associados a Fortaleza, com uma média de 0,58 mm, seguida por Alcântara, 0,47 mm. Os altos valores podem ser associados às condições de ambientes fartos em aerossóis higroscópicos eficientes na formação de chuva convectiva nestas regiões, principalmente devido à presença de eventos de nuvens quentes. Já no Vale, esses eventos cuja frequência foi similar a Fortaleza, apresentaram uma taxa de chuva muito inferior, como exibido na Tabela 5.2. Esse fato sugere que as nuvens quentes próximas à costa apresentam maior conteúdo de água líquida de chuva e, portanto, são mais eficientes na formação de precipitação.

As distribuições de  $ILW_R$  para Belém e Vale do Paraíba, que tiveram valores médios inferiores aos outros sítios, podem estar associado ao processo de formação de nuvens frias, já que ambas as regiões são caracterizadas por forte atividade convectiva, que pode ser notada pelos maiores valores de taxa de precipitação relacionados às nuvens convectivas profundas, acima de 60 mm/h. Isto mostra que essas nuvens tem uma maior eficiência de precipitação do que os eventos observados nos sítios costeiros.

Além dos valores de  $ILW_R$  na camada líquida da nuvem, os valores de VIL (Equação 4.7, com limites alterados) para as camadas de mistura (0 à -20 °C) e glaciada (-20 à -40°C) também foram calculados. Os eventos observados no Vale do Paraíba e Belém (Tabela 5.5) apresentam os maiores valores. Como a atividade convectiva sobre estas regiões é intensa, onde se observam as presenças de linhas de instabilidade e outros sistemas convectivos, as correntes ascendentes podem provocar a ascensão de água super-resfriada em camadas mais altas, o que pode aumentar consideravelmente os valores do VIL. O Vale é um exemplo típico, onde a camada de mistura é superior a todas as outras regiões, e Belém apresenta os maiores valores da camada glaciada. Destes resultados, pode-se concluir que, para Fortaleza e Alcântara,

as camadas abaixo de zero grau apresentam conteúdos de água líquida superiores aos sítios mais continentais, pois, provavelmente, apresentam gotas maiores. Já as nuvens em Belém e Vale apresentam uma fase de gelo mais desenvolvida e maior taxa de precipitação.

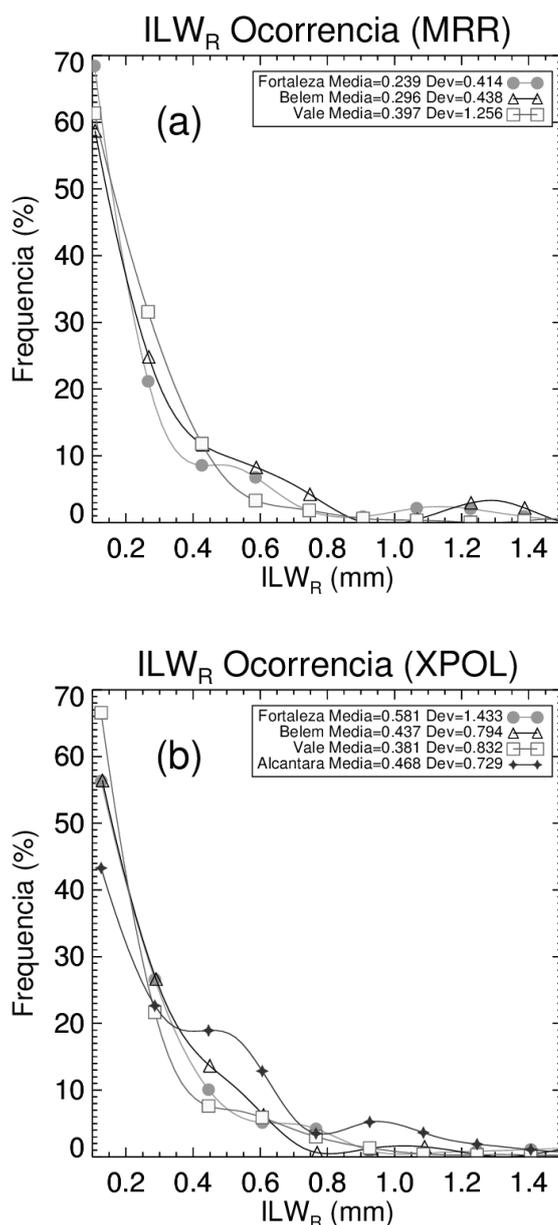


Figura 5.10 – Histograma de frequência relativa do conteúdo integrado de água líquida de chuva (ILW<sub>R</sub>, mm) até 1 km abaixo da altura 0°C para todos os sítios da campanha CHUVA estimados pelo (a) MRR e (b) XPOL.

Tabela 5.5 – Conteúdos integrados de água líquida por sensores ativos e passivos para diferentes regiões e sistemas precipitantes no Brasil durante a campanha CHUVA.

Conteúdo Integrado de Água Líquida (mm)										
Site		Não precipitante		Precipitante						
		ILW <sub>C</sub> MP3000A	ILW <sub>adia</sub> Radiossonda	MRR	XPOL					
				Geral	ILW <sub>R</sub> (H <sub>LCL</sub> -H <sub>0°C-1km</sub> )			Convecção Profunda	VIL	
					Quente	Estratiforme (BB*)			Mistura	Glaciada
<b>Fortaleza/CE</b>	<i>Média</i>	0,23	0,19	0,24	0,58	0,32	0,26	4,10	0,09	0,02
	<i>Desvio</i>	0,24	0,44	0,41	1,43	0,46	0,22	3,15	0,17	0,03
<b>Belém/PA</b>	<i>Média</i>	0,22	0,29	0,29	0,44	0,15	0,27	2,39	0,12	0,09
	<i>Desvio</i>	0,25	0,41	0,44	0,80	0,19	0,15	1,34	0,29	0,17
<b>Alcântara/MA</b>	<i>Média</i>	0,36	0,22	-	0,47	0,30	0,43	2,03	0,06	0,01
	<i>Desvio</i>	0,28	0,36	-	0,73	0,39	0,29	1,89	0,08	0,03
<b>Vale do Paraíba/SP</b>	<i>Média</i>	0,14	0,28	0,39	0,38	0,09	0,26	2,45	0,14	0,02
	<i>Desvio</i>	0,15	0,50	1,26	0,83	0,11	0,19	1,84	0,54	0,06
<b>Chuva Quente</b>	<i>Média</i>				0,25					
	<i>Desvio</i>				0,37					
<b>Estratiforme (com BB)</b>	<i>Média</i>				0,29					
	<i>Desvio</i>				0,22					
<b>Convectiva</b>	<i>Média</i>				3,02					
	<i>Desvio</i>				2,52					

\*BB – Banda Brilhante

#### 5.2.4.2. $ILW_R$ para diferentes tipos de nuvens

Nesta seção serão analisados os comportamentos médios e as distribuições associadas a diferentes tipos de precipitação. A classificação de eventos convectivos profundos, estratiformes com BB, e de chuva quente pura é baseada em informações provenientes dos perfis de RHI do XPOL e de radiossondagens locais, descritos anteriormente. Essa classificação não se aplica a totalidade dos eventos precipitantes, pois algumas nuvens não são classificadas, como mencionado na seção anterior.

Sendo assim, foram realizadas as classificações dos VPRs e computados os valores de sua integração na camada líquida sem o efeito da BB. Nota-se na Tabela 5.5 que os eventos de nuvens quentes e estratiformes tiveram conteúdos de água líquida similares, enquanto que os eventos convectivos apresentaram valores muito superiores. A Figura 5.11 exibe os histogramas de frequência relativa de  $ILW_R$  pelo XPOL para eventos ocorridos em todos os sítios. O gráfico foi limitado a 2,5 mm por questões de visualização. Fica evidente na figura a semelhança entre as nuvens quentes e as estratiformes. Já o histograma associado às nuvens convectivas mostra a superioridade de seus valores. Nota-se ainda na Figura 5.11 que os eventos observados apresentaram diferenças regionais que podem ser observadas nos valores médios de  $ILW_R$  na Tabela 5.5. No caso dos sítios localizados próximos à costa, o conteúdo de água líquida associados a nuvens quentes (Figura 5.11a) foi superior àqueles observados em Belém e Vale do Paraíba, onde a frequência de eventos com  $ILW_R$  inferior a 0,5 mm foi superior.

Com relação às nuvens estratiformes (Figura 5.11b), os valores foram similares para o Vale, Belém e Fortaleza. No entanto, os maiores valores estimados foram observados em Alcântara, onde as nuvens estratiformes apresentaram uma camada quente mais ativa, como será visto na seção posterior. Este conteúdo de água líquida superior na camada quente de sistemas classificados como estratiformes poderia estar associado à formação de nuvens quentes

ativas que cresceriam até alguns metros acima do nível de congelamento, criando assim uma capa de gelo. Contudo, toda precipitação observada na superfície estaria associada a processos de chuva de nuvens quentes.

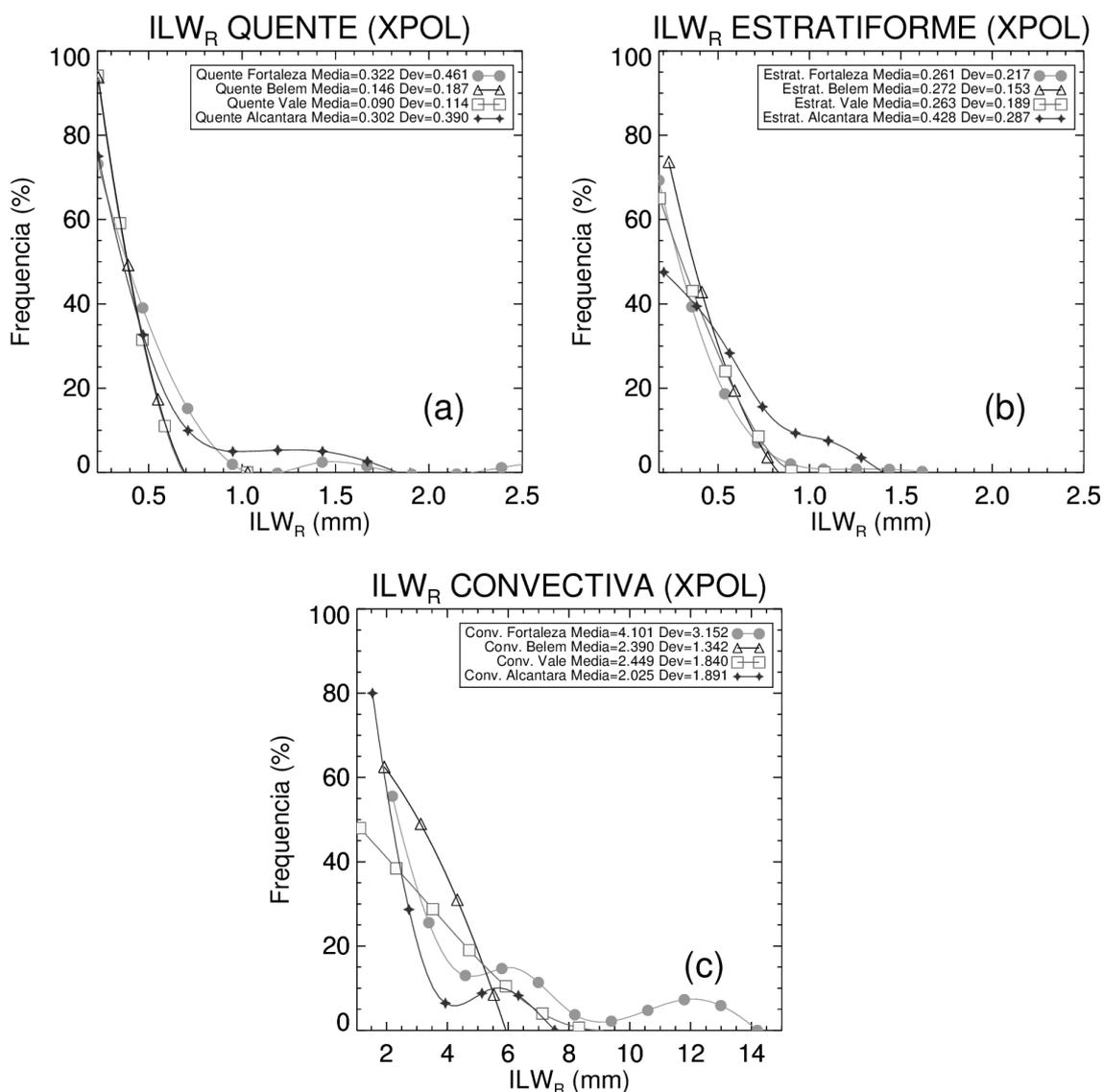


Figura 5.11 – Histograma de frequência relativa ao conteúdo integrado de água líquida de chuva (ILW<sub>R</sub>, mm) até 1 km abaixo da altura 0°C estimados pelo XPOL para cada sítio e diferentes sistemas precipitantes: (a) chuva quente; (b) estratiforme; e (c) convectiva.

Os eventos convectivos observados (Figura 5.11c) apresentaram um alto conteúdo de água líquida, principalmente em Fortaleza, onde a presença de

alguns eventos severos ( $ILW_R$  superior a 8 mm) foram observados. Belém e Vale tiveram distribuições similares, pois os processos de nuvens frias foram predominantes nestas regiões. Cabe ressaltar que as nuvens convectivas sobre o Vale apresentam alta eficiência de precipitação, dado o fato que, mesmo com os valores mais baixos de  $ILW_R$ , as taxas de precipitação mais altas foram geradas. Alcântara, por sua vez, foi o sítio que apresentou o menor conteúdo de água líquida, mas com um comportamento similar ao de Fortaleza até 6 mm, o que mostra que, apesar das condições termodinâmicas não terem ajudado no desenvolvimento vertical dos sistemas ali gerados, o comportamento entre essas regiões são semelhantes. Além do mais, as nuvens convectivas apresentam máximos específicos que devem estar associados com as diferentes distribuições de tamanho de gotas de cada região, como será discutido na próxima seção.

#### **5.2.4.3. Perfis verticais de $LWC_R$ para diferentes tipos de nuvens**

Foi notado na seção anterior que existe uma relação intrínseca entre as distribuições de água líquida de chuva com os diferentes tipos de eventos precipitantes observados em cada região. A análise dos perfis verticais dessas distribuições mostra qual camada é mais importante dentro dos sistemas analisados, assim como sua variação, o que é de suma importância em modelagem de processos radiativos e essencial na meteorologia por satélite. Os perfis do MRR não foram exibidos devido ao efeito da atenuação da precipitação associadas a eventos convectivos que afeta fortemente a estimativa de  $LWC_R$  em níveis superiores, exibindo, assim, resultados não realísticos, como pode ser observado na Figura 5.12. A atenuação em sistemas convectivos provoca um desvio superior a 20 dBZ acima de 1 km de altura (Figura 5.12c). Nota-se nesta figura que os eventos quentes também apresentam atenuação, enquanto os estratiformes são aqueles cujas diferenças são as menores, como era de se esperar, dada a baixa taxa de chuva e movimentos verticais característicos desses sistemas (HOUZE, 2004).

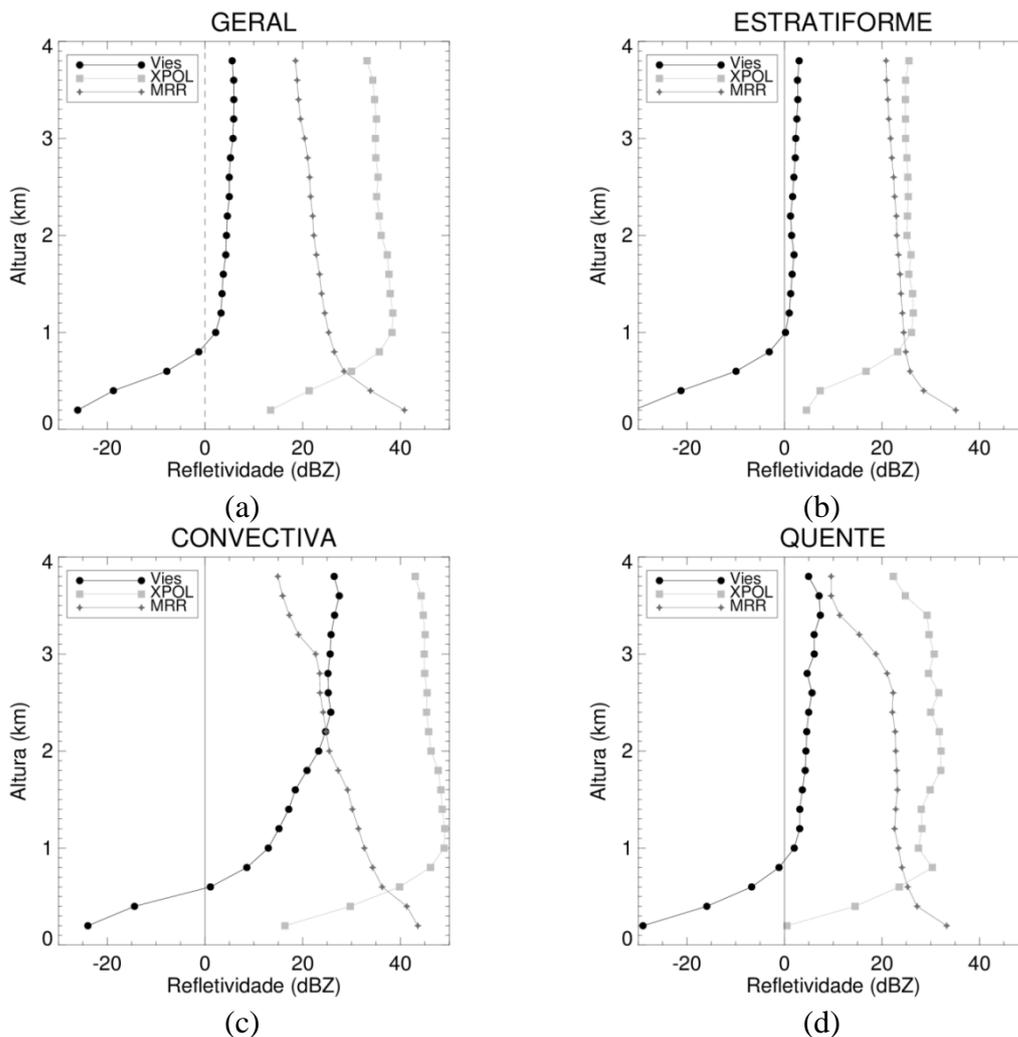


Figura 5.12 – Comparação entre o XPOL e MRR para os perfis de refletividade (dBZ) na camada líquida de 200m a  $H_{0^{\circ}C-1km}$  associado a sistemas precipitantes ( $RR > 0,1mm/h$ ): (a) Geral; (b) estratiforme; (c) Convectivo; e (d) chuva quente. Para o Sítio de Fortaleza/CE. As linhas cinzas são os perfis médios de refletividade radar (dBZ) para o MRR (estrela) e XPOL (quadrado).

As diferenças regionais nos perfis médios de  $LWC_R$  podem ser observadas na Figura 5.13. Os perfis exibem uma diferença significativa das nuvens quentes costeiras, onde mais água líquida foi observada, do que nas continentais. Além disso, os perfis médios para nuvens estratiformes mostram que a banda brilhante das nuvens observadas próximas à costa está acima das continentais. O nível médio de congelamento é de 4,86 km para Fortaleza, 4,5 km para Belém, 4,4 km para o Vale do Paraíba, e 4,9 km para Alcântara. De fato, os processos quentes nas nuvens costeiras poderiam ser beneficiados por esta

camada maior do que os sistemas continentais, assim, tendo relativamente mais tempo para desenvolver gotas maiores.

Como mencionado anteriormente, uma quantidade significativa de água líquida nas camadas quentes em nuvens estratiformes foi observada em Alcântara. Muitas vezes, essas nuvens não são estratiformes, mas nuvens quentes com forte desenvolvimento da fase líquida e a formação de uma pequena cobertura de gelo no topo, sendo assim classificada como estratiforme. Para as nuvens convectivas observadas em Belém, notaram-se refletividades mais altas na camada de glaciação, e no Vale na camada de mistura. No entanto, Fortaleza mostra os maiores valores na camada líquida, principalmente abaixo de 3 km, onde o  $LWC_R$  médio chega a  $1,8 \text{ gm}^{-3}$ .

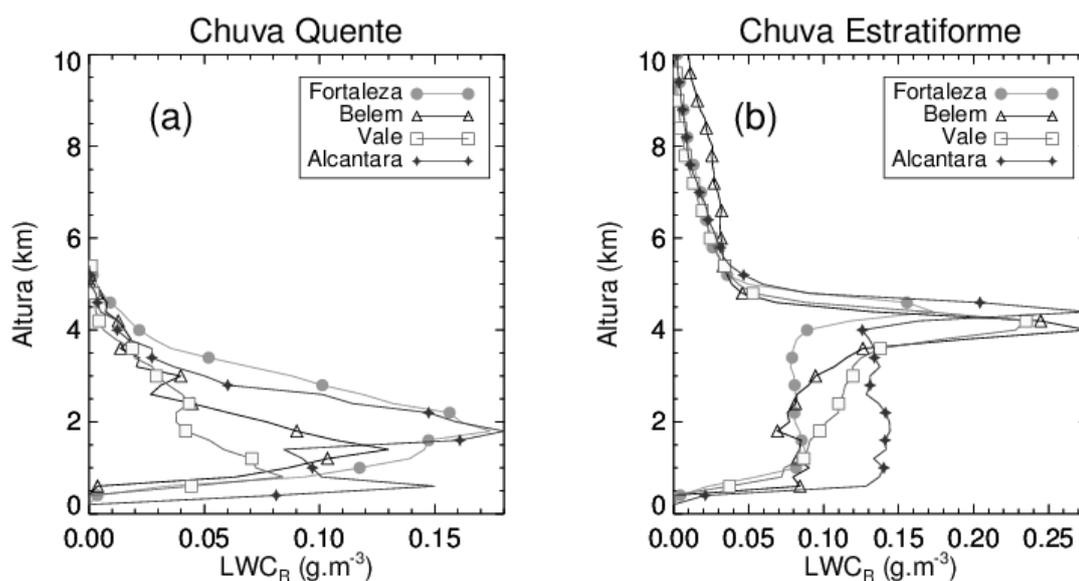


Figura 5.13 – Perfis médios do conteúdo de água líquida de chuva ( $LWC_R$ ,  $\text{g}/\text{m}^3$ ) estimada pelo XPOL para todos os sítios da campanha chuva e diferentes sistemas precipitantes: (a) chuva quentes; (b) estratiforme; e (c) convectiva.

(Continua)

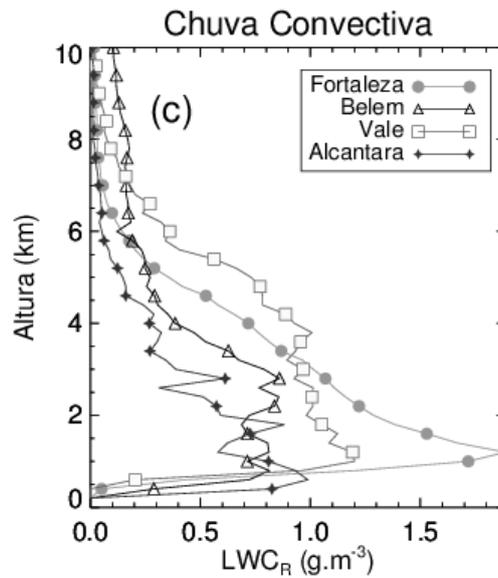


Figura 5.13 – Conclusão.

### 5.2.5. Distribuição do tamanho de gotas de chuva

Entender as distribuições de tamanho das gotas de chuva para os diferentes tipos de nuvens, e regionalmente, é essencial para compreender os processos e as diferenças entre todas as distribuições anteriormente analisadas. A DSD varia de acordo com taxa de precipitação, com o tipo de sistema analisado, com a localização, e até mesmo entre instrumentos (TOKAY; SHORT, 1996; STEINER et al., 2004; TOKAY et al., 2001; JAFFRAIN et al., 2011; THURAI et al., 2011).

As Figuras 5.14a, b e c apresentam as concentrações médias ( $\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}$ ) das gotas de chuva em função do seu diâmetro (mm) observadas pelo disdrômetro PARSIVEL para os sítios de Fortaleza/CE, Belém/PA, Vale do Paraíba/SP e Alcântara/MA, classificadas como na figura anterior. Essas distribuições confirmam as conclusões obtidas anteriormente. Para nuvens quentes (Figura 5.14a), Alcântara tem as maiores gotas e o Vale a maior concentração de gotas menores, que proporcionaram a maior e a menor taxa de precipitação entre todos os sítios, respectivamente. Belém também apresenta nuvens quentes com gotas de até 4,5 mm; Fortaleza tem um máximo em torno de 4 mm, enquanto, Alcântara o valor observado foi de 8,5 mm. Além disso, no Vale, os

eventos com frequência similar a Fortaleza também exibiram taxas de chuva menores que Fortaleza. Estes resultados indicam que a camada quente da nuvem mais próxima a costa tem maior conteúdo de água líquida e é mais eficiente na formação de gotas de chuva.

Para as nuvens estratiformes, as distribuições são semelhantes (Figura 5.14b). Contudo, particularidades podem ser observadas. Por exemplo, em Alcântara, onde as nuvens apresentaram o maior conteúdo de água líquida, nota-se as maiores concentrações de gotas entre 1 e 2,5 mm do que nos outros sítios, além de um prolongamento até 4,5 mm. Tal característica pode estar associada às nuvens quentes que desenvolvem toda sua dinâmica nas camadas inferiores, mas contém uma cobertura de gelo no topo acima do nível de congelamento, como discutido anteriormente. O máximo diâmetro de gota dessa classificação foi observado no Vale (5,5 mm).

Para as DSDs convectivas (Figura 5.14c), ficam evidentes as maiores gotas e concentrações formadas pelos intensos sistemas do Vale e Belém, e menos significativos em Alcântara. Fortaleza, no entanto, apresentou uma maior concentração de gotas superiores a 6 mm, o que justifica os altos valores de água líquida das análises anteriores. As distribuições em Belém e Vale apresentaram similaridades até 5,5 mm. A concentração de gotas maiores foi levemente superior no Vale, seguido por Fortaleza, o que pode ser um reflexo da organização das nuvens convectivas geradas sobre a região sudeste.

De modo a analisar a contribuição de cada classe de gota de chuva no conteúdo de água líquida, foram calculadas razões (%) entre os valores de  $LWC_{D_i}$  (LWC apenas para um determinado diâmetro de gota,  $D_i$ ) e o LWC total observado para cada experimento e classificação de sistemas (Figuras 5.14d, e e f). Nota-se nesta figura que os eventos quentes observados no Vale do Paraíba tem uma maior influência das gotas menores que 1 mm no conteúdo total de água líquida (Figura 5.14d), enquanto que, para Fortaleza, a maior importância está associada a gotas entre 1 e 2 mm. Já Belém e Alcântara

tiveram comportamento semelhante até 3 mm, onde o máximo estaria associado a gotas com tamanho por volta de 1,5 mm, o mesmo que o de Fortaleza. Contudo, observa-se que gotas maiores tem maior contribuição em Belém e Vale do que o sítio anterior. Dentre os sítios, Alcântara foi o que apresentou a maior contribuição das gotas maiores no conteúdo total de água líquida de nuvens quentes, o que vem a confirmar as afirmações realizadas nas análises anteriores.

As nuvens estratiformes mostraram uma distribuição semelhante (Figura 5.14e). Contudo, existe uma maior contribuição das gotas abaixo de 1,5 mm para o Vale e Fortaleza, enquanto que, acima deste valor, a maior contribuição está para Belém e Alcântara. Ao contrário do que foi observado para o conteúdo integrado de água líquida, as distribuições de Belém e Alcântara apresentam características semelhantes, enquanto que o Vale e Fortaleza são mais similares. Já as nuvens convectivas observadas em Alcântara tiveram uma maior contribuição para o LWC total proveniente das gotas com 2 e 3 mm, enquanto que, para os outros sítios, gotas maiores foram mais importantes, principalmente no Vale, onde foram observadas as maiores taxas de precipitação (Figura 5.14f).

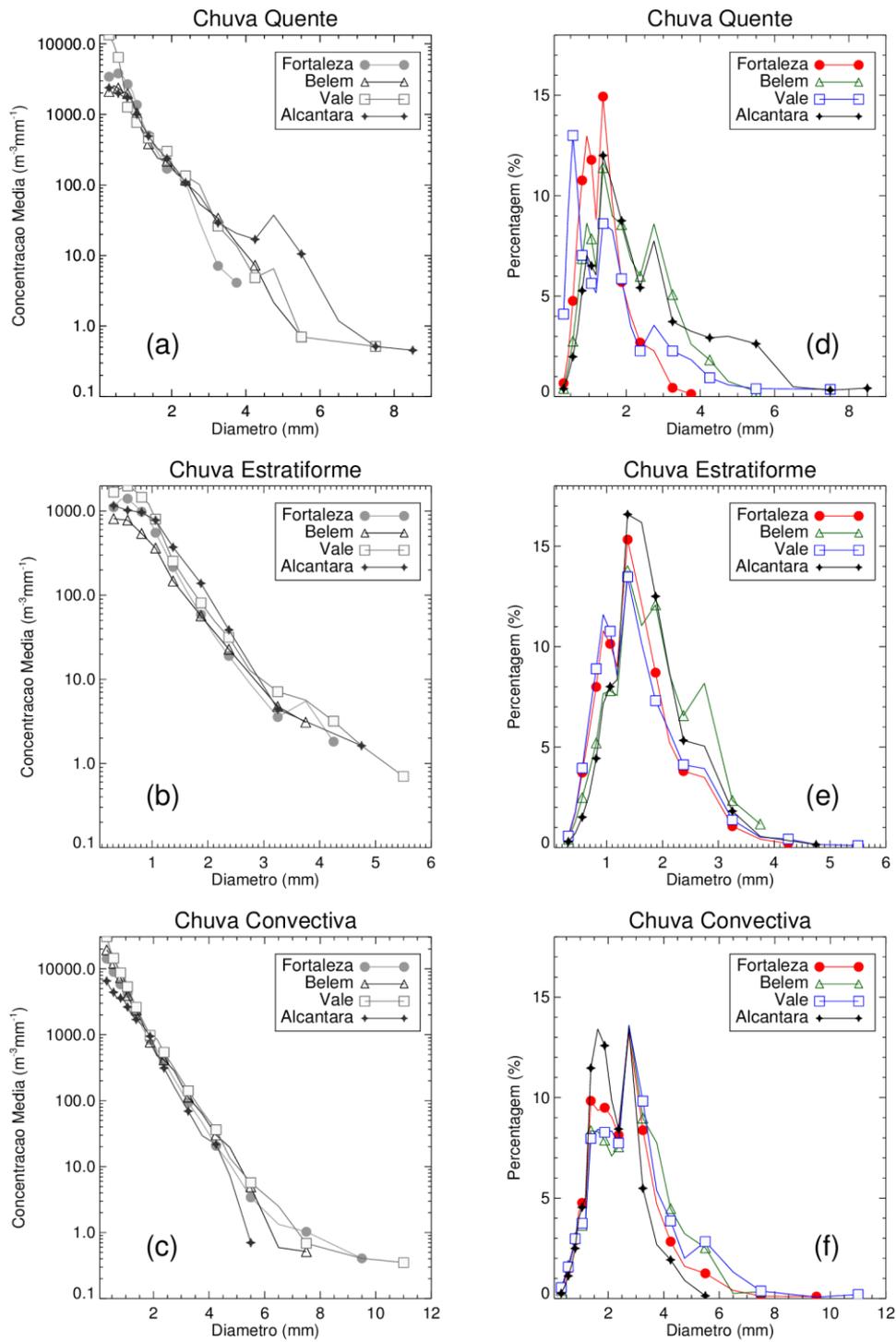


Figura 5.14 – Concentração média das gotas de chuva ( $m^{-3}mm^{-1}$ ) para (a) nuvens quentes, (b) estratiformes e (c) convectivas e a relação (%) entre o conteúdo de água líquida para cada diâmetro ( $D_i$ ) e o total observado para cada DSD observada pelo disdrômetro para (d) nuvens quentes, (e) estratiformes e (f) convectivas para os quatro primeiros experimentos do projeto CHUVA.

### 5.2.6. Sistemas precipitantes e o valor médio de $ILW_R$

Entender o comportamento médio do conteúdo de água líquida de chuva em função da intensidade da mesma é essencial na determinação de relações que podem ser aplicadas na melhoria das estimativas de precipitação por satélite e previsão de tempo por modelos numéricos através de parametrizações. A Figura 5.15 mostra o  $ILW_R$  estimado pelo XPOL para os eventos classificados pela sua intensidade de precipitação, ou seja: chuva fraca (1 à 2,5mm/h), moderada (2,5 à 10mm/h), forte (10 à 50mm/h) e intensa (acima de 50mm/h). Nota-se nesta figura que os valores tendem a aumentar gradativamente com a taxa de precipitação e, em alguns casos, mais intensamente, como o de Fortaleza. As análises da intensidade da chuva mostram que quanto maior for a taxa de precipitação, maior será o conteúdo de água líquida contida dentro da camada de chuva até um 1 km abaixo de 0°C. Nota-se ainda que, dos eventos fracos para os moderados, existe um crescimento dos valores de  $ILW_R$  médio, apesar de pequeno. Esta inclinação é mais acentuada dos moderados para os fortes, e ainda aumenta com a chuva da próxima classe. Contudo, existe uma grande variabilidade regional, que também está relacionada aos diferentes tipos de nuvem, e que dependem principalmente das distribuições dos tamanhos das gotas e da espessura da camada.

A Tabela 5.2 e a Figura 5.14 mostram que o processo de formação de gotas de chuva resulta em diferentes taxas de precipitação, que são relacionadas às variações na DSD, como mostrado na seção anterior. Portanto, não é possível definir uma relação universal entre o  $ILW_R$  e o RR. Cada região e tipo de nuvem tem um comportamento específico. Baseando-se em tais resultados para processos de nuvens quentes, as propriedades termodinâmicas (entranhamento) e aerossóis (coalescência) devem ser levadas em consideração. Para nuvens convectivas profundas, esta relação deve considerar os processos que ocorrem na camada de mistura e glaciada. Além do mais, para as nuvens estratiformes, essa relação parece ser mais universal, exceto pelo fato que algumas nuvens parecem ser classificadas como

estratiformes, mas exibem distinto comportamento (nuvens quentes com uma capa de gelo).

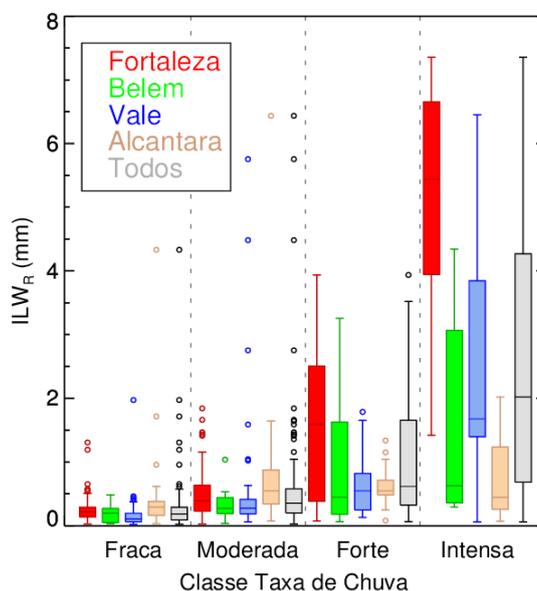


Figura 5.15 – Conteúdo integrado de água líquida ( $ILW_R$ , mm) estimado pelo XPOL para diferentes intensidades de precipitação: chuva fraca (1 à 2,5mm/h); chuva moderada (2,5 à 10mm/h); chuva forte (10 à 50mm/h); e chuva intensa (acima de 50mm/h) para todos os experimentos do CHUVA.

### 5.3. Sumário das características microfísicas e macrofísicas

A Tabela 5.6 resume os resultados apresentados anteriormente de modo comparativo. Nota-se na tabela a relação entre os sistemas mais próximos à costa (Fortaleza e Alcântara) e as principais diferenças associando-os aqueles mais continentais (Belém e Vale do Paraíba). Enquanto que a Tabela 5.7 relaciona as principais observações sobre as características microfísica e microfísicas encontradas para os três principais sistemas precipitantes (convectivos, estratiforme com banda brilhante e quente) sobre cada sítio durante a campanha CHUVA.

Tabela 5.6 – As características microfísicas e microfísicas encontradas sob os diferentes sítios durante a campanha CHUVA

<b>Costeiras (Fortaleza e Alcântara)</b>	<b>Continentais (Belém e Vale)</b>
Maior ILW	Menor ILW
$ILW_C > ILW_{ADIA}$ <ul style="list-style-type: none"> <li>• Maior processo microfísico</li> </ul>	$ILW_C < ILW_{ADIA}$ <ul style="list-style-type: none"> <li>• Maior entranhamento</li> </ul>
$ILW_R$ maior <ul style="list-style-type: none"> <li>• LWCR da camada QUENTE mais acentuado</li> </ul>	$ILW_R$ menor <ul style="list-style-type: none"> <li>• LWC<sub>R</sub> da camada fria mais acentuado:</li> <li>• Camada de mistura para Vale</li> <li>• Camada de glaciada para Belém</li> </ul>
IWV maior (principalmente em Fortaleza)	IWV menor

Tabela 5.7 – As características microfísicas e microfísicas encontradas para os diferentes sistemas precipitantes durante a campanha CHUVA

<b>Parâmetro</b>	<b>Convectivos</b>	<b>Estratiformes</b>	<b>Quentes</b>
$ILW_R$	1. Camada de mistura intensa no Vale; 2. Topos mais altos e a Camada glaciada intensa em Belém;	1. Maior nos sítios costeiros; 2. Camada quente bem desenvolvida em Alcântara; 3. A altura da BB foi superior na costa; BB menos pronunciada em Fortaleza	1. Maior nos sítios costeiros; 2. Inferior no Vale;
<b>DSD</b>	Maiores (Menores) no Vale (Alcântara)	Similar entre os sítios	1. Gotas maiores na costa; 2. Menores diâmetros no Vale.
<b>IWV</b>	Maior em Fortaleza	Menos apenas em Fortaleza	1. Proporcional aos sistemas convectivos; 2. Mais uniforme em Alcântara.



## 6 CARACTERIZAÇÃO DA RADIAÇÃO ASCENDENTE ASSOCIADA A EVENTOS DE CHUVA QUENTE

Como mencionado anteriormente, nesta parte do estudo as propriedades das nuvens quentes serão utilizadas como parâmetro de entrada no modelo radiativo para avaliar a influência das diferentes componentes da ETR ascendente.

As simulações da temperatura de brilho observada pelo satélite nos canais do micro-onda foram realizadas pelo RTTOV (versão 10.2). Para determinar a radiação que chega ao topo da atmosfera, afetada por nuvens e precipitação, é necessário prover o modelo com os perfis verticais de temperatura (T), umidade específica (U), pressão atmosférica (P), a camada superior da pressão (*half-pressure*, Ph), cobertura de nuvens (CC, 0 à 1), conteúdo de água líquida de nuvens (CLW) e gelo (CIW), taxa de precipitação líquida (RR) e sólida (SP, gelo). Além disso, são necessárias informações de superfície, tais como: temperatura, pressão e umidade a 2 metros e na superfície, velocidade do vento (determinado pela torre anemométrica durante os experimentos), e características do terreno, como o tipo de solo, água e até mesmo parâmetros associados a sua rugosidade.

Como um dos focos principais desse trabalho são as nuvens quentes, logo, o vetor observação foi baseado nos perfis encontrados nas análises anteriores para eventos de chuva associado a esse tipo de precipitação durante o experimento de Fortaleza/CE, que em termos absolutos, apresentou o maior número de eventos. Assim, dada a classificação de um evento de chuva quente a partir de um método objetivo baseado nos perfis verticais de refletividade radar, o valor médio de T, U, CLW e RR foram computados por camada (no mínimo 70 níveis até 14 km). O perfil de CC é baseado no perfil de água líquida de chuva. Se  $LWC(i) > 0$ , logo,  $CC(i)=1$ , onde i é o nível atmosférico. Além disso, sendo uma chuva de nuvem quente pura, a presença de gelo foi negligenciada, assim como, os valores de RR e CLW foram limitados até a

altura do 0°C. Os níveis de pressão iniciais foram determinados pela resolução vertical do VPR (200 m) até 14 km de altura, sendo que os níveis superiores seguiram a resolução vertical proposta pelo MTR até o limite das medidas realizadas por cada radiossondagem.

Como a sensibilidade nas temperaturas de brilho depende do tipo de precipitação, de sua intensidade, e das características microfísicas das nuvens e dos perfis termodinâmicos (KUMMEROW, 1998), a partir das informações coletadas durante os experimentos de campo foi possível prover o MTR com informações reais sobre a estrutura vertical das nuvens. Assim como suas características físicas e possíveis modificações durante o ciclo de vida. Na primeira parte desta análise realizou-se um teste de sensibilidade, modificando os parâmetros de entrada e verificando as variações das Tbs. A sensibilidade foi verificada a partir da variação da temperatura de brilho simulada entre um campo de nuvens precipitantes com uma atmosfera sem nuvens.

### 6.1. Teste de Sensibilidade

Para se determinar a eficácia de sensores passivos em micro-ondas na estimativa da chuva de nuvens quentes, testes de sensibilidade foram aplicados de modo a avaliar quantitativamente o sinal de diferentes canais em função das propriedades da superfície e da atmosfera. A radiância ascendente medida pelo satélite depende de diversos fatores como descritos na equação 6.1.

$$I(\nu, \tau' = 0) = \underbrace{\varepsilon_s(\nu)B(\nu, T_s)}_A + \underbrace{(1 - \varepsilon_s(\nu))\tau_s(\nu)}_B \int_0^{\tau_s} S(\nu) e^{-\frac{(\tau_s(\nu) - \tau(\nu))}{\mu}} d\tau/\mu + \underbrace{\int_{\tau_s}^0 S(\nu) e^{-\frac{\tau_s(\nu)}{\mu}} d\tau/\mu}_C \quad (6.1)$$

em que:

A – Contribuição da emissão da superfície;

B – Contribuição da reflexão da superfície da radiação descendente da atmosfera para o topo da mesma;

C – Contribuição da emissão da atmosfera.

sendo que, o subscrito  $s$  refere-se a superfície,  $\varepsilon(\nu)$  é a emissividade,  $B(\nu, T_s)$  é a radiância equivalente do corpo negro de acordo a temperatura ( $T$ ),  $t$  é a trasmisividade,  $\tau(\nu)$  o caminho óptico,  $\mu = \cos\theta$  ( $\theta = \text{ângulo zenital}$ ) e  $S$  é o termo fonte que está associado ao espalhamento e emissão dos constituintes atmosféricos, como os hidrometeoros e gases, dada por:

$$S = (1 - \omega(\nu))t_s(\tau_s(\nu)) + \frac{\omega(\nu)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi I(\nu, \theta', \phi') p(\nu, \psi) \sin \theta' d\theta' d\phi' \quad (6.2)$$

sendo que,  $\omega$  é o albedo de espalhamento simples,  $(\theta', \phi')$  representam a direção da radiação que chega e  $p(\nu, \psi)$  a função de fase do espalhamento.

Introduzindo o conceito de função peso dentro das integrais das contribuições afetadas pela atmosfera e rearranjando-as para o mesmo limite de integração, ou seja, da superfície ao topo da atmosfera,  $\tau_s$ . Assumindo que para aplicações em sensoriamento remoto por satélite  $\mu \approx 1$ , um estreito cone na vertical local, o que não se aplica a estratégia da maioria dos sensores em micro-ondas (*cross-track* e cônica), mas para fim de deduções consideramos que a visada é perpendicular. A equação 6.1 pode ser reduzida a:

$$I(\nu) = \varepsilon_s(\nu)B(\nu, T_s)t(\tau_s(\nu)) + \int_{\tau_s}^0 J(\nu, \tau) \frac{dt(\tau(\nu))}{d\tau} d\tau \quad (6.3)$$

em que o termo fonte atmosférica é dado por.

$$J(\nu, \tau) = \left\{ 1 + (1 - \varepsilon_s(\nu)) \left[ \frac{t(\tau_s(\nu))}{t(\tau(\nu))} \right]^2 \right\} S(\nu) \quad (6.4)$$

Dada a linearidade proporcional da função de Planck para a temperatura brilho baseada na aproximação de Rayleigh-Jean, a equação 6.3 pode ser reescrita para as temperaturas. E para questões de visualização a integral do termo atmosférico é reduzida a  $J(\nu)$  e  $t(\tau_s(\nu)) = t_s(\nu)$ .

$$Tb(v) = \varepsilon_s(v)T_s t_s(v) + \int J(v) \quad (6.5)$$

Diversas situações foram simuladas para realizar os testes de sensibilidades, tendo como base o perfil médio de nuvens quentes precipitantes para Fortaleza/CE. Dentre estas podemos citar as variações de:

- Conteúdo de água líquida de nuvens (Nublado): Para este teste os perfis de P, T e U foram mantidos aqueles associados à média dos eventos precipitantes. No entanto, a coluna de chuva foi negligenciada. Já o perfil de CLW foi baseado no valor médio para nuvens quentes não precipitantes e distribuído verticalmente proporcional ao perfil determinado pelo conteúdo de água líquida de chuva estimada pelo radar polarimétrico, conforme a equação 4.8. Deste modo CLW é dado por:

$$CLW(i) = LWC_R(i) \cdot \left( \frac{\overline{ILW_C}}{ILW_R} \right), \text{ i é o nível da camada dentro do perfil.} \quad (6.6)$$

Já o máximo incremento de água líquida dentro da nuvem é dado pelo perfil de  $LWC_R$  de nuvens quentes (Nublado+dw);

- Taxa de chuva (Chuvoso): Para simulações com nuvens precipitantes (chuvoso), deve-se considerar o perfil de água de chuva e de nuvens, sendo assim o valor de CLW empregado foi o LWC médio de nuvens quentes e o perfil de taxa de chuva foi baseado nos resultados anteriores (Seção 5.2.5.3). Sendo que a relação ZR utilizada foi àquela Marshall e Palmer (1948). De modo a avaliar a amplitude das variações de chuva no perfil, os percentis de  $ILW_R$  foram utilizados como classes para distinção, uma vez que, as Tbs respondem linearmente ao integrado de hidrometeoros ao invés da taxa de chuva (KUMMEROW, 1998). Deste modo, os perfis médios acumulativos para os percentis de 30%, 50%, 70%, 90% e 100% (o próprio perfil médio) foram

determinados, assim como as taxas de chuva observadas na superfície para cada faixa de percentil;

- Perfil de umidade específica (q): Os perfis de umidade empregados nas simulações foram àqueles medidos pelas radiossondas. Para este estudo, utilizamos o valor médio, e este mais o seu desvio-padrão para todos os casos precipitantes. Logo, dado o valor médio do IWV pela radiossonda para nuvens quentes precipitantes, a variação de umidade no perfil (chuvoso+dq) é dada pelo seu desvio-padrão, ou seja, pelos estudos anteriores, um aumento de 13% no perfil de q. Sendo assim, cada nível incrementado é dado por:

$$q'(i) = q(i) \cdot \left( 1 + \frac{\sigma_{IWV}}{IWV} \right), \text{ i o nível da camada dentro do perfil.} \quad (6.7)$$

- Perfil de temperatura (T(p)): O perfil de temperatura do ar empregado nas simulações foi o perfil médio dos casos de chuva de nuvens quentes precipitantes. A variação deste perfil para os testes de sensibilidade foi baseada no desvio-padrão de T para cada nível (p);
- Variação do ângulo de visada do sensor: Neste teste foram realizadas simulações com ângulo zenital em 45° ( $\mu < 1$ ) para todos os testes;
- Emissividade da superfície ( $\epsilon_s$ ): Dado o perfil de nuvens precipitantes, os valores de emissividade empregados nas simulações foram as emissividades médias de cada canal no micro-onda, baseado no atlas de medidas realizadas por diferentes plataformas espaciais (PRIGENT et al., 2006). Os valores utilizados foram aqueles nas proximidades do sítio principal em Fortaleza. As possíveis variações na emissividade (chuvoso $\pm$ de) são baseadas no desvio-padrão observado durante a estatística anual para cada canal. Os valores utilizados podem ser visualizados na Tabela 6.1.

- Cobertura de nuvens: De modo a determinar a magnitude do sinal associado a uma maior influência de condições de céu claro dentro do feixe de radiação observado pelo satélite, foram realizados testes associados a fração de nuvens dentro do perfil. Desse modo uma cobertura de nuvens de 50% e 25% foram consideradas dentro do perfil e comparadas com 100% de cobertura de nuvens quentes, a partir da equação 6.8. Isto se assemelha a ETR ponderada pela fração efetiva de nuvens (C).

Para analisar o sinal simulado pelos canais para os diferentes comportamentos médios de nuvens quentes foram computadas as  $T_b$ s dos sensores AMSU-A, SSMI, SSMIS, AMSR-E e TMI de diferentes plataformas espaciais. Os canais afetados pelo campo magnético em níveis superiores, efeito Zeeman e Han et al. (2007),

foram desconsiderados. Como o RTTOV simula duas condições independentes (Equação 6.8), uma associada a céu claro e outra a céu encoberto/chuvoso, foi possível determinar este sinal para as diferentes situações apresentadas acima.

$$T_b = (1 - C)T_b^{CéuClaro} + CT_b^{nublado\ chuvoso} \quad (6.8)$$

em que C é a fração de nuvens efetiva no perfil vertical.

Tabela 6.1 – Emissividade da superfície em função da frequência (GHz) para todos os canais utilizados nas simulações para Fortaleza/CE.

Frequência (GHz)	Sensor	Média da Emissividade da Superfície	Desvio da Emissividade da Superfície
<b>6,925</b>	AMSR-E	0,85873336	0,052849
<b>10,65</b>	TMI	0,85873336	0,052849
<b>18,7</b>	AMSR-E	0,85873336	0,052849
<b>19,35</b>	SSMIS	0,85873336	0,052849
<b>21,3</b>	TMI	0,86232495	0,05609
<b>22,235</b>	SSMIS	0,86405009	0,057695
<b>23,8</b>	AMSU-A	0,86693335	0,060445
<b>31,4</b>	AMSU-A	0,88092494	0,074668
<b>36,5</b>	AMSR-E	0,89031667	0,084761
<b>37</b>	SSMIS	0,89124173	0,085767
<b>50,3</b>	SSMIS	0,90024167	0,079025
<b>52,8</b>	SSMIS	0,90195006	0,079969
<b>53,596</b>	SSMIS	0,90248328	0,080282
<b>54,4</b>	SSMIS	0,90304995	0,080604
<b>55,5</b>	SSMIS	0,90379167	0,081054
<b>57,29</b>	SSMIS	0,90500003	0,068936
<b>59,4</b>	SSMIS	0,90644175	0,068795
<b>85,5</b>	SSMI	0,92414165	0,047896
<b>89</b>	AMSU-A	0,92414165	0,047896
<b>91,655</b>	SSMIS	0,92414165	0,047896
<b>150</b>	SSMIS	0,92414165	0,096819
<b>184,31 (183.31 ± 1)</b>	SSMIS	0,92414165	0,096819
<b>186,31 (183.31 ± 3)</b>	SSMIS	0,92414165	0,096819
<b>189,91 (183.31 ± 6.6)</b>	SSMIS	0,92414165	0,096819

Os primeiros testes de sensibilidade das temperaturas de brilho simuladas para as diferentes frequências (Tabela 6.1) são baseados na variação do conteúdo de água líquida de nuvens e precipitação dentro do perfil atmosférico, Figura 6.1. Nesta figura podem ser visualizadas as Tbs simuladas considerando as condições médias da atmosfera e da superfície e variando o conteúdo de água líquida e taxa de chuva. Como descrito anteriormente, as variações de água dentro da nuvem basearam-se nos resultados observados nas seções anteriores. Observa-se nesta figura que em 6,925 GHz nenhuma diferença foi exibida entre os testes, contudo os canais entre 10,65 e 31,4 GHz apresentam

um nítido sinal de emissão, principalmente quando as nuvens não precipitantes apresentam um grande conteúdo de água líquida (nublado+dw). Tais nuvens, que provavelmente estariam na eminência para formar gotas de chuva, produziriam uma  $T_b$  com valores próximos daqueles observados por uma nuvem precipitante com baixos valores de conteúdo de água de chuva. Além disso, sem levar em consideração a magnitude da diferença, nota-se que o comportamento ao longo dessas frequências é semelhante para ambas às nuvens, no que diz respeito a sua relação com condições de céu claro. Tendo em vista que as presenças de hidrometeoros precipitantes dentro da nuvem tendem a aumentar os valores de  $T_b$  (nublado → chuvoso), observou-se que essa diferença não apresentou grandes variações entre os sistemas precipitantes (chuvoso+p30% → chuvoso), o que mostra a pouca sensibilidade para os baixos conteúdos de chuva de nuvens quentes nesses canais. Contudo, dentro da faixa analisada os valores mais pronunciados foram associados ao canal de 18 GHz.

Com o aumento da frequência, o efeito do espalhamento por hidrometeoros torna-se mais evidente (WILHEIT, 1986). Notou-se que acima de 30 GHz a mistura de processos radiativos faz com que as  $T_b$ s respondam diferentemente em função do comprimento de onda. Observou-se que os canais próximos a 37 GHz apresentaram a mesma temperatura de brilho para as nuvens precipitantes e não precipitantes (Nublado+dw), cujo ILW é o mesmo para ambas. Esse fato é devido a maior extinção relativa aos hidrometeoros precipitantes no perfil chuvoso e o aumento da emissão associada à água de nuvens (GASIEWSKI, 1993). Acima daquelas frequências, entre 50 e 53 GHz, as  $T_b$ s de nuvens precipitantes e não precipitantes mostram uma diminuição em seus valores, mais pronunciado para eventos com gotas de chuva. A razão estaria associada ao aumento dos efeitos dos processos de extinção (absorção/espalhamento) para ambas as nuvens. Com relação aos eventos não precipitantes (nublado), ou seja, mais baixo conteúdo de água de nuvens, seu comportamento apresenta uma variação máxima de 2 K com relação a céu

claro para todo o espectro analisado. Isto deixa evidente a falta de sensibilidade desses canais a nuvens quentes não precipitantes. Sendo assim, diferenciar nuvens precipitantes de não precipitantes dependerá do processo físico no interior da nuvem, uma vez que a nuvem não precipitante tenha conteúdo de água suficiente para gerar altos valores de ILW, sua identificação torna-se mais eficaz. Contudo, esse processo apresenta características regionais, como foram mostrados nas seções anteriores.

Tendo em vista que a distribuição de vapor d'água é a mesma para todos, isso explica a baixa variação do sinal envolta de 22,235 GHz e 183 GHz. No entanto, apesar dessa inexpressiva flutuação, observa-se alguma atenuação no  $183\pm 7$  GHz associado à hidrometeoros precipitantes, principalmente relacionada a sua sensibilidade para eventos com baixa taxa de precipitação (BENNARTZ; BAUER, 2003). Além disso, o pico de sua função peso encontra-se em níveis inferiores a outras frequências de seu espectro (ie.  $183\pm 1$  GHz  $\sim 10$ km), podendo estar próximo ao topo das nuvens quentes tropicais continentais, cuja a altura do  $0^\circ\text{C}$  foi em média 4,5 km. Já para os canais na banda de absorção do oxigênio, algumas características estão mais associadas a outros parâmetros atmosféricos do que propriamente a água de nuvens (STAELIN; CHEN, 2000). Contudo, os canais distante da frequência ressonante de 60 GHz apresentam características de absorção e espalhamento (GASIEWSKI et al., 1990), apesar de não ser frequente seu uso para estimativa de precipitação. No caso do 50 GHz, o pico de sua função peso é próxima a superfície, e como a distribuição de água líquida dentro das nuvens quentes é restrita as camadas inferiores, espera-se que as maiores variações ocorram neste canal para nuvens precipitantes, como foi observado tanto para condições chuvosa e nublada. Para os outros canais no em torno de 60 GHz a sensibilidade está mais associada ao perfil de temperatura do que as nuvens (BAUER et al., 2005). Desse modo, os sinais de todos os testes de água líquida tendem a diminuir gradativamente até próximo à zero em 57,29 GHz. Nota-se na Figura 6.1, que este mesmo canal tem temperatura de brilho

proporcional a de céu claro. Basicamente é a contribuição da atmosfera e superfície, sem efeitos de nuvens.

Como o espalhamento da água aumenta com a frequência, nota-se que os canais de 85 a 150 GHz apresentam grande sensibilidade a gotas de chuva, cuja extinção provoca uma diferença entre os testes chuvosos de mais de 3 K e uma diferença de 10 K com relação a céu claro (não mostrado). Isto é um claro indício de sua utilização para a determinação de áreas precipitantes. Segundo Bennartz e Bauer (2003), o 89 GHz responde mais fortemente a água líquida na falta de gelo do que o 150 GHz, como foi observado. Além disso, notamos uma maior sensibilidade do 150 GHz ao conteúdo de água de nuvens não precipitantes, onde aparentemente o efeito de espalhamento foi superior. Sendo assim, podemos afirmar que, a emissão dos canais de mais baixa frequência fica evidente nas análises, principalmente próximos ao 18 GHz, quando se tem um grande conteúdo de água de chuva. Os efeitos na janela do 30 GHz dependerão do conteúdo de água de chuva, onde os maiores valores podem mascarar a identificação dos eventos precipitantes e não precipitantes. Já próximo a 50 GHz essa diferenciação torna-se mais pronunciada devido a extinção em ambas as condições, independente do conteúdo de água de nuvens. Tal efeito diminui drasticamente com o aumento da frequência até 60 GHz, onde o sinal observado se assemelha ao de céu claro. Já os canais de janela em mais alta frequência apresentaram forte espalhamento às gotas de chuva e absorção da água líquida de nuvens, principalmente aqueles centrados no 89 GHz para hidrometeoros precipitantes e 150 GHz para não precipitantes. Já o espectro de emissão do 183 GHz não responde significativamente as variáveis de água na nuvem, uma vez que essa região é muito úmida (IWV = 50mm) e as correntes ascendentes não introduzem informação sobre a presença das nuvens em mais altos níveis, o que reduz a utilização deste canal.

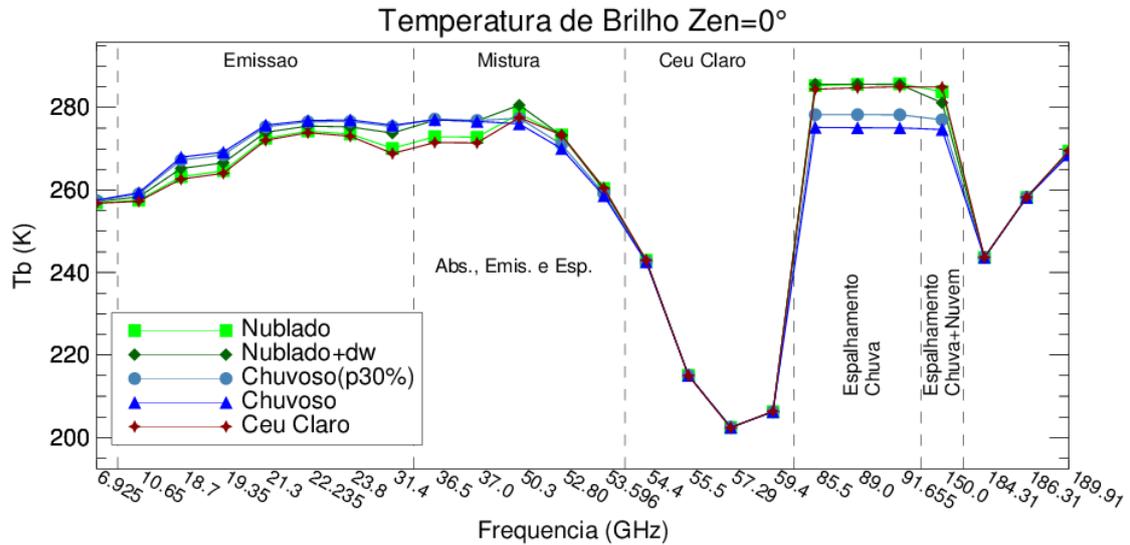


Figura 6.1 – Simulações da temperatura brilho no topo da atmosfera para teste de sensibilidade do conteúdo de água de nuvens e chuva.

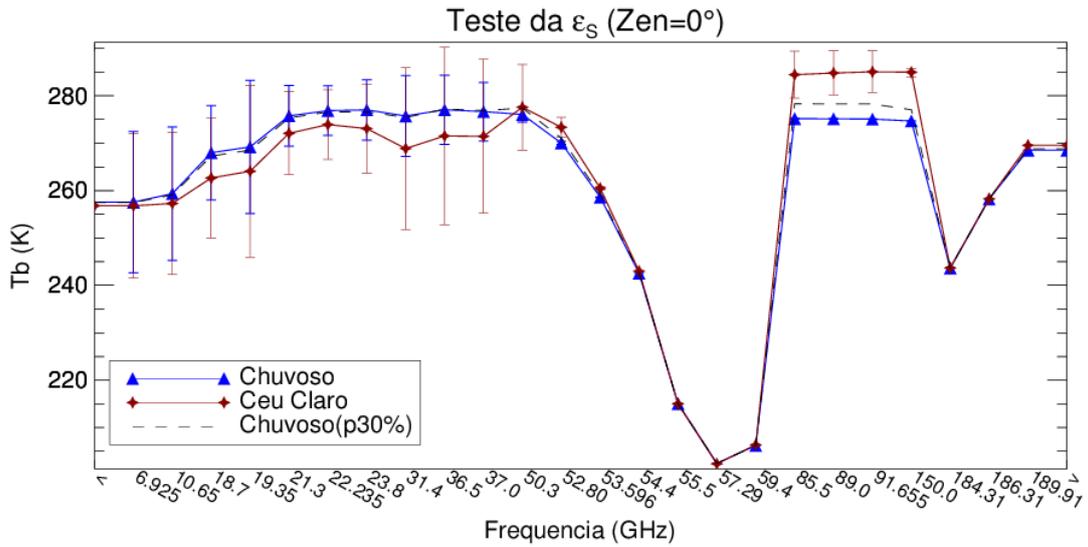
A estimativa de precipitação por satélite de nuvens quentes sobre o continente se torna difícil devido aos altos valores e a não uniformidade da emissividade da superfície. Logo, conhecer a contribuição da superfície é de suma importância, contudo, esses parâmetros são altamente variáveis (PRIGENT et al., 1997, 2000; LIN; MINNIS, 2000), e dependem, por exemplo, da composição da superfície (tipo de solo, umidade do solo, cobertura de neve e vegetação) e geometria (ângulo incidente, rugosidade da superfície e topografia). A emissividade do solo na faixa do micro-onda, por exemplo, está entre 0.8 (úmido) à 0.97 (seco) e pode variar dependendo do comprimento de onda (GRODY, 1993). Esta diferença no comportamento da emissividade explica a falta de habilidade em determinar com certo grau de precisão a precipitação sobre o continente. Contudo, se os efeitos da rugosidade da superfície, vegetação e umidade no solo pudessem ser removidos de um modelo de emissividade, a chance de recuperarmos com exatidão informações geofísicas poderia melhorar (BYTHEWAY; KUMMEROW, 2010).

Os resultados acima mostraram que há sensibilidades significativas, em algumas faixas do espectro, entre nuvens quentes com diferentes taxas de

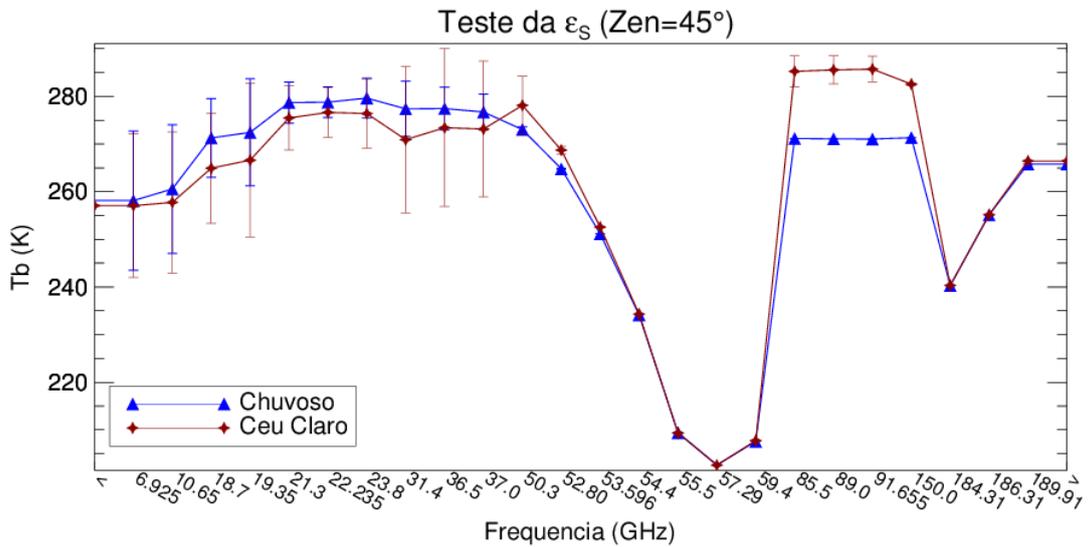
precipitação. Portanto, para se entender o quanto a variação da emissividade da superfície afeta os valores simulados para um determinado canal, o teste baseando-se nos valores propostos na Tabela 6.1, conforme descrito por Prigent et al. (2006) foi aplicado. Pela equação 6.1 observa-se que a transmissividade ( $t_s$ ) e a emissividade da superfície formam um produto que modula a emissão da superfície medida pelo satélite. A Figura 6.2 mostra as simulações para condições de céu claro (vermelho) e chuvoso (azul, perfil médio de chuva, percentil 100%), sendo que a barra de erro representa  $\pm 1$  desvio padrão da  $\epsilon_s$  (Tabela 6.1). Na Figura 6.2a são mostradas as Tbs para ângulo de visada do satélite no nadir (zênite igual a  $0^\circ$ ), enquanto que a Figura 6.2b apresenta os valores para um ângulo zenital de  $45^\circ$ . Nota-se na Figura 6.2 que as maiores variações para ambas as condições são observadas nos canais de mais baixa frequência ( $< 50$  GHz), principalmente aqueles de janela atmosférica (6,925, 10 e maiores que 30 GHz). Nestes canais a flutuabilidade das Tbs para condições de céu claro são muito superiores às relacionadas à presença de chuva. Uma vez que sem o efeito da atenuação por nuvens e precipitação as características de superfície são mais realçadas, neste caso a temperatura da superfície. Dentre os canais de mais baixa frequência, as diferenças entre os máximos (barra de erro positiva) para ambas as condições são mais apreciáveis, apesar da pouca diferença, no 18,7 GHz. Com relação a este canal, o resultado seria o efeito da adição de energia associada a maior emissão das nuvens observada pelo satélite.

Com o aumento da frequência os efeitos das nuvens, sejam elas precipitantes ou não, diminuem o efeito da emissividade da superfície, principalmente nos canais de sondagem, o que segundo Gasiewski (1993) independe do tipo de superfície, mesmo para condições de céu claro, como foi observado. Já os canais de alta frequência apresentam alterações apenas para céu claro na proximidade da frequência do 91GHz. Segundo Bennartz e Bauer (2003) só na presença de gelo o efeito da emissividade é mais destacado. Fica evidente nesta figura que os canais próximos a 57,29, 183 e em 150 GHz são

independentes das variações de emissividade da superfície, como esperado. Já que entre os canais de 52 e 59 GHz a variação de  $\epsilon_s$  é fortemente atenuada pela absorção atmosférica devido ao oxigênio (GRODY, 1993). Segundo Hong e Heyhster (2005) a não alteração do sinal em 150 GHz é devido a sua opacidade, assim como para o 183 GHz. Desse modo, fica explícito nas simulações que para esta análise os canais entre 85,5 e 150 GHz apresentam o melhor sinal de chuva de nuvens quentes, já que os efeitos da emissividade da superfície não são observados fundamentalmente na presença de nuvens, e as variações de água líquida dentro das nuvens ainda são sensíveis, como pode ser visualizado pelas Tbs associadas ao menor conteúdo de água líquida de chuva apresentado na linha tracejada (chuvoso(p30%)). Contudo os canais de baixa frequência apresentam grande dependência, o que praticamente suprime o sinal da chuva. Na Figura 6.2b pode-se afirmar que os efeitos da emissividade da superfície sobre as Tbs simuladas diminuem com o aumento do ângulo de visada, principalmente nas frequências próximas a janela atmosférica do 36,5GHz. Tendo em vista que sensores de varredura cônica apresentam ângulo semelhante, tal efeito pode ainda ser amenizado para medidas realizadas com essa característica geométrica. Cabe ressaltar que, as simulações para ângulo de visada superiores a 0° dependem da estratificação da atmosfera, uma vez que quanto maior o ângulo maior é o caminho óptico a ser descrito.



(a)



(b)

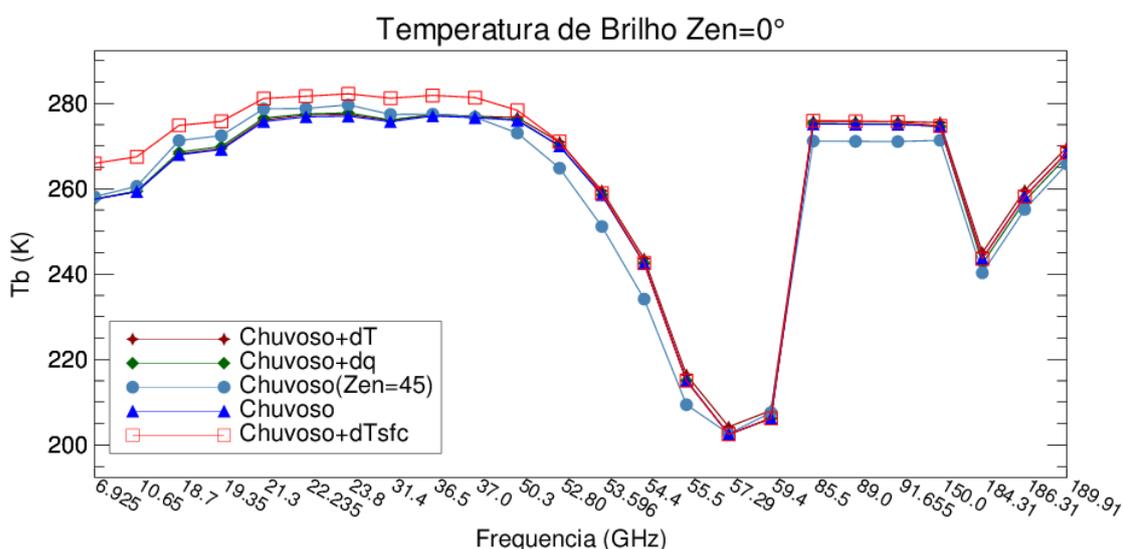
Figura 6.2 – Teste de sensibilidade para a variação da emissividade sob condições de céu claro (vermelho) e nebuloso (azul) para todos os canais em diferentes ângulos de visada: (a) nadir (zênite=0°) e (b) com zênite igual a 45°. A barra de erro refere-se a  $\pm 1$  desvio padrão da emissividade (veja Tabela 6.1).

Como notamos anteriormente, os canais de 60 e 183 GHz não sofrem influência do conteúdo de água líquida na atmosfera e nem dos efeitos da emissividade. Contudo suas dependências da absorção por oxigênio e vapor d'água, respectivamente, são bem conhecidas. De modo a avaliar as variações de todos os canais aos efeitos dos constituintes atmosféricos, foram realizados testes dentro do perfil termodinâmico mantendo-se as mesmas características

de superfície e hidrometeoros. Desse modo, a partir da equação 6.5, as  $T_b$ s mostraram praticamente as flutuações associadas a contribuição da atmosfera ( $J_v$ ) na radiação ascendente. A Figura 6.3 mostra as  $T_b$ s simuladas para a mesma condição de chuva (veja a linha azul escuro com triângulo preenchido) com variações dentro dos perfis de temperatura ( $dt, +\sigma(i)_T$ , para cada nível  $i$ ) e umidade específica ( $dq, +\sigma_{IWV}$ ), assim como, para um aumento de 10 K ( $dT_{sfc}$ ) na temperatura média da superfície (linha vermelha com quadrado) e simulações para um ângulo de visada de  $45^\circ$ . Fica evidente na Figura 6.3a que as variações de superfície apresentaram as maiores diferenças. A equação 6.5 mostra que para o mesmo canal, a magnitude do sinal da diferença entre chuvoso e chuvoso+ $dT_{sfc}$  dependerá da relação  $\epsilon_s dT_s t_s$ . Uma vez que os valores da emissividade da superfície e  $t_s$  sejam próximos a 1 sobre o continente (ex. 6,925 GHz), a variação do sinal será praticamente o valor testado (10 K). Assim, na figura abaixo, uma variação de 10 K na temperatura da superfície provocou um aumento de aproximadamente 10 K no 6,925 GHz, que diminui gradativamente até limite da baixa frequência, próximo a 50 GHz ( $t_s \approx 0$ ). Com relação ao ângulo zenital (linhas azul com círculos), pode ser observado nesta figura que os valores de  $T_b$  são realçados pelos efeitos de um maior caminho óptico, ou seja, nos canais de baixa frequência a emissão é pronunciada, enquanto que na faixa de 50 a 55 GHz o espalhamento diminui as  $T_b$ s significativamente (-7 K) e nas “janelas” próximas ao 89 GHz o efeito do espalhamento é aumentado. Nenhuma mudança foi observada nos canais próximos a 36,5 GHz e 59 GHz, o que é uma consequência do equilíbrio entre os processos radiativos discutidos anteriormente e a atenuação pelo oxigênio, respectivamente.

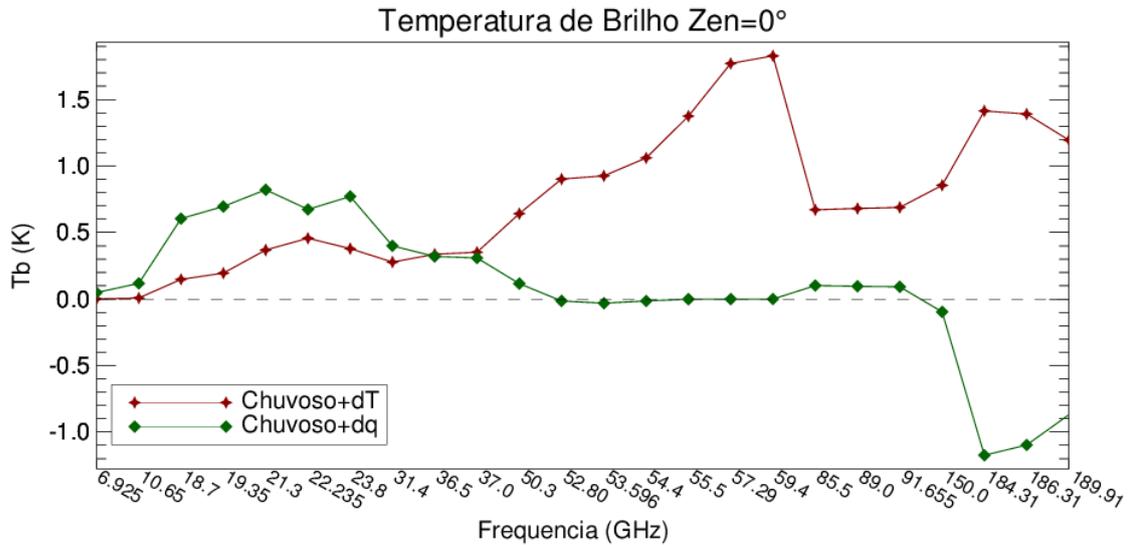
Como pode ser observado na Figura 6.3a, os valores de  $T_b$  dos testes de  $dT$  e  $dq$  não apresentaram variações tão significativas como aquelas mostradas pelos outros testes. De modo a visualizar maiores detalhes, a Figura 6.3b mostra as diferenças entre o seu chuvoso e estes testes. Para as variações no perfil de  $T$  (linha vermelha escura com estrela) observa-se que as  $T_b$ s

apresentam um aumento com relação ao perfil original em 22,235 GHz inferior a 0,5 K, que logo diminui nos canais de janela próximos a 30 GHz. Em seguida, um aumento gradativo é notado até o pico em 57 GHz (1,8K) e outro em 183 GHz (1,4 K). Contudo, entre esses dois picos, as janelas atmosféricas de 89 e 150 GHz mostraram um aumento próximo a 0,5 K, associado a emissão pela função de Planck dentro da contribuição atmosférica. Já os testes associados ao aumento da umidade dentro do perfil médio de nuvens quentes, como era de se esperar, mostraram que as maiores diferenças encontradas entre o perfil chuvoso médio e o teste (3,5 K) estavam relacionadas aos canais de absorção do vapor, enquanto que variações inferiores a 0,5 K foram registradas para os outros canais, principalmente na região do 52 à 59 GHz, que foi de praticamente zero. Tal resultado mostra que mesmo variações pequenas dentro dos perfis termodinâmicos podem influenciar consideravelmente o sinal recebido pelo satélite em frequências específicas. Contudo, podemos afirmar que mudanças na temperatura e ângulo zenital provocam maiores diferenças na  $T_b$  do que as variações dentro do perfil.



(a)

Figura 6.3 – Simulações da temperatura brilho no topo da atmosfera para teste de sensibilidade associados à (a) temperatura da superfície ( $dT_{SFC}$ ), ângulo zenital ( $zen = 45^\circ$ ), perfil de temperatura ( $dT$ ) e de umidade específica ( $dq$ ) e (b) a diferença entre a condição chuvosa original e os últimos dois testes.



(b)  
Figura 6.3 – Conclusão.

De modo a analisar o efeito da cobertura de nuvens na temperatura de brilho simulada pelo RTTOV, foram realizados testes nos quais a fração de nuvem dentro do modelo foi alterada. Pela equação 6.8, quando diminuimos a cobertura de nuvens (C) aumentamos o efeito da superfície e diminuimos o efeitos das nuvens na eq. 20. A Figura 6.4 mostra as Tbs simuladas para coberturas de nuvens de 100% (chuvoso), 50% [chuvoso (c50%)], 25% [chuvoso (c25%)] e em condições de céu claro. Observa-se que as mudanças ocorreram principalmente nos canais de janela atmosférica, como aqueles próximos ao 30 GHz e 89 GHz, sendo que na primeira faixa espectral a diminuição da cobertura de nuvens produziu Tbs próximas às condições de céu claro, diminuindo assim o efeito da emissão. Já nos canais de alta frequência, o sinal do espalhamento foi suavizado, como é de se esperar, o que provocou um aumento (diminuição) da Tb de aproximadamente 3 K para 50% e 6 K em 25% nos canais próximos a 89 GHz (36,7 GHz) com relação a cena completamente coberta por nuvens. Contudo, para os canais de absorção do vapor e oxigênio, pouca variação (inferior a 1 K) foi observada. Já os canais próximos a 18 GHz ainda apresentam um sinal de emissão acentuado, mesmo com 25% de cobertura. Com os resultados apresentados, podemos definir que, se uma nuvem quente não tiver tamanho suficiente para cobrir a totalidade do

pixel de um determinado canal (*footprint*), o sinal da chuva será confundido com a superfície, uma vez que a emissividade da superfície para os canais de baixa frequência proporcionam temperaturas próximas a de emissão, e os efeitos de espalhamento serão suavizados pela proporção de céu claro na imagem de satélite. Além disso, caso exista alguma nuvem com hidrometeoros precipitantes congelados próxima a nuvem quente e que ambas estejam representadas no mesmo pixel do satélite, o sinal da nuvem fria será mais pronunciado.

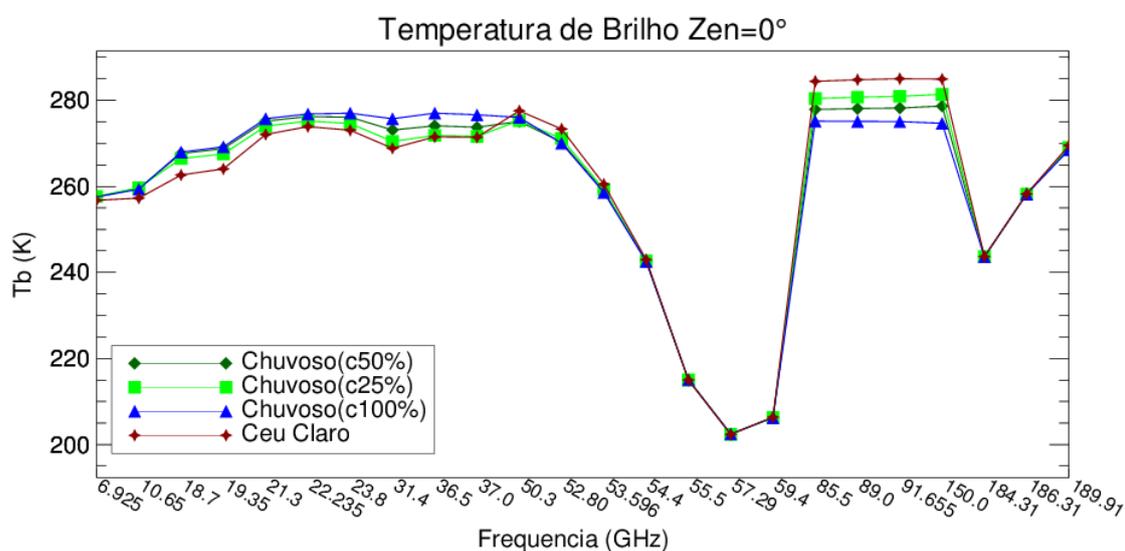


Figura 6.4 – As temperaturas de brilho simuladas pelo RTTOV sob a influência da variação da cobertura de nuvens para o perfil médio chuvoso de nuvens quentes sobre Fortaleza/CE.

Com relação ao conteúdo integrado de água líquida de nuvens quentes foram realizados testes de modo a averiguar as variações associadas a sua temperatura de brilho simulada. Baseando-se na técnica de quantis, os perfis médios de chuva associados aos percentis de 30, 50, 80 e 90% de  $ILW_R$  foram computados. Sendo assim, foi possível observar os efeitos de  $ILW_R$  associados a diferentes taxas de chuva na temperatura de brilho. A Figura 6.5 mostra as  $T_b$ s para os diferentes perfis (a) e a diferença entre essas para a condição de céu claro (b) e para a  $T_b$  simulada para o perfil chuvoso (percentil 100%) (c). Segundo Wiheit et al. (1977) e Kummerow (1998), a relação entre  $T_b$  e taxa de

chuva na superfície não é linear, contudo, a associação entre  $ILW$  e  $T_b$  é, o que pode ser observado na figura abaixo. A Figura 6.5a exibe as  $T_b$ s para os diferentes quantis. Nota-se que a radiação ascendente mostra pequenas variações apenas em canais próximos as janela atmosféricas, principalmente em 50 GHz ao redor de 89 GHz. De modo a destacar essas diferenças a Figura 6.5b mostra o viés (dTb) para a condição de céu claro. Nota-se nesta figura que os efeitos de emissão proporcionam um sinal de 5 K até o 23,8 GHz. Para frequências entre 31,4 GHz e 54,4 GHz o espalhamento torna-se mais acentuado, principalmente para os perfis com maior conteúdo de água de chuva, de quase -5 K. No entanto, as maiores extinções foram observadas para os canais de 85,5 à 150 GHz, com uma depressão de 10 K na  $T_b$  simulada. Nota-se algumas particularidades, como o fato do 31 GHz ser independente do  $ILW_R$ , assim, como as  $T_b$ s do 50,3 GHz para baixos valores de  $ILW_R$  serem proporcionais a condições de céu claro.

Pode ser visualizado na Figura 6.5c o viés entre os percentis e o total na coluna. Como era de se esperar, nota-se que as diferenças acima de 90% apresentam uma maior relação com o perfil médio de todos os eventos. Contudo, abaixo desse limiar as nuvens geradas mostram uma maior distância com relação ao total. Isso se deve ao fato que algumas nuvens observadas sobre Fortaleza apresentaram um alto conteúdo de água líquida e taxa de precipitação com relação à maioria dos eventos, como discutido nas seções anteriores. Tal diferença também pode ser visualizada na Figura 6.5b. Observa-se ainda, que os canais de 18 GHz, 50 GHz e aqueles próximos ao 89GHz foram os que apresentaram maior sensibilidade a taxa de precipitação do perfil, que chegaram a uma diferença de aproximadamente -3K. Nota-se nesta figura que existe pouca variabilidade associada à resposta das  $T_b$ s aos diferentes  $ILW_R$  analisados. No entanto, o canal que apresentou maior variabilidade associada aos diferentes conteúdos integrados foi o de 150 GHz. Pelas análises anteriores, podemos afirmar que, o sinal de nuvens quentes não é tão pronunciado como aquele associado a nuvens frias de grande

desenvolvimento vertical (-50K), (ZHAO e WENG, 2002), contudo este sinal é perceptível pelas simulações. Todavia, se o conteúdo de água líquida de uma nuvem quente não for grande o suficiente, o sinal observado por apenas um determinado canal não será sensível aos baixos valores de  $ILW_R$  observados para a maioria dos sistemas aqui analisados e possivelmente associá-los a uma determinada taxa de precipitação se torna ainda menos evidente, já que os valores de  $ILW_R$  aqui analisados não mostraram linearidade com a chuva na superfície.

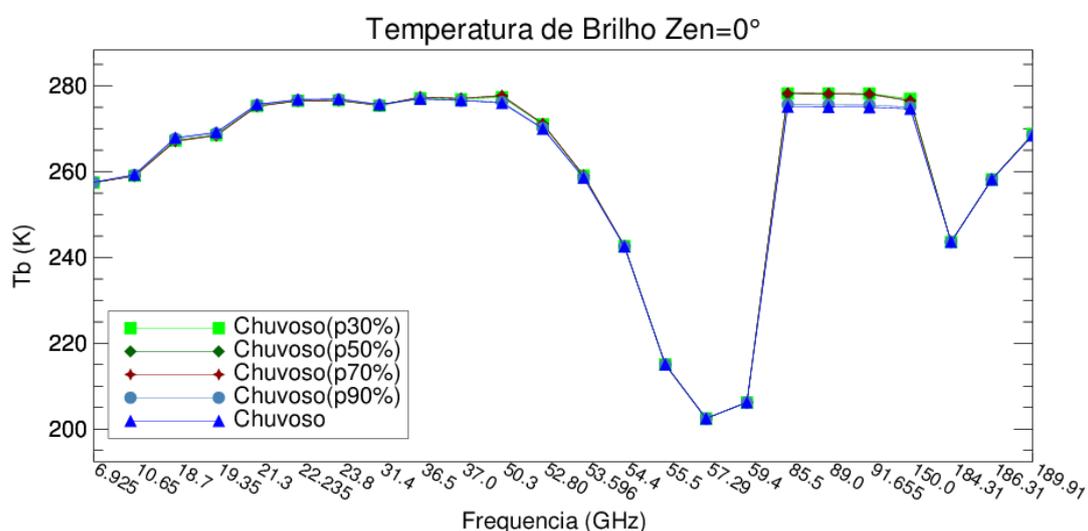


Figura 6.5 – As temperaturas de brilho simuladas pelo RTTOV sob a influência da variação do perfil de chuva na coluna atmosférica associada a diferentes percentis de  $ILW_R$  (a) e a diferença com relação a: condição de céu claro (b) e o perfil médio de chuvoso (c) de nuvens quentes (p100%) sobre Fortaleza/CE.

(Continua)

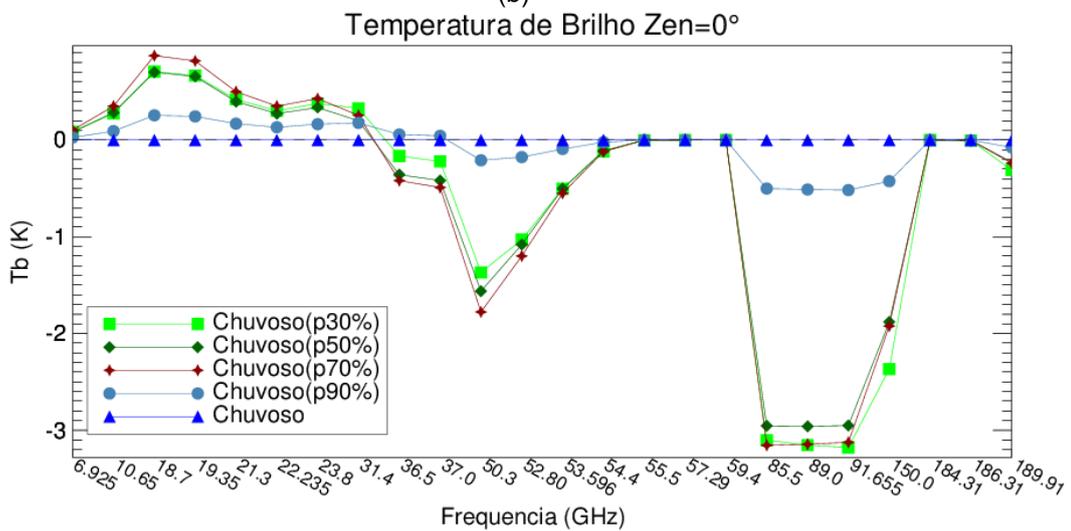
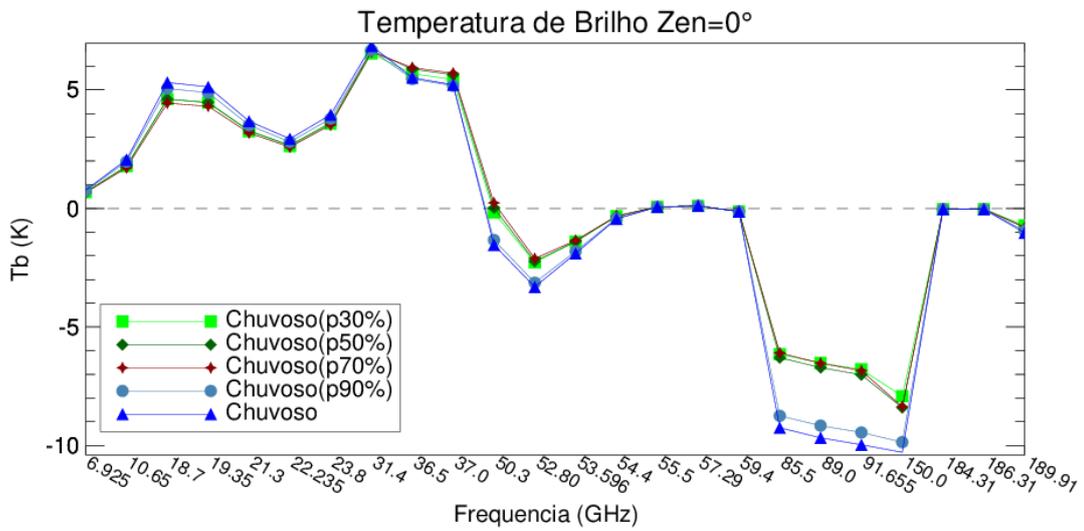


Figura 6.5 – Conclusão.

Os resultados acima mostram que as variações dos parâmetros atmosféricos e de superfície associados à ETR para a radiação emergente apresentam alguma sensibilidade, embora fraca e diferente para cada canal entre casos de uma atmosfera com nuvens precipitantes, com diferentes intensidades e sob condições de céu claro. Essas flutuações podem ocorrer em função de diversos fatores ambientais e proporcionar mudanças bruscas na coluna atmosférica que devem ser levadas em consideração no desenvolvimento de técnicas para a estimativa de precipitação. Nota-se nas análises que o sinal de um único canal pode sofrer grandes flutuações, no entanto a relação entre dois

ou mais canais podem ser usados para amenizar esses efeitos e realçar as características da chuva.

## 6.2. Diferença de Canais

Segundo Lima e Machado (2013), utilizando informações do espectro de onda do infravermelho, infravermelho-próximo e do vapor d'água a partir de medidas realizadas por satélites geoestacionários, a diferença de canais pode prover informações que ajudam na identificação de eventos precipitantes. Segundo os autores, as informações provindas sobre o topo das nuvens quentes revelam as características microfísicas que afetam diferentemente a emissão para cada comprimento de onda. Sendo assim, para entender as variações associadas a variável  $dTb/dv$  foi necessário verificar como as Tbs se comportam com relação as outras componentes da equação de transferência radiativa nas análises anteriores. Logo, se derivarmos a equação mais simples (Equação 6.5) com relação à frequência ( $\nu$ ), essa é dada por:

$$\frac{dTb(\nu)}{d\nu} = \frac{d(\epsilon_s(\nu)T_s t_s(\nu))}{d\nu} + \frac{d \int J(\nu)}{d\nu} \quad (6.9)$$

A derivação do termo de superfície é relativamente simples, já a diferencial do termo atmosférico é complexa, e em alguns casos não tem solução analítica, principalmente se o processo de espalhamento é importante. Se analisarmos o termo fonte (Equação 6.2), o cálculo da radiância em um determinado ângulo requer o conhecimento da radiância proveniente de todos os outros ângulos (ULABY, 1981). As análises anteriores mostram que cada componente, dependendo da situação meteorológica (nublado/chuvoso/céu claro), tem uma contribuição que não pode ser desprezada. Logo, a diferença entre canais levará em consideração a característica física de cada um e sua relação com as componentes de superfície e atmosfera. Com o intuito de avaliar as diferenças de canais, as seguintes variações foram aplicadas: a diferença das

Tbs e sua relação com a frequência  $\nu$  (Equação 6.10) e o resíduo da diferença ( $dR$ ) entre céu nublado ( $dTb^{nublado}/d\nu$ ) e céu claro ( $dTb^{céu\ claro}/d\nu$ ).

$$\frac{dTb}{d\nu} = \left| \frac{Tb_{i,j}^{condição}}{d\nu} - \frac{Tb_{i,j}^{condição}}{d\nu} \right|, \text{ para } i=0, Nchannel \text{ e } j=0, Nchannel \quad (6.10)$$

$$dR(dTb) = \left| \frac{dTb_{i,j}^{Nuvem}}{d\nu} - \frac{dTb_{i,j}^{CeuClaro}}{d\nu} \right|, \text{ para } i=0, Nchannel \text{ e } j=0, Nchannel \quad (6.11)$$

Sendo  $Nchannel$  o número de canais utilizados nas simulações, descritos na Tabela 6.1.  $dR(dTb)$  guarda como sinal basicamente o efeito da chuva de nuvem quente, reduzindo todos as outras componentes que estão no sinal da radiância medida pelo satélite. O primeiro termo da equação 6.9 (lado direito), por exemplo, desaparece o termo de emissividade da superfície quando é realizada essa diferença.

A Figura 6.6 mostra um gráfico de contorno associado ao módulo da diferença entre as temperaturas de brilho (K) para os diversos canais anteriormente analisados com relação ao perfil médio de nuvens quentes sobre Fortaleza/CE, tanto para condições chuvosas (Figura 6.6a,  $dTb^{Nublado}$ ) quando para a contrapartida de céu claro (Figura 6.6b,  $dTb^{CéuClaro}$ ). Notam-se na Figura 6.6 que as maiores diferenças foram observadas para aqueles canais que apresentaram baixa sensibilidade a chuva quente, segundo os testes anteriores. Dentre estes, podemos destacar o 57,29 GHz (linha tracejada), cujas diferenças foram as mais acentuadas. Isso dar-se principalmente pelo fato que a temperatura de brilho neste canal não é afetada pelas nuvens quentes. Ou seja, as componentes atmosféricas da equação 6.1 e 6.2 ( $S$  e  $J$ , respectivamente) são associadas apenas à absorção/emissão por gases. Logo existe grandes diferenças com os canais onde há sensibilidade a presença de nuvens quentes. Além do mais, a magnitude de sua  $Tb$  é inferior com relação aos outros canais analisados devido a sua opacidade com relação à radiação emitida pela superfície. Sendo assim, as  $Tbs$  do 57,29 GHz são representadas

apenas pelo termo efeito atmosfera e seus valores estão associados à absorção/emissão do oxigênio na camada acima das nuvens quentes, caso o pico de sua função peso continue acima do topo da nuvem.

De modo a analisar a figura abaixo, as diferenças entre as temperaturas de brilho de um determinado canal em questão, i.e. 57GHz (linha tracejada), com aqueles de frequência mais baixas (alta) é dada pela linha vertical (horizontal) imaginária. Nota-se na Figura 6.6a que o 57,29 GHz apresenta grandes diferenças para quase todas as outras frequências, exceto para aquelas mais próximas e que também fazem parte da banda de absorção do oxigênio, como era de se esperar. A segunda linha de realce nas diferenças se encontra nos canais de emissão do vapor d'água próximos a 183 GHz. Como verificado nos testes anteriores, a sensibilidade das nuvens quentes é apenas notada no  $183 \pm 7$  GHz, enquanto que os efeitos da superfície não são observados por essa região do espectro. Logo, as condições de céu claro e nublado são semelhantes, tendo em vista que o termo atmosférico (3) na equação 6.1 para nuvens quentes é majoritário e está associado a absorção/emissão do vapor d'água. Em seguida, o canal do 6,925 GHz mostra a terceira maior diferença. Esta frequência é afetada principalmente pelas propriedades de superfície, visto que esta é praticamente transparente as nuvens aqui analisadas. Sendo assim, o termo de superfície da equação 6.3 é o mais importante, no qual o produto será basicamente em função da temperatura e emissividade da superfície devido ao alto valor da transmitância.

Na Figura 6.6a, as diferenças de temperatura de brilho para condições de céu nublado mostram valores que podem chegar a mais de 70 K para o 57 GHz e os canais entre 21,3 e 50,3 GHz. Essa diferença tende a diminuir rapidamente para os canais de 52,8 a 55 GHz, que reflete o rápido enfraquecimento dos efeitos de extinção nessas frequências. Uma vez que a radiação emitida pela superfície é baixa na banda de absorção do oxigênio, os resultados dessas derivadas estão associados à variação da absorção/emissão pelo  $O_2$  em ambos os canais em diferentes camadas atmosféricas ( $dT/dz$ ) e o

espalhamento causado pelas camadas de nuvens baixas próximo ao 50GHz. Em condições de céu claro (Figura 6.6b) essas diferenças foram um pouco mais acentuadas, com um acréscimo máximo de 3 K no 52,8 GHz, como pode ser notado pela Figura 6.7, que apresenta o resíduo ( $dR$ , equação 6.11) das duas derivadas. Assim, as diferenças associadas à magnitude da  $T_b$  para condições sem o efeito de nuvens é retirada da análise, e o resíduo é justamente a amplitude do sinal para a nuvem em questão. Com relação aos canais abaixo do 37 GHz, variações superiores a 50 K ainda podem ser observadas com relação a banda de absorção do oxigênio, principalmente em 57 GHz. Contudo as maiores flutuações foram associadas para os canais distantes da frequência ressonante do 22 GHz, como podem se notado nesta figura. Tal resultado está vinculado aos processos de emissão por nuvens precipitantes, onde todas as componentes da ETR tem efeito na radiação ascendente. Contudo, em frequências ainda mais baixas, como 6,915 GHz, a diferença com o 57 GHz não sugere modificações na coluna atmosférica, e sim os efeitos da superfície.

Os testes de sensibilidade mostraram que os canais de 85 a 150 GHz são os que mais apresentam sensibilidade às nuvens quentes. Analisando a equação 6.1, para condições de céu encoberto com chuva, os efeitos de superfície são nulos, e por serem canais de “janela”, a componente atmosférica responde fortemente a presença de nuvens. Cabe ressaltar que as diferenças encontradas entre 89 e 150 GHz refletem o conteúdo integrado de água dentro da nuvem. Sendo que o 150 GHz apresenta maior sensibilidade a menores conteúdos de água, ao contrário do 89 GHz que é mais sensível a grandes gotas de chuva. Além do mais, no caso de condições de céu claro o 85,5 ao 91 GHz mostram-se sensíveis às variações associadas a mudanças de superfície, que não são tão pronunciadas como aquelas observadas para os canais de 30 GHz. Sendo assim, para as derivadas nos canais de “janela” amostrados na Figura 6.6a, nota-se que as diferenças não foram superiores a 3 K, o que reflete a proximidade das  $T_b$ s associadas aos processos na presença nuvens

para estas frequências. Como vimos nos testes de sensibilidade dos vários conteúdos de água de chuva, a depressão ( $Tb^{Nublado} - Tb^{Céu Claro}$ ) relacionada ao 150 GHz, por exemplo, gera uma diferença de 10 K, já o 31 GHz uma emissão de 6 K, ou seja, o módulo da diferença seria entorno de 4 K. Em condições de céu claro essa diferença pode chegar a valores superiores a 10 K, o que mostra uma nítida diferença com relação a ambas as condições. Isso apenas para uma derivada, na Figura 6.7 fica evidente que os efeitos de espalhamento nas frequências de 85,5 a 150 GHz são mais sensíveis à presença de chuva quente e ainda mais realçados pelos efeitos de emissão dos canais sensíveis ao conteúdo de água líquida, como o 19 GHz e o 31 GHz. Sinal este que chega a ser 2 vezes superior aquele observado para o 52 GHz, que foi a segunda frequência mais sensível, seguida pelo 31 e 18 GHz, respectivamente.

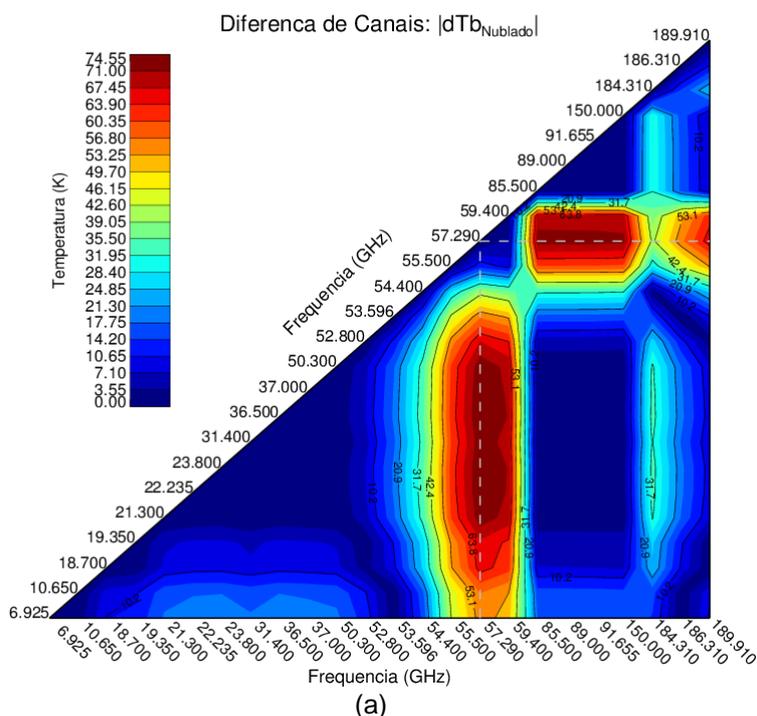


Figura 6.6 – Diferença das temperaturas de brilho (K) entre todas as frequências no micro-onda analisadas para o perfil médio de nuvens quentes sobre Fortaleza/CE associadas a condições: (a) chuvosas ( $dTb_{Nublado}$ ) e (b) de céu claro ( $dTb_{Céu Claro}$ ).

(Continua)



Levando em consideração que os canais de mais baixa frequência são mais suscetíveis a variações da emissividade da superfície, fato que não é observado pelas altas frequências para uma atmosfera com a presença de nuvens quentes precipitantes, este sinal da diferença entre condições de céu claro e nebuloso pode ser modulado pela influência da emissividade da superfície. Conforme mencionado, o efeito da emissividade da superfície ao realizar a diferença entre canais e entre céu claro é reduzida. Contudo, no termo ( $J$ ) da equação 6.9 contém os efeitos da emissividade da superfície, pois consiste na radiação refletida pela superfície que é associada à emissividade pela equação de Kirchoff. Para calcular o efeito da emissividade da superfície nessa diferença, foram realizados os cálculos conforme apresentado na figura 24, mas considerando a variação de um desvio padrão na emissividade ( $\epsilon_s + de$  – caso avaliado na Figura 6.2). Os resultados desta simulação são apresentados na Figura 6.8.

A Figura 6.8a, que descreve as diferenças entre as frequências para céu nublado, as derivadas tornam-se ainda mais superiores no 57 GHz, 183 GHz e próximo ao 89GHz com relação a Figura 6.8a. Enquanto que os efeitos de superfície são amenizados, como pode ser observado nas derivadas associadas ao canal do 6,925 GHz. Este último dar-se devido à aproximação da emissão da componente de superfície da ETR associada a cada canal, principalmente os de baixa frequência, com isso, o termo atmosfera se torna menos importante. Em compensação, os efeitos de nuvens são ainda mais acentuados pelos canais de mais alta frequência. A Figura 6.8b, para condições de céu claro, mostra que a relação entre os canais torna-se distinta daquela observada para a contrapartida nublada. As diferenças entre as derivadas de ambas as cenas (dR) podem ser visualizadas na Figura 6.9. Nota-se que o padrão encontrado se distingue daquele observado na Figura 6.7. Observa-se que os canais próximos ao 89 GHz apresentam sinais ainda mais evidentes, principalmente associados as frequências do espectro de absorções do  $O_2$  e  $H_2O$ , que não sofrem grandes variações com a emissividade da

superfície, e as frequência abaixo do 10,65 GHz, que são mais sensíveis a essa componente. Nota-se ainda que o canal do 50,3 GHz apresentou um aumento considerável de seu sinal, apesar da diminuição dos efeitos sobre seu vizinho, o 52,8 GHz. Isso mostra a habilidade desta faixa do espectro em se adaptar as variações de emissividade na superfície.

Contudo, em uma situação real, a partição do sinal de nuvens e céu claro não é trivial diretamente, o que limita a identificação desses sistemas. Poderia-se considerar uma simulação de céu claro, ou obter as radiâncias mais próximas de céu claro ou montar um banco de radiância de céu claro para fazer esse procedimento. No entanto, o intuito deste trabalho não é o de desenvolver técnicas para estimar precipitação, e sim, mostrar o sinal das nuvens quentes sobre o continente. Sendo assim, pelas análises anteriores, notou-se que a diferença de canal apresenta flutuação distinta entre uma cena sem e com a presença de nuvens, e os efeitos da emissividade da superfície nos diversos canais. Observou-se que as diferenças proporcionadas por esses canais realçam os processos radiativos inerentes a cada banda espectral, principalmente aqueles associados aos canais de janela em condições de emissividade próxima à climatológica, onde pode ser observado os efeitos de emissão até 30 GHz, e em seguida a absorção/espalhamento para os canais de mais alta frequência. Sendo que estes últimos e aqueles na banda de absorção do oxigênio realçam os efeitos de espalhamento para os altos valores de emissividade da superfície.

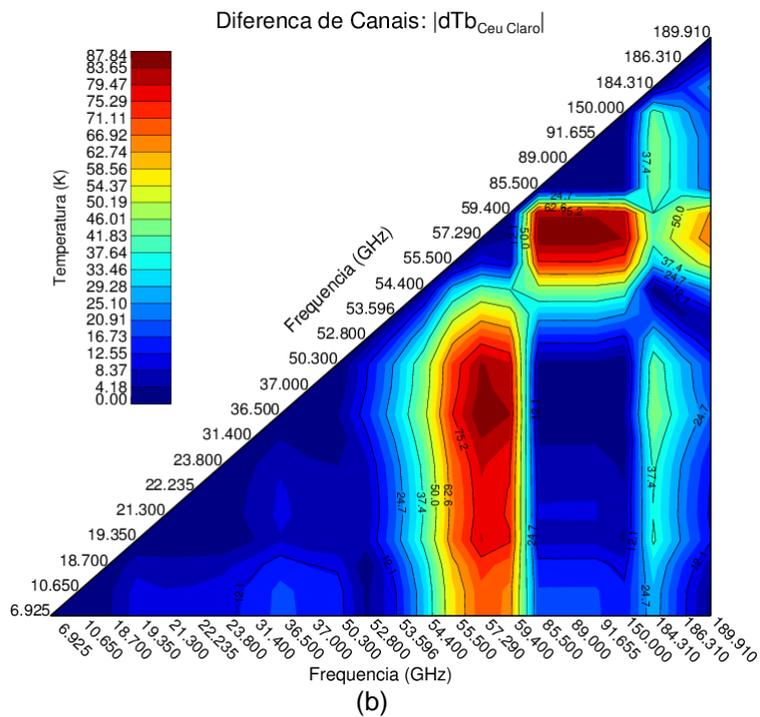
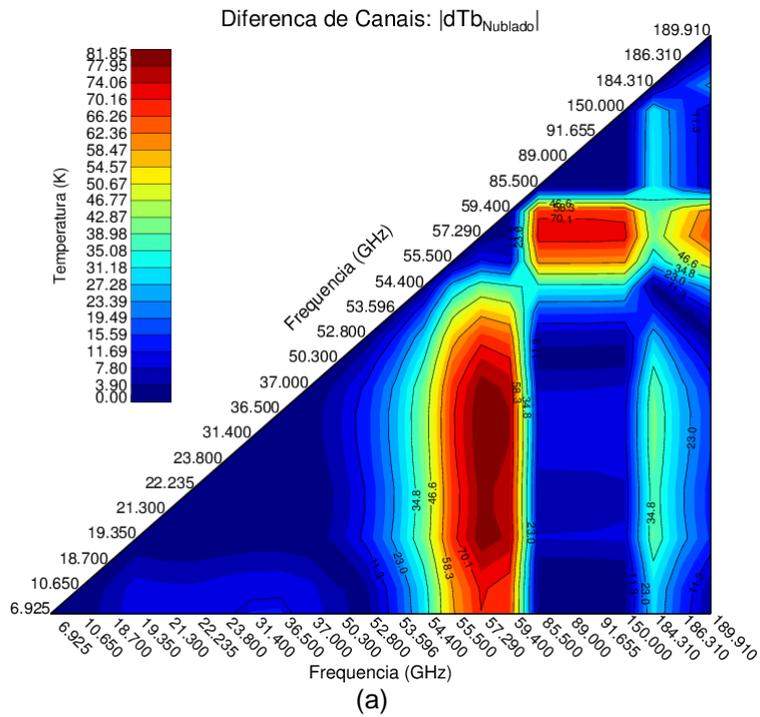


Figura 6.8 – Diferença das temperaturas de brilho (K) entre todas as frequências no micro-onda para o perfil médio de nuvens quentes sobre Fortaleza/CE considerando a  $\epsilon_s$  como a média mais um desvio padrão, para condições: (a) chuvosas ( $dTb_{\text{Nublado}}$ ) e (b) de céu claro ( $dTb_{\text{Céu Claro}}$ ).

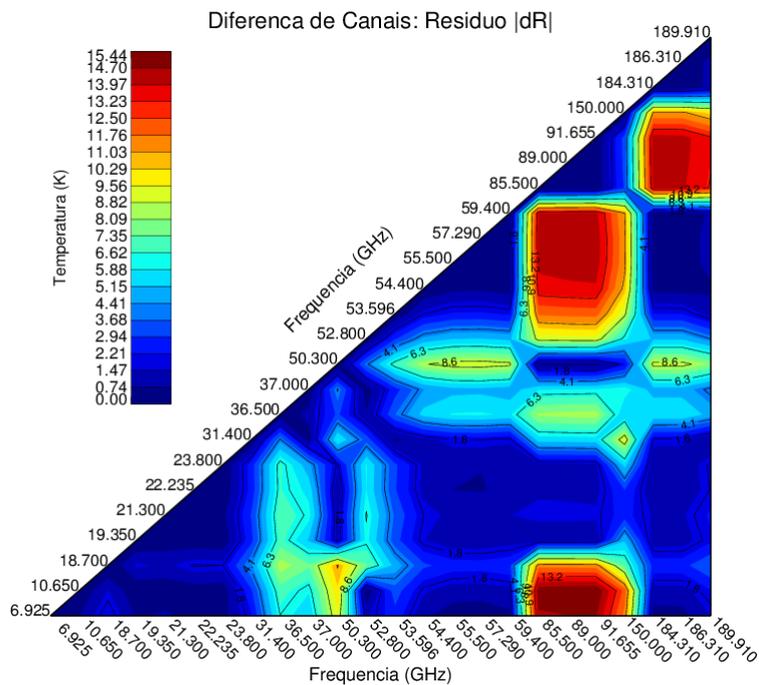


Figura 6.9 – O módulo do resíduo (dR) associado a diferença entre as diferenças de temperatura de brilho (K) para céu nublado ( $dTb_{Nublado}$ ) e céu claro ( $dTb_{Céu\ Claro}$ ) considerando a emissividade da superfície parametrizada como a média mais um desvio padrão.

De modo a quantificar o sinal total das diferenças entre todos os canais da chuva associada à nuvens quentes para as diferentes condições aplicadas nos testes de sensibilidade, foi realizado o somatório dessas diferenças. Nota-se que as contribuições das diferenças podem ser positivas ou negativas, por essa razão os valores foram calculados como o módulo das diferenças. A ideia do somatório é considerar que apesar de alguns canais não apresentarem diferenças significativas, eles contribuem para a descrição dos diferentes cenários, logo a integral dessas diferenças podem trazer um sinal acima do ruído criado pelas diferentes componentes que compõe a radiação emergente.

A Figura 6.10 mostra os valores dos somatórios dos módulos das diferenças entre canais sob as condições de céu nublado e claro para os diferentes testes. Nota-se nesta figura que os valores do somatório associado a nuvens apresentam um padrão de diminuição quase que linear, em comparação àqueles observados para eventos de céu claro que respondem basicamente as

características de superfície, como emissividade e temperatura. Para os eventos sem precipitação na coluna atmosférica, os somatórios são mais acentuados, onde diferenciá-los de eventos de céu claro só é possível na presença de grandes conteúdos de água líquida de nuvem e quando o efeito da emissividade é menos pronunciado. Já para eventos precipitantes, nota-se que o sinal produzido por altos valores de emissividade da superfície são proporcionais àqueles observados para nuvens não precipitantes, contudo, sua diferença com relação ao céu claro é a mais acentuada entre todos os testes. Observa-se que os valores mais próximos deste último são aqueles que justamente enaltecem os efeitos de superfície, como: maiores valores de temperatura da superfície e menor cobertura de nuvens. Seguindo a diminuição dos valores do somatório, nota-se pouca variação associada aos diferentes conteúdos de água de chuva. O chuvoso+dq mostra que com o aumento da umidade atmosférica, a emissão nas frequências ressonantes do vapor d'água torna-se mais pronunciada diminuindo assim derivada com relação aos canais de janela. Este último mostra valores comparáveis aos observados para uma cobertura de 50% de nuvens. Contudo não tão pronunciado como a diminuição do efeito da emissividade da superfície (chuvoso-de), que destaca a emissão a absorção/emissão por nuvens e atenua ainda mais a derivada, principalmente quando associados com os canais de maior espalhamento. A presença de nuvens com maior conteúdo de hidrometeoros precipitantes reduz o somatório drasticamente, o que induz a uma maior capacidade de detecção em função do espalhamento. Como vimos anteriormente, os canais de absorção do vapor tem um papel importantíssimo no somatório da derivada, visto que são associados a eles os valores mais pronunciados. O aumento da temperatura dentro destes perfis (chuvoso+dT) representa um aumento da absorção/emissão pelo oxigênio, que reduz os valores da derivada. Observa-se na Figura 6.10 que existe um nítido padrão de detecção de nuvens quentes associado ao somatório das derivadas. Onde os efeitos de superfície podem ser amenizados e os efeitos associados a presença de nuvens realçados, mesmo em condições de altos valores de emissividade da superfície.

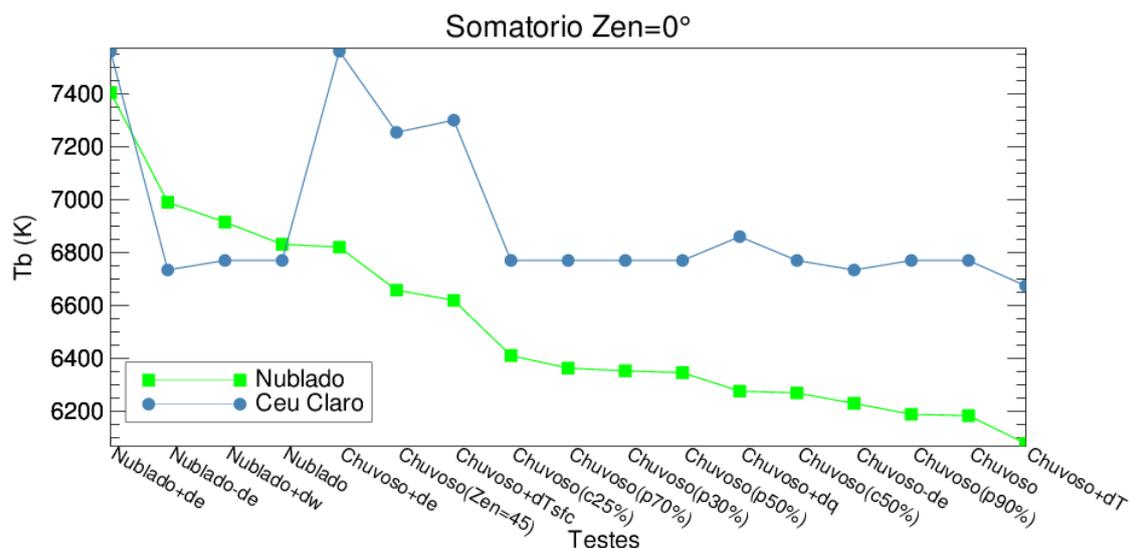


Figura 6.10 – Somatório da matriz diagonal dos módulos das diferenças para todos os testes realizados sob as condições de céu claro (azul) e nublado (verde) com relação ao perfil médio de nuvens quentes sobre Fortaleza/CE.

As análises anteriores mostraram que existe um sinal associado à chuva quente sobre o continente. Cabe ressaltar, que todos os testes e derivadas aqui analisados partem de um perfil médio desse tipo de sistemas sobre uma específica região próxima à costa do nordeste brasileiro. Como vimos nas análises anteriores, esses sistemas apresentam características regionais, o que possivelmente pode influenciar no sinal observado, principalmente naquilo que diz respeito ao conteúdo de água de chuva. Além do mais, exceto para os testes de cobertura de nuvens, todos os outros admitiram que todo o *pixel* do satélite estivesse preenchido por esses sistemas. No entanto, nuvens quentes geralmente não apresentam tamanho suficientemente grande para completar a cena observada por determinados canais, principalmente aqueles de sondagem na banda do oxigênio ( $33 \text{ km}^2$ ), e os canais abaixo do 10 GHz. Contudo, as derivadas mostram-se indiferentes a essa característica, uma vez que os canais do 60 GHz sofrem pouca influência com relação a presença de nuvens, e os de baixa frequências são praticamente transparentes. Outra característica que precisa ser evidenciada, é o ângulo de visada de sensores em micro-ondas (SSMIS/AMSU/TMI/AMSR) que é superior ao nadir, o que

pode diminuir os valores da radiação ascendente e necessita de uma melhor discretização da atmosfera dentro do caminho óptico, que não pode ser tratada neste trabalho.

O ponto principal desta análise é que o somatório da diferença para céu claro ou sem uma nuvem precipitante nunca é inferior a 6800 K. Contudo, para os casos de nuvem associados a precipitação de nuvens quentes os valores são sempre inferiores a esse limiar. Logo, essa metodologia se mostra eficiente para discriminar nuvens quentes precipitantes. Há um claro decréscimo, quase que linear, no valor do somatório das diferenças. Neste caso poderia se estimar a precipitação também em função deste ajuste, pois o valor decresce quase linearmente de 6800 a 6200, progressivamente com os quantis crescentes. Contudo, a Figura 6.5b mostra que o canal com maior sensibilidade a taxa de precipitação é o canal de 150 GHz, que apresenta uma variação quase que exponencial da diferença em função dos quantis. Logo, o processo que parece ideal é a caracterização de precipitação de nuvens quentes em termos de porcentagem de haver chuva de nuvens quentes em função da amplitude da diferença entre o valor do somatório menos o valor limiar de 6400 K. Assim, quanto maior essa diferença, maior a probabilidade de haver precipitação de nuvens quentes. Já o valor da taxa poderia ser parametrizada como a diferença no canal de 150 GHz.

Contudo, deve-se ressaltar que a presença de nuvens frias próximas a sistemas quentes ou acima deles pode mascarar os resultados, o que possivelmente tornará a sua detecção mais imprecisa. Segundo (PETTY et al., 2001), uma camada de água líquida de nuvens sobre a de precipitação pode suprimir o sinal da chuva nos canais de mais alta frequência, que foram os que apresentaram maior sensibilidade neste estudo. Se os sistemas quentes estiverem associados a nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical (ZIPSER; LIU, 2009), o sinal da depressão dessas nuvens é aproximadamente 10 vezes superior aquele observado nestas análises (SUN; WENG, 2012), o que torna sua detecção inviável. Além do mais, as análises

anteriores mostraram quem existe uma grande variabilidade das DSD com relação aos sítios, segundo Coppens e Haddad (2000) e Viltard et al. (2000) os efeitos dessas distribuições podem afetar a significativamente as  $T_b$  em micro-onda.

No entanto, nos últimos anos esforços estão sendo realizados para melhorar a resolução dos sensores em micro-onda (MASUNAGA et al., 2010; MATSUI et al., 2013), assim como a aplicação mais frequentes de canais de sondagem na determinação do perfilamento das nuvens precipitantes (BAUER; MUGNAI, 2003), o que tornará o sinal de nuvens quentes ainda mais apreciável para sensores passivos. Além do mais, a nova geração do TRMM irá disponibilizar informações relevantes sobre a estrutura vertical e espacial das nuvens quentes sobre toda a região tropical a partir da utilização de dois radares acoplados com diferentes comprimentos de onda.



## 7 CONCLUSÕES

As medidas experimentais coletadas pelo projeto CHUVA sobre os diferentes regimes de precipitação no Brasil permitiram realizar estudos inéditos sobre as propriedades macrofísicas e microfísicas das nuvens precipitantes e não precipitantes no país, destacando as regiões observadas. Esse estudo permitiu classificar e definir regionalmente os diferentes processos de nuvens para os diferentes regimes de precipitação no Brasil e principais tipos de nuvens precipitantes. Tal discretização ajudou na determinação dos padrões médios para os diversos tipos de precipitação, em especial, aquelas associadas às nuvens quentes, que é o foco principal deste trabalho. A partir dessas medidas foi possível suprir com informações detalhadas um modelo de transferência radiativa e, assim, determinar as características da radiação emergente no topo da atmosfera no espectro do micro-onda, o que permitiu sugerir uma metodologia para estimar a precipitação das nuvens quentes.

O conteúdo de água líquida adiabática obtida pela radiossonda, juntamente com as medidas realizadas pelo radiômetro de superfície, foram úteis para inferir informações importantes sobre os processos de entranhamento e coalescência. Foi observado que as nuvens sobre os sítios costeiros apresentaram maior conteúdo observado de água líquida que o adiabático nos sítios continentais. Este fato pode ser explicado como a predominância dos processos mais importantes de coalescência nos sítios costeiros, em contraste com o maior entranhamento sobre os sítios continentais. Cabe lembrar que os cálculos foram realizados para nuvens não precipitantes, onde a presença de aerossóis altamente higroscópicos e os maiores valores de inibição convectiva podem favorecer este comportamento, respectivamente. Contudo, os sistemas de convecção profunda sobre os sítios continentais são significativamente mais eficientes na produção de nuvens profundas que as próximas à costa. Com relação à flutuação do  $ILW_C$  associado à espessura da camada de nuvens, observou-se que existe uma relação positiva, ou seja, quanto mais espessa é a

nuvem maior o seu  $ILW_C$ . Entretanto, maiores são as suas variações o que não permitiu sua parametrização.

Com relação ao I WV, observou-se que os sítios na região tropical apresentaram valores superiores àqueles encontrados para o Vale do Paraíba. Notou-se ainda, que os sítios costeiros apresentaram maior conteúdo de I WV do que os outros sítios, exceto para as medidas do GPS em Alcântara. Notadamente, Belém foi o sítio que apresentou maior uniformidade (menor desvio-padrão) em suas medidas, enquanto que Fortaleza foi aquele que exibiu a maior variabilidade, fato este associado a maior atuação dos sistemas precipitantes sobre este último sítio. Os sistemas precipitantes apresentaram características distintas associadas à conversão de vapor d'água para água líquida. Fortaleza foi o sítio no qual os eventos estratiformes apresentaram maior eficiência nessa conversão, o que diminui o I WV durante sua atuação, principalmente relacionado ao tamanho dos eventos localmente observados. Já os eventos convectivos apresentaram uma maior variação dos valores, possivelmente associado a maior eficiência em converter vapor para água líquida do que os eventos estratiformes, e os efeitos de processos de entranhamento nas camadas superiores.

O conteúdo integrado de água líquida de chuva na camada quente da nuvem (da base a 1 km abaixo do nível de derretimento) foi similar entre Fortaleza e Alcântara, assim como, entre o Vale do Paraíba e Belém. Isto reflete as características individuais dos regimes de precipitação das nuvens sobre estas regiões. Os valores mais significantes foram observados na região costeira, que, de acordo com as análises, poderiam estar associados com os processos de nuvens quentes. Por outro lado, as camadas superiores das nuvens mostram valores mais altos para Belém e Vale do Paraíba, o que indica que os processos de nuvens frias são mais predominantes, uma vez que essas regiões são conhecidas por seus sistemas convectivos bem desenvolvidos e altas taxas de precipitação.

Com relação aos diferentes tipos de eventos precipitantes, foi notado que o  $LWC_R$  e o  $ILW_R$  da camada quente das nuvens foram mais altos em sistemas convectivos do que para os eventos estratiformes e quentes. Contudo, as diferenças entre estes dois últimos tipos de nuvens foram pequenas. No entanto, análises regionais mostram que os valores do conteúdo de água líquida das nuvens quentes foram superiores nos sítios próximos à costa do que aquelas observadas sobre os sítios continentais, principalmente em Alcântara, sendo que, as nuvens quentes no Vale, apresentaram os menores valores de água líquida. Além do mais, notou-se que os eventos estratiformes sobre a costa mostraram um maior conteúdo de água na camada líquida. Aparentemente, sistemas quentes bem desenvolvidos possuem uma cobertura de gelo logo após o  $0^\circ\text{C}$ , o que poderia confundi-los com sistemas estratiformes. No entanto, toda precipitação estaria associada ao núcleo quente desta nuvem.

Sobre o Vale do Paraíba foi notado que as nuvens convectivas exibem processos mais intensos na camada de mistura do que em qualquer outra nuvem. Isto se deve provavelmente a uma maior quantidade de água super-resfriada injetada a partir de correntes ascendentes na camada superior da nuvem. Cabe ressaltar que durante o experimento de campo, diversas tempestades de granizo foram reportadas. Em Belém, as nuvens convectivas apresentaram uma camada glaciada com valores mais significativos e topos mais altos. A assinatura da banda brilhante foi distinta entre os sítios. As nuvens geradas sobre a região costeira apresentam uma banda brilhante mais próxima do nível de congelamento do que os outros sítios, o que possivelmente está associado a uma camada mais espessa nesses eventos sobre a costa. Além disso, Fortaleza foi o sítio que apresentou um pico da BB menos pronunciado, o que provavelmente deve-se a ocorrência de um processo mais lento de derretimento do gelo do que nas outras regiões.

Com relação ao tamanho das gotas de chuva, notou-se que exceto em nuvens estratiformes, os eventos convectivos, sejam eles rasos ou profundos,

apresentam variações entre os sítios. As DSDs para nuvens quentes sobre a costa confirmam aqueles mais altos valores de  $ILW_R$ , que estão associados com as maiores gotas de chuva. Uma faixa de gotas específica pode causar diferenças na taxa de chuva observada em cada sítio, assim como os valores de LWC. Foi notado que certos diâmetros apresentam um maior efeito sobre o conteúdo total de água líquida, que depende do sistema observado e da localização onde a chuva foi gerada, o que é um reflexo dos processos de chuva predominantes nas nuvens. A avaliação do comportamento da água líquida de chuva em relação à intensidade da precipitação mostrou que existe significativa variabilidade nos valores associados com o tipo de nuvem. Foi notado que com o aumento da intensidade da precipitação, o conteúdo integrado de água líquida de chuva também aumenta. Contudo, a relação entre o  $ILW_R$  e o RR é fortemente associada com os tipos de nuvens observadas. Apesar disso, desenvolver uma relação universal entre essas variáveis é complexa e requer informações auxiliares, como a fase do hidrometeoro e as características termodinâmicas.

Apesar de existir similaridades entre as distribuições de água dos sítios estudados, ficou evidente que existe uma grande variabilidade dos valores de água líquida de nuvens e precipitação em função dos diferentes processos microfísicos, adiabáticos e não-adiabáticos sobre cada região analisada.

Os testes de sensibilidade da radiação ascendente no topo da atmosfera associada aos sistemas de nuvens quentes mostraram que o sinal deste tipo de nuvem é relativamente pequeno se comparado aos eventos de grande desenvolvimento vertical sobre o continente. Os efeitos de superfície suprimem o sinal da baixa frequência, o que limita a utilização individual desses canais na identificação dessas nuvens. Entretanto, os canais de sondagem e os de frequência maiores de 85 GHz na janela atmosférica apresentam pouca sensibilidade à variação da emissividade da superfície e as maiores diferenças entre nuvem com precipitação e sem nas Tbs simuladas. Esse fato classifica esses canais como aqueles que mais contribuirão na detecção de precipitação

de nuvens quentes sobre o continente. Embora o valor de um dado canal seja pouco sensível à nuvem precipitante, a diferença entre os canais produz um sinal que realça os processos radiativos associados à presença dessas nuvens e reduzem os efeitos de superfície, o que pode ser um indício da identificação de precipitação de nuvens quentes sobre o continente, principalmente se considerar o somatório do módulo dessas diferenças como um possível índice de determinação da presença desses eventos. O canal de 150 GHz é o canal com maior sensibilidade a diferentes intensidades de precipitação. Estudos mais detalhados, empregando dados medidos por satélites, precisam ser realizados de modo a se determinar este sinal a partir de medidas reais em plataformas espaciais, principalmente para canais associados à nova geração de satélites do GPM.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R.F.; NEGRI, A.J. A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. **Journal of Applied Meteorology**, v. 27, n. 1, p. 30-51, 1988.

ATLAS, D. The estimation of cloud parameters by radar. **J. Meteor.**, v. 11, p. 309–317, 1954.

ATLAS, D.; WILLIAMS, C. R. The anatomy of a continental tropical convective storm. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 60, n. 1, p. 3-15, 2003.

AUSTIN, P. M. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 5, p. 1053-1070, 1987.

AWAKA, J.; IGUCHI, T.; OKAMOTO, K. Rain type classification algorithm. In: LEVIZZANI, V.; BAUER, P.; TURK, F.J. (eds.). **Measuring precipitation from space - EURAINSAT and the future**. New York: Springer, 2007. p. 213–224.

AWAKA, J.; IGUCHI, T.; OKAMOTO, K. I. TRMM PR standard algorithm 2A23 and its performance on bright band detection. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 87, n. 0, p. 31-52, 2009.

BALAKRISHNAN, N.; ZRNIC, D. S. Use of polarization to characterize precipitation and discriminate large hail. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 47, n. 13, p. 1525-1540, 1990.

BALDINI, L.; GORGUCCI, E. Identification of the Melting Layer through Dual-Polarization Radar Measurements at Vertical Incidence. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 23, p. 829–839, 2006.

BARRET, E.C. The estimation of monthly rainfall from satellite data. **Monthly weather review**, v. 98, n. 4, p. 322-327, 1970.

BATTAGLIA, A.; SIMMER, C.; CREWELL, S.; CZEKALA, H.; EMDE, C.; MARZANO, F.; PRIGENT, C. Emission and scattering by clouds and precipitation. In: MÄTZLER, C. **Thermal microwave radiation: applications for remote sensing**. 2006. v. 52, 101-233.

BATTAGLIA, A.; SAAVEDRA, P.; SIMMER, C.; ROSE, T. Rain observations by a multifrequency dual-polarized radiometer. **Geoscience and Remote Sensing Letters**, IEEE, v. 6, n. 2, p. 354-358, 2009.

BATTAGLIA, A.; SAAVEDRA, P.; MORALES, C. A.; SIMMER, C. Understanding three-dimensional effects in polarized observations with the ground-based ADMIRARI radiometer during the CHUVA campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 116, n. D9, 2011.

BATTAN, L.J. **Radar Observation of the Atmosphere**. Chicago, IL: The University of Chicago Press, 1973. 324 p.

BAUER, P.; MUGNAI, A. Precipitation profile retrievals using temperature-sounding microwave observations. **Journal of geophysical research**, v. 108, n. D23, p. 4730, 2003.

BAUER, P.; MOREAU, E.; DI MICHELE, S. Hydrometeor retrieval accuracy using microwave window and sounding channel observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, n. 7, p. 1016-1032, 2005.

BAUER, P.; MOREAU, E.; CHEVALLIER, F.; O'KEEFFE, U. Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, n. 617, p. 1259-1281, 2006.

BEARD, K. V.; H. T. OCHS III. Warm-rain initiation: An overview of microphysical mechanisms. **J. Appl. Meteor.**, v. 32, p. 608–625, 1993.

BEAVER, J. D.; BRINGI, V. N. The application of S-band polarimetric radar measurements to Ka-band attenuation prediction. **Proceedings of the IEEE**, v. 85, n. 6, p. 893-909, 1997.

BEHRANGI, A.; HSU, K. L.; IMAM, B.; SOROOSHIAN, S.; HUFFMAN, G. J.; KULIGOWSKI, R. J. PERSIANN-MSA: a precipitation estimation method from satellite-based multispectral analysis. **Journal of Hydrometeorology**, v. 10, n. 6, p. 1414-1429, 2009.

BENNARTZ, R.; BAUER, P. Sensitivity of microwave radiances at 85–183 GHz to precipitating ice particles. **Radio Science**, v. 38, n. 4, 2003.

BEVIS, M.; BUSINGER, S.; HERRING, T. A.; ROCKEN, C.; ANTHES, R. A.; WARE, R. H. Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 97, n. D14, p. 15787-15801, 1992.

BEVIS, M.; BUSINGER, S.; CHISWELL, S.; HERRING, T. A.; ANTHES, R. A.; ROCKEN, C.; WARE, R. H. GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water. **Journal of applied meteorology**, v. 33, n. 3, p. 379-386, 1994.

BISCARO, T. S.; MORALES, C. A. Continental passive microwave-based rainfall estimation algorithm: application to the Amazon Basin. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 7, p. 1962-1981, 2008.

BOURAYOU, R.; CALHEIROS, A.J.; SAKURAGI, J.; MIACCI, M.; BARBOSA H.J.M.; ANGELIS C.F.; MACHADO L.A.T. Vertical cloud structure over a north-eastern Brazilian coastal city using LIDAR, a microwave radiometer and a K-

band hydrometeor profiler. In: WORKSHOP ON LIDAR MEASUREMENTS IN LATIN AMERICA – VI WLMLA. 6., 2011, La Paz, Bolivia. **Proceedings...** La Paz: (LFA-UMSA), 2011.

BRAUN, J.; ROCKEN, C.; LILJEGREN, J. Comparisons of line-of-sight water vapor observations using the global positioning system and a pointing microwave radiometer. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20, n. 5, p. 606-612, 2003.

BURNET, F.; BRENGUIER, J. L. Observational study of the entrainment-mixing process in warm convective clouds. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 64, n. 6, p. 1995-2011, 2007.

BYTHEWAY, J.L.; KUMMEROW, C.D. A physically based screen for precipitation over complex surfaces using passive microwave observations. **Geoscience and Remote Sensing**, v. 48, p. 299 – 313, 2010.

CAMPOS, E.; ZAWADZKI, I. Instrumental uncertainties in ZR relations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 7, p. 1088-1102, 2000.

CAREY, L. D.; JIANGUO, N.; PING, Y.; KANKIEWICZ, J. A.; LARSON, V. E.; VONDER HAAR, T. H. The vertical profile of liquid and ice water content in midlatitude mixed-phase altocumulus clouds. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, v. 47, p. 2487–2495, 2008

CHEN, R.; CHANG, F.L.; LI, Z.; FERRARO, R.; WENG, F. Impact of the vertical variation of cloud droplet size on the estimation of cloud liquid water path and rain detection. **J. Atmos. Sci.**, v. 64, p. 3843–3853, 2007.

CHEN, R.; KULIGOWSKI, R. J. Estimation of warm rain using information from the proposed Advanced Baseline Imager (ABI): a pre-launch study with a-train satellite data. In: CONFERENCE ON CLOUD PHYSICS/13TH CONFERENCE ON ATMOSPHERIC RADIATION, 13, 2010, Portland, OR. **Proceedings...** Portland, 2010.

CHEN, R.; LI, Z.; KULIGOWSKI, R. J.; FERRARO, R.; WENG, F. A study of warm rain detection using A-Train satellite data. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 4, 2011.

COPPENS, H.; HADDAD, Z. S. Effects of raindrop size distribution variations on microwave brightness temperature calculation. **Journal of Geophysical Res.**, v. 105, 2000.

COTTON, W. R. Modification of precipitation from warm clouds - A review. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 63, p. 146–160, 1982.

COTTON, W.R.; BRYAN G.H.; VAN DEN HEEVER, S.C. **Storm and cloud dynamics**. 2. ed. Oxford: Elsevier Academic Press, 2011. p. 890. ISBN 978-0-120-88542-8.

CIMINI, D.; WESTWATER, E. R.; HAN, Y.; KEIHM, S. J. Accuracy of ground-based microwave radiometer and balloon-borne measurements during WVIOP2000 field experiment, **IEEE T. Geosci. Remote**, v. 41, p. 2605–2615, 2003.

CREWELL, S.; LOEHNERT, U. Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry: 2. sensor accuracy and synergy, **Radio Sci.**, v. 38, 2003.

CZEKALA, H.; SIMMER, C. Microwave radiative transfer with nonspherical precipitating hydrometeors, **Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer**, v. 60, n. 3, p. 365-374, 1998.

CZEKALA, H.; CREWELL, S.; SIMMER, C.; THIELE, A. Discrimination of cloud and rain liquid water path by groundbased polarized microwave radiometry. **Geophysical research letters**, v. 28, n. 2, p. 267-270, 2001.

DAVIS, J. L.; HERRING, T. A.; SHAPIRO, I. I.; ROGERS, A. E. E.; ELGERED, G. Geodesy by radio interferometry: effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. **Radio Science**, v. 20, n. 6, p. 1593-1607, 1985.

DEETER, M. N.; VIVEKANANDAN, J. New dual-frequency microwave technique for retrieving liquid water path over land, **J. Geophys. Res.**, v. 111, 2006.

Donaldson, R. J. The measurement of cloud liquid-water content by radar. **J. Meteor.**, v. 12, p. 238–244, 1955.

DOVIK, R. J.; ZRNIC, D. S. **Doppler radar and weather observations**. 2 ed. New York: Academic Press, 1993. 562 p.

ECCLES, P. J.; MUELLER, E. A. X-band attenuation and liquid water content estimation by a dual-wavelength radar. **Journal of Applied Meteorology**, v. 10, n. 6, p. 1252-1259, 1971.

ENGLAND, M. N.; SCHMIDLIN, F. J.; JOHANSSON, J. M. Atmospheric moisture measurements: a microwave radiometer-radiosonde comparison. **Geoscience and Remote Sensing**, IEEE Transactions on, v. 31, n. 2, p. 389-398, 1993.

FABRY, F.; ZAWADZKI, I. Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 52, n. 7, p. 838-851, 1995.

FEIND, R. E.; DETWILER, A. G.; SMITH, P. L. Cloud liquid water measurements on the armored T-28: intercomparison between Johnson-Williams Cloud Water Meter and CSIRO (King) liquid water probe. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 17, p. 1630–1638, 2000.

FERRARO, R.; GRODY, N. C.; MARKS, G. F. Effects of surface conditions on rain identification using the DMSPP-SSM/I., **Remote Sensing Reviews**, v. 11, p. 195 – 209, 1994.

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

FERRARO, R.; WENG, F.; GRODY, N.; ZHAO, L.; MENG, H.; KONGOLI, C.; PELLEGRINO, P.; QIU, S.; DEAN, C. NOAA operational hydrological products derived from the Advanced Microwave Sounding Unit. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 43, n. 5, p. 1036-1049, 2005.

GASIEWSKI, A. J.; BARRETT, J. W.; BONANNI, P. G.; STAELIN, D. H. Aircraft-based radiometric imaging of tropospheric temperature and precipitation using the 118.75-GHz oxygen resonance. **Journal of Applied Meteorology**, v. 29, p. 620-632, 1990.

GASIEWSKI, A. J. Microwave radiative transfer in hydrometeors. In: JANSSEN, M.A. **Atmospheric remote sensing by microwave radiometry**. New York: John Wiley 1993. p. 91.

GEER, A. J.; BAUER, P. O'Dell, C. W. A revised cloud overlap scheme for fast microwave radiative transfer in rain and cloud. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 11, p. 2257-2270, 2009.

GRECU, M.; OLSON, W. S. Bayesian estimation of precipitation from satellite passive microwave observations using combined radar radiometer retrievals. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, v. 45, p. 416–433, 2006.

GREENWALD, T. J.; COMBS, C. L.; JONES, A. S.; RANDEL, D. L.; VONDER HAAR, T. H. Further developments in estimating cloud liquid water over land using microwave and infrared satellite measurements. **J. Appl. Meteorol.**, v. 36, p. 389– 405, 1997.

GLICKMAN, T. S. **Glossary of meteorology**. 2 ed. Amer. Meteor. Soc., 2000. 855 p.

GOURLEY, J. J.; CALVERT, C. M. Automated detection of the bright band using WSR-88D data. **Weather and forecasting**, v. 18, n. 4, p. 585-599, 2003.

GREENE, R.; DOUGLAS R.; ROBERT, A. Clark vertically integrated liquid water—a new analysis tool. **Mon. Wea. Rev.**, v. 100, p. 548–552, 1972.

GRODY, N.C. Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). **J. Geophys. Res.**, v. 96, p. 7423– 7435, 1991.

GRODY, N. C. Remote sensing of the atmosphere from satellites using microwave radiometry. In: JANSSEN, M.A. (ed.). **Atmospheric remote sensing by microwave radiometry**. New York: John Wiley, 1993. 259 p.

GULTEPE, I.; ISAAC, G. A. Liquid water content and temperature relationship from aircraft observations and its applicability to GCMs. **J. Climate**, v. 10, p. 446–452, 1997.

HAGEN, M.; YUTER, S. E. Relations between radar reflectivity, liquid-water content, and rainfall rate during the MAP SOP. **Q.J.R. Meteorol. Soc.**, v. 129, p. 477–493, 2003.

HAN, Y.; SNIDER, J. B.; WESTWATER, E. R.; MELFI, S. H.; FERRARE, R. A. Observations of water vapor by ground-based microwave radiometers and Raman lidar. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 99, n. D9, p. 18695-18702, 1994.

HAN, Y.; WESTWATER, E.R. Analysis and improvement of tipping calibration for ground-based microwave radiometers. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Tras.** v. 38, n. 3, p. 1260 – 1276, 2000.

HAN, Y.; WENG, F.; LIU, Q.; van DELST, P. A fast radiative transfer model for SSMIS upper atmosphere sounding channels. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 112, n. D11, 2007.

HARDY, W.N. Precision temperature reference for microwave radiometry. **IEEE Trans. Microwave Theory.** v. 21, p. 149-150, 1973.

HEWISON, T. J. **Profiling temperature and humidity by ground-based microwave radiometers**. 2006. Thesis (Ph.D in Meteorology) - Department of Meteorology, University of Reading, GB, 2006.

HEWISON, T.; GAFFARD, C. **Radiometrics MP3000 microwave radiometer performance assessment**. Exeter, UK: Met Office, National Meteorological Library, Disponível em: <http://tim.hewison.org/TR29.pdf>, 2003. Obs. Development technical report TR29.

HOGAN, R. J.; GAUSSIAT, N.; ILLINGWORTH, A. J. Stratocumulus liquid water content from dual-wavelength radar. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 22, p. 1207–1218, 2005.

HONG, G.; HEYGSTER, G.; MIAO, J.; KUNZI, K. Sensitivity of microwave brightness temperatures to hydrometeors in a tropical deep convective cloud system at 89–190 GHz. **Radio science**, v. 40, n. 4, p. RS4003, 2005.

HOUZE, R. A. Jr. **Cloud dynamics**. San Diego, California: Academic Press, , 1993. 573 p.

HSU, K. L.; GAO, X.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, H. V. Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 9, p. 1176-1190, 1997.

INGOLD, T.; PETER, R.; KÄMPFER, N. Weighted mean tropospheric temperature and transmittance determination at millimeter-wave frequencies for ground-based applications. **Radio Sci.**, v. 33, p. 905-918, 1998.

JAFFRAIN, J.; BERNE, A. Experimental quantification of the sampling uncertainty associated with measurements from PARSIVEL disdrometers. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 3, p. 352-370, 2011.

JANSSEN, M. A. **Atmospheric remote sensing by microwave radiometry**. New York: Wiley, 1993, ISBN: 978-0471628910.

JOHNSON, D. B. The role of giant and ultragiant aerosol particles in warm rain initiation. **J. Atmos. Sci.**, v. 39, p. 448–460, 1982.

JOSS, J.; WALDVOGEL, A. Ein Spectrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung (A spectrograph for the automatic analysis of raindrops). **Pure and Applied Geophysics**, v. 68, p. 240–246, 1967.

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 3, p. 487-503, 2004.

KARMAKAR, P. K.; MAITI, M.; SETT, S.; ANGELIS, C. F.; MACHADO, L. A. T. Radiometric estimation of water vapor content over Brazil. **Advances in Space Research**, v. 48, n. 9, p. 1506-1514, 2011.

KLAASSEN, W. Radar observations and simulation of the melting layer of precipitation. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 45, n. 24, p. 3741-3753, 1988.

KIDD, C.; KNIVETON, D. R.; TODD, M. C.; BELLERBY, T. J. Satellite rainfall estimation using combined passive microwave and infrared algorithms. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 6, p. 1088-1104, 2003.

KIDD, C.; FERRARO, R.; LEVIZZANI, V. The fourth international precipitation working group workshop. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 91, n. 8, p. 1095-1099, 2010.

KING, M. D. Determination of the scaled optical thickness of clouds from reflected solar radiation measurements. **J. Atmos. Sci.**, v. 44, p. 1734-1751, 1987.

KNUPP, K. R.; COLEMAN, T.; PHILLIPS, D.; WARE, R.; CIMINI, D.; VANDENBERGHE, F.; WESTWATER, E. Ground-based passive microwave profiling during dynamic weather conditions. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n. 6, p. 1057-1073, 2009.

kobayashi, T. Significant differences in the cloud droplets effective radius between non-precipitating and precipitating clouds. **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, 2007.

KOBAYASHI, T.; MASUDA, T. Changes in cloud optical thickness and cloud drop size associated with precipitation measured with TRMM satellite. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. v. 87, n. 4, p.593-600, 2009.

KODAMA, Y-M.; KATSUMATA, M.; MORI. S.; SATOH, S.; HIROSE, Y.; UEDA, H. Climatology of warm rain and associated latent heating derived from TRMM PR observations. **Journal of Climate**, v. 22, p. 4908–4929, Apr. 2009.

KOROLEV, A. V.; ISAAC, G. A.; STRAPP, J. W.; COBER, S. G.; BARKER, H. W. In situ measurements of liquid water content profiles in midlatitude stratiform clouds. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 133, n. 628, p. 1693-1699, 2007.

KOUADIO, Y. K.; MACHADO, L. A. T.; SERVAIN, J. Tropical Atlantic hurricanes, easterly waves, and West African mesoscale convective systems. **Advances in Meteorology**, n. 284503, 2010.

KUBAR, T. L.; HARTMANN, D. L.; WOOD, R. Global identification of warm cloud microphysical processes with combined use of A-Train observations. **Journal of Atmospheric Sci.**, v. 66. p. 2954 – 2972, 2009.

KUMMEROW, C.; GIGLIO, L. A method for combining passive microwave and infrared rainfall observations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 12, n. 1, p. 33-45, 1995.

KUMMEROW, C. Beamfilling errors in passive microwave rainfall retrievals. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, n. 4, p. 356-370, 1998.

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOCKER, E.; NAKAMURA, K. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. **J. Appl. Meteorol.**, v. 39, p. 1965–1982, 2000.

KUMMEROW, C.; HONG, Y.; OLSON, W.S.; YANG, S.; ADLER, R.F.; MCCOLLUM, J.; FERRARO, R.; PETTY, G.; SHIN, B.-B.; WILHEIT, T.T. The

evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. **J. Appl. Meteorol.**, v. 39, p. 1801–1820, 2001.

KUMMEROW, C.; RINGERUD, S.; CROOK, J.; RANDEL, D.; BERG, W. An observationally generated a priori database for microwave rainfall retrievals. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 28, n. 2, p. 113-130, 2011.

LAU, K. M.; WU, H.T. Warm rain processes over tropical oceans and climate implications, **Geophys. Res. Lett.**, v. 30, Issue 24, p. 7-1,7-5, Dec. 2003.

LAVIOLA, S.; LEVIZZANI, V. The 183-WSL fast rain rate retrieval algorithm: Part I: Retrieval design. **Atmospheric Research**, v. 99, n. 3, p. 443-461, 2011.

LEE, S. S.; PENNER, J. E.; SALEEBY, S. M. Aerosol effects on liquid-water path of thin stratocumulus clouds. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 114, n. D7, 2009.

LENSKY, I. M.; ROSENFELD, D. Estimation of precipitation area and rain intensity based on the microphysical properties retrieved from NOAA AVHRR data. **J. Appl. Meteor.**, v. 36, p. 234–242, 1997.

LENSKY, I. M.; ROSENFELD, D. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds at nighttime. **J Appl Meteor.** v. 42, p. 1227–1233, 2003.

LILJEGREN, J. C.; CLOTHIAUX, E. E.; MACE, G. G.; KATO, S.; DONG, X. A new retrieval for cloud liquid water path using a ground-based microwave radiometer and measurements of cloud temperature, **J. Geophys. Res.**, v. 106, Issue 14, p. 485–14,500, 2001.

LIMA, W. F.; MACHADO, L. A. Cloud reflectivity profile classification using MSG/SEVIRI infrared multichannel and TRMM data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 34, n. 12, p. 4384-4405, 2013.

LIMA, W.; MACHADO, L.; MORALES, C.; VILTARD, N. Rainfall sensitivity analyses for the HSB sounder: an Amazon case study. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, n. 16, p. 3529-3545, 2007.

LIU, G.; CURRY, J. A.; SHEU, R. S. Classification of clouds over the western equatorial Pacific Ocean using combined infrared and microwave satellite data. **J. Geophys. Res.**, v. 13, p. 811–13, 1995.

LIU, C.; ZIPSER, E. J. “Warm Rain” in the tropics: seasonal and regional distributions based on 9 yr of TRMM Data. **Journal of Climate**, v. 22, p. 767–779, Feb. 2009.

LEUENBERGER, A. **Precipitation measurements with microwave sensors**. 2009. Thesis in Philosophisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Bern, Bern, Switzerland.

LIN, B.; MINNIS, P. Temporal variations of land surface microwave emissivities over the atmospheric radiation measurement program southern great plains site. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 7, p. 1103-1116, 2000.

LIU, K. N. **An introduction to atmosphere radiation**. 2. ed. Academic Press, 1980.

LIU, Y. A.; TENG, Y. T.; VAN HOVE, T.; LILJEGREN, J. C. Comparison of precipitable water observations in the near tropics by GPS, microwave radiometer, and radiosondes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 1, p. 5-15, 2001.

LÖFFLER-MANG, M.; JOSS, J. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 2, p. 130-139, 2000.

LÖHNERT, U.; CREWELL, S.; SIMMER, C.; MACKE, A. Profiling cloud liquid water by combining active and passive microwave measurements with cloud model statistics. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 18, p. 1354–1366, 2001.

LÖHNERT, U.; CREWELL, S. Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 1. Dependency on cloud model statistics, **Radio Sci.**, v. 38, n. 8041, 2003.

MANTON, M. J. On the Broadening of a droplet distribution by turbulence near cloud base. **Quart. J. Roy Meteorol. Soc.**, v. 105, p. 899 – 914, 1979.

MARENGO, J.A.; RUSTICUCCI, M.; PENALBA, O.; RENOM, M.; An intercomparison of observed and simulated extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century: part 2: historical trends. **Climatic Change**, v. 98, n. 3-4, p. 509-529, Oct. 2010.

MASUNAGA, H.; MATSUI, T.; TAO, W. K.; HOU, A. Y.; KUMMEROW, C. D.; NAKAJIMA, T.; NAKAJIMA, T. Y. Satellite data simulator unit: A multisensor, multispectral satellite simulator package. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 12, p. 1625-1632, 2010.

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. The distribution of raindrops with size. **Journal of meteorology**, v. 5, n. 4, p. 165-166, 1948.

MARSHALL, J. S. Power-law relations in radar meteorology. **J. Appl. Meteor.**, v. 8, p. 171–172, 1969.

MARTIN, L.; SCHNEEBELI, M.; MATZLER, C. Tropospheric water and temperature retrieval for ASMUWARA. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 15, n. 1, p. 37-44, 2006.

MATRICARDI, M. An assessment of the accuracy of the RTTOV fast radiative transfer model using IASI data. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 9, n. 2, p. 9491-9535, 2009.

MATSUI, T.; IGUCHI, T.; LI, X.; HAN, M.; TAO, W-K.; PETERSEN, W.; L'ECUYER, T.; MENEGHINI, R.; OLSON, W.; KUMMEROW, C.D.; HOU, A. Y.; SCHWALLER, M. R.; STOCKER, E. F.; KWIATKOWSKI, J. GPM Satellite Simulator Over Ground Validation Sites. Bulletin of the American Meteorological Society, 2013.

MATTIOLI, V.; WESTWATER, E. R.; GUTMAN, S. I.; MORRIS, V. R. Forward model studies of water vapor using scanning microwave radiometers, global positioning system, and radiosondes during the cloudiness intercomparison experiment. **Geoscience and Remote Sensing**, IEEE Transactions on, v. 43, n. 5, p. 1012-1021, 2005.

MATZLER, C.; MORLAND, J. Refined Physical Retrieval of Integrated Water Vapor and Cloud Liquid for Microwave Radiometer Data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n. 6, p. 1585-1594, 2009.

MILOSHEVICH, L. M.; VÖMEL, H.; WHITEMAN, D. N.; LEBLANC, T. Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D11, p. D11305, 2009.

MUNCHAK, S. J.; SKOFRONICK-JACKSON, G. Evaluation of precipitation detection over various surfaces from passive microwave imagers and sounders. **Atmospheric Research**, v. 131, p. 81-94, 2012.

NAKAJIMA, T.; KING, M. D. Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory, **J. Atmos. Sci.**, v. 47, p. 1878–1893, 1990

NAKAJIMA, T. Y.; NAKAJIMA, T. Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions, **J. Atmos. Sci.**, v. 52, p. 4043–4059, 1995.

PAYNE, V.; MLAWER, E. J.; CADY-PEREIRA, K. E.; MONCET, J. H. Water vapor continuum absorption in the microwave. **Geoscience and Remote Sensing**, IEEE Transactions on, v. 49, n. 6, p. 2194-2208, 2011.

PETER, R.; KÄMPFER, N. Radiometric determination of water vapor and liquid water and its validation with other techniques. **J. Geophys. Res.**, v. 97, n. D16, p. 18,173-18,183, Nov. 1992.

PETERS, G.; FISCHER, B.; MÜNSTER, H.; CLEMENS, M.; WAGNER, A. Profiles of raindrop size distributions as retrieved by micro rain radars. **J. Appl. Meteor.**, v. 44, p. 1930–1949, 2005.

PETERS, G.; FISCHER, B.; CLEMENS, M. Rain attenuation of radar echoes considering finite-range resolution and using drop size distributions. **Journal of atmospheric and Oceanic Technology**, v. 27, n. 5, p. 829-842, 2010.

PETTY, G. W. Prevalence of precipitation from warm-topped clouds over eastern Asia and western Pacific. **J. Climate**, v. 12, p. 220–229, 1999.

PETTY, G. W. Physical and microwave radiative properties of precipitating clouds. Part II: a parametric 1D rain-cloud model for use in microwave radiative transfer simulations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 12, p. 2115-2129, 2001.

PETTY, G.W. **A first course in atmospheric radiation**. 2. ed. Wisconsin: Sundog Publishing, 2006. ISBN: 978-0-9729033-1-8.

PRIGENT, C.; ROSSOW, W. B.; MATTHEWS E. Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 102, n. D18, p. 21867-21890, 1997.

PRIGENT, C.; WIGNERON, J. P.; ROSSOW, W. B.; PARDO-CARRION, J.R. Frequency and angular variations of land surface microwave emissivities: Can we estimate SSM/T and AMSU emissivities from SSM/I emissivities?. **Geoscience and Remote Sensing**, IEEE Transactions on, v. 38, n. 5, p. 2373-2386, 2000.

PRIGENT, C.; AIRES, F.; ROSSOW, W. B. Land surface microwave emissivities over the globe for a decade. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 11, p. 1573-1584, 2006.

Pruppacher, H. R. and Klett, J. D. **Microphysics of Clouds and Precipitation**. 2nd Edition, 1998, Kluwer Academic Publishers, Boston, p. 954.

RAPP, A. D.; ELSAESSER, G.; KUMMEROW, C. A combined multisensor optimal estimation retrieval algorithm for oceanic warm rain clouds. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, v. 48, p. 2242–2256, May 2009.

ROGERS, R. R.; YAU, M. K. **A short course in cloud physics**. Pergamon Press, 1989 293 p.

ROSE, T.; CREWELL, S.; LÖHNERT, U.; SIMMER, C. A network suitable microwave radiometer for operational monitoring of the cloudy atmosphere, **Atmos. Res.**, 75, 183–200, 2005.

ROSSOW, W.B.; R.A. SCHIFFER Advances in understanding clouds from ISCCP, **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 80, p. 2261-2287, 1999.

RAPP, A. D.; ELSAESSER, G.; KUMMEROW, C. A combined multisensor optimal estimation retrieval algorithm for oceanic warm rain clouds. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 11, p. 2242-2256, 2009.

ROSENFELD, D.; LENSKY, I. M. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds, **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 79, p. 2457–2476, 1998.

ROSENKRANZ, P.; BUEHLER, S.; FEIST, D., HEWISON, T.; JACQUINET-HUSSON, N.; PARDO, J.; SAUNDERS, R. Emission and Spectroscopy of the Clear Atmosphere. In: MÄTZLER, C. (ed.). **Thermal microwave radiation: applications for remote sensing**. London: IET, 2006. chap. 2, v. 52.

RUSTICUCCI, M.; JOSÉ MARENGO, J.A.; PENALBA, O.; RENOM, M. An intercomparison of model-simulated in extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century. Part 1: mean values and variability. **Climatic Change**, v. 98, n. 3-4 , p. 493-508, Feb. 2010.

SAAVEDRA, P.; BATTAGLIA, A.; SIMMER, C. Partitioning of cloud water and rainwater content by ground-based observations with the Advanced Microwave Radiometer for Rain Identification (ADMIRARI) in synergy with a micro rain radar. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 117, n. D5, 2012.

SAPIANO, M. R. P.; ARKIN, P. A. An Intercomparison and Validation of High-Resolution Satellite Precipitation Estimates with 3-Hourly Gauge Data. **J. Hydrometeor**, v. 10, p. 149–166, 2009.

SAPUCCI, L. F.; MONICO, J. F. G.; MACHADO, L. A. T. GPS performance in the quantification of integrated water vapor in Amazonian regions. In: INTERNATIONAL TECHNICAL MEETING OF THE SATELLITE DIVISION OF THE INSTITUTE OF NAVIGATION (ION GNSS 2004)., 17., 2004, Long Beach, California. **Proceedings**. California, 2004. p. 2362-2369.

SAPUCCI, L. F.; MACHADO, L. A.; MONICO, J. F.; PLANA-FATTORI, A. Intercomparison of integrated water vapor estimates from multisensors in the Amazonian region. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 24, n. 11, p. 1880-1894, 2007.

SAPUCCI, L. F.; HERDIES, D. L.; MENDONÇA, R. W. The Inclusion of IWV Estimates from AIRS/AMSU and SSM/I Sensors into the CPTEC/INPE Global Data Assimilation System. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 1, p. 93-111, 2013.

SAUNDERS, R.W.; MATRICARDI, M.; BRUNEL, P. An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 125, n. 556, p. 1407-1425, 1999.

SCHARFENBERG, K. A.; MILLER, D. J.; SCHUUR, T. J.; SCHLATTER, P. T.; GIANGRANDE, S. E.; MELNIKOV, V. M.; KRAUSE, J. M. The joint polarization experiment: Polarimetric radar in forecasting and warning decision making. **Weather and forecasting**, v. 20, n. 5, p. 775-788, 2005.

SCHNEEBELI, M.; MÄTZLER, C. A radiative transfer model for an idealized and non-scattering atmosphere and its application for ground-based remote sensing. **Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer**, v. 112, n. 5, p. 883-892, 2011.

SCHNEEBELI, M.; SAKURAGI, J.; BISCARO, T.; ANGELIS, C. F.; CARVALHO DA COSTA, I.; MORALES, C.; BALDINI, L.; AND MACHADO, L. A. T. Polarimetric X-band weather radar measurements in the tropics: radome and rain attenuation correction. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 5, n. 9, p. 2183-2199, 2012.

SCHMID, B.; MICHALSKY, J. J.; SLATER, D. W.; BARNARD, J. C.; HALTHORE, R. N.; LILJEGREN, J. C.; SLUTSKER, I. Comparison of columnar water-vapor measurements from solar transmittance methods. **Applied Optics**, v. 40, n. 12, p. 1886-1896, 2001.

SETO, S.; TAKAHASHI, N.; IGUCHI, T. Rain/no-rain classification methods for microwave radiometer observations over land using statistical information for brightness temperatures under no-rain conditions. **Journal of applied meteorology**, v. 44, n. 8, p. 1243-1259, 2005.

SHUPE, M. D. A ground-based multisensor cloud phase classifier. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 22, 2007.

SILLMANN, J.; KHARIN, V.V.; ZWIERS, F.W.; ZHANG, X.; BRONAUGH, D. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 118, p. 2473–2493, Mar. 2013.

SILVA DIAS, M.A.F.; DIAS, J.; CARVALHO, L.M.V.; FREITAS, E.D.; SILVA DIAS, P.L. Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. **Climatic Change**, v. 116, n. 3-4, p. 705 – 722, feb. 2013.

SIMPSON, P.M.; BRAND, E.C.; WRENCH, C.L. **Microwave radiometer measurements at Chilbolton** - liquid water path algorithm development and accuracy. Radio Communications Research Unit CLRC-Rutherford Appleton Laboratory Chilton, DIDCOT, Oxon. OX11 0QX, UK, 2002. FP5 - CLOUDNET - Project Report.

SKOU, N., VINE, D. **Microwave radiometer systems: design and analysis**. Boston: Artech House, 2. ed. 2006. ISBN 1-58053-974-2.

SMALL, J. D.; CHUANG, P. Y. New observations of precipitation initiation in warm cumulus clouds. **J. Atmos. Sci.**, v. 65, p. 2972–2982, 2008.

SMITH, E. A.; LAMM, J. E.; ADLER, R.; ALISHOUSE, J.; AONASHI, K.; BARRETT, E.; ZIPSER, E. Results of WetNet PIP-2 project. **J. Atmos. Sci.**, v. 55, p. 1483–1536, 1998.

SMITH E.; ASRAR, G.; FURUHAMA, Y.; GINATI, A.; KUMMEROW, C.; LEVIZZANI, V.; MUGNAI, A.; NAKAMURA, K.; ADLER, R.; CASSE, V.; CLEAVE, M.; DEBOIS, M.; DURNING, J.; ENTIN, J.; HOUSER, P.; IGUCHI, T.; KAKAR, R.; KAYE, J.; KOJIMA, M.; LETTENMAIER, D.P.; LUTHER, M.; MEHTA, A.; MOREL, P.; NAKAZAWA, T.; NEECK, S.; OKAMOTO, K.; OKI, R.; RAJU, G.; SHEPHERD, M.; STOCKER, E.; TESTUD, J.; WOOD, E.F. The international global precipitation measurement (GPM) program and mission: An overview. In: LEVIZZANI, V.; TURK, F.J. (eds.). **Measuring precipitation from space: EURAINSAT and the future**. Kluwer Academic Publishers, 2007.

SOLHEIM, F.; GODWIN, J.; WESTWATER, E.; HAN, Y.; KEIHM, S.; MARSH, K.; R. Ware Radiometric profiling of temperature, water vapor, and liquid water using various inversion methods. **Radio Sci.**, v. 33, p. 393–404, 1998.

SQUIRES, P. the microstructure of cumuli in maritime and continental air. **Tellus**, v. 8, p. 443- 444, 1956.

SQUIRES, P. The spatial variation of liquid water and droplet concentration in cumuli. **Tellus**, v. 10, p. 372–380, 1958.

SQUIRES, P. the microstructure and colloidal stability of warm clouds. **Tellus**, v. 10, p. 256 – 271, 1958.

STAELIN, D. H.; CHEN, F. W. Precipitation observations near 54 and 183 GHz using the NOAA-15 satellite. **Geoscience and Remote Sensing**, IEEE Transactions on, v. 38, n. 5, p. 2322-2332, 2000.

STEPHENS, G. L. Radiation profiles in extended water clouds: II. Parameterization schemes. **J. Atmos. Sci.**, 35, 2123–2132, 1978.

STEPHENS, G. L.; VANE, D. G.; BOAIN, R. J.; MACE, G. G.; SASSEN, K.; WANG, Z.; CloudSat science team - the cloudsat mission and the A-Train: A

new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 12, p. 1771-1790, 2002.

STEPHENS, G.L.; KUMMEROW, C.D. The remote sensing of clouds and precipitation from space: a review. **J. Atmos. Sci.**, v. 64, p. 3742–3765, 2007.

STEPHENS, G. L.; HAYNES, J. M. Near global observations of the warm rain coalescence process. **Geophysical Research Letters**. v. 34, 2007.

STEINER, M.; HOUZE JR, R. A.; YUTER, S. E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 9, p. 1978-2007, 1995.

STEINER, M.; HOUZE Jr, R. A. Sensitivity of the estimated monthly convective rain fraction to the choice of Z-R relation. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 5, p. 452-462, 1997.

STEINER, M.; SMITH, J. A.; UIJLENHOET, R. A microphysical interpretation of radar reflectivity-rain rate relationships. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 61, n. 10, p. 1114-1131, 2004.

SHORT, D. A.; NAKAMURA, K. TRMM radar observations of shallow precipitation over the tropical oceans. **J. Climate**, v. 13, p. 4107–4124, 2000.

SUN, N.; WENG, F. Retrieval of cloud ice water path from Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS). **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 2, p. 366-379, 2012.

TENÓRIO, R. S.; MORAES, M. C. S.; SAUVAGEOT, H. Raindrop size distribution and radar parameters in coastal tropical rain systems of Northeastern Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 11, p. 1960-1970, 2012.

THURAI, M.; PETERSEN, W. A.; TOKAY, A.; SCHULTZ, C.; GATLIN, P. Drop size distribution comparisons between Parsivel and 2-D video disdrometers. **Advances in Geosciences**, v. 30, n. 30, p. 3-9, 2011.

TOKAY, A.; SHORT, D. A. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. **Journal of applied meteorology**, v. 35, n. 3, p. 355-371, 1996.

TOKAY, A.; KRUGER, A.; KRAJEWSKI, W. F. Comparison of drop size distribution measurements by impact and optical disdrometers. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 11, p. 2083-2097, 2001.

TRIDON, F.; VAN BAELEN, J.; POINTIN, Y. Aliasing in Micro Rain Radar data due to strong vertical winds. **Geophys. Res. Lett.**, 38, L02804, doi:10.1029/2010GL046018, 2011.

TURNER, D. D.; VOGELMANN, A. M.; JOHNSON, K.; MILLER, M.; AUSTIN, R. T.; BARNARD, J. C.; WISCOMBE, W. Thin liquid water clouds: their importance and our challenge. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 88, p. 177–190, 2007.

TWONEY, S. The effects of fluctuation in liquid water content on the evolution of large drops by coalescence. **J. Atmos. Sci.**, v. 33, p. 720 – 723, 1976.

TWOMEY, S.; SETON, K. J. Inferences of gross microphysical properties of clouds from spectral reflectance measurements. **J. Atmos. Sci.**, v. 37, p. 1065–1069, 1980.

UIJLENHOET, R.; SMITH, J. A.; STEINER, M. The microphysical structure of extreme precipitation as inferred from ground-based raindrop spectra. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 60, n. 10, p. 1220-1238, 2003.

ULABY, F.T.; MOORE, R.K.; FUNG, A.K. **Microwave remote Sensing Active and Passive**. Norwood: Artech House, 1981. v. 1. ISBN 978-0890061909.

\_\_\_\_\_. Norwood: Artech House, 1986. v. 3. ISBN: 978-0890061923.

VICENTE, G. A.; SCOFIELD, R. A.; MENZEL, W. P. The operational GOES infrared rainfall estimation technique. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 9, p. 1883-1898, 1998.

VILTARD, N.; KUMMEROW, C.D.; OLSON, W. S.; HONG, Y. Combined use of the radar and radiometer of TRMM to estimate the influence of drop size distribution on rain retrievals. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 2103-2114, 2000.

WALLACE, M. J.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introduction survey**. 2 ed. New York, NY: Academic Press, 2006. 488 p.

WARE, R.; CARPENTER, R.; GULDNER, J.; LILJEGREN, J.; NEHRKORN, T.; SOLHEIM, F.; VANDENBERGHE, F. A multichannel radiometric profiler of temperature, humidity, and cloud liquid. **Radio Sci.**, v. 38, 2003

WENG, F.; GRODY, N. C. Retrieval of ice cloud parameters using a microwave imaging radiometer. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 57, n. 8, p. 1069-1081, 2000.

WESTWATER, E. R. The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry, **Radio Sci.**, v. 13, n. 4, p. 677-685, 1978.

\_\_\_\_\_. Ground-based microwave remote sensing of meteorological variables. In: JANSSEN, M. (ed.). **Atmospheric remote sensing by microwave radiometry**. New York: John Wiley, 1993. chap. 4, p. 145–213.

WESTWATER, E. R. CREWELL, S.; MATZLER, C. Surface-based microwave and millimeter wave radiometric remote sensing of the troposphere: a tutorial, **IEEE Geos. Remote Sens. Soc. Newsl.**, v. 134, p. 16–33, 2005a.

WESTWATER, E. R.; CREWELL, S.; MATZLER, C.; CIMINI, D. Principles of surface-based microwave and millimeter wave radiometric remote sensing of the troposphere. **Quat. Soc. Ital. Elettromagn.**, v. 1, p. 50–90, 2005b.

WILHEIT, T.T.; CHANG, A.T.C.; RAO, M.S.V.; RODGERS, E.B.; THEON, J.S. A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over the oceans. **Journal of applied meteorology**, v. 16, n. 5, p. 551-560, 1977.

\_\_\_\_\_. Some comments on passive microwave measurement of rain. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 67, n. 10, p. 1226-1232, 1986.

WILHEIT, T.T.; CHANG, A.T.C.; RAO, M.S.V.; RODGERS, E.B.; THEON, J.S.; KUMMEROW, C. D.; FERRARO, R. Rainfall algorithms for AMSR-E. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.**, v. 41, p. 204–214, 2003.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2. ed. Amsterdam: Academic Press, 2006. 627p.

WON, H. Y.; KIM, Y-H.; LEE, H. S. An application of brightness temperature received from a ground-based microwave radiometer to estimation of precipitation occurrence. **Asian-Pacific Journal of atmospheric**. v. 45, n. 1, p. 55 – 69, 2009.

WOOD, R.; FIELD, P. R. Relationships between total water, condensed water, and cloud fraction in stratiform clouds examined using aircraft data. **J. Atmos. Sci.**, v. 57, p. 1888–1905, 2000.

XU, X.; HOWARD, K.; ZHANG, J. An Automated radar technique for the identification of tropical precipitation. **J. Hydrometeor**, v. 9, p. 885–902, 2008.

YAN, B.; WENG, F.; MENG, H. Retrieval of snow surface microwave emissivity from the advanced microwave sounding unit. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 113, n. D19, 2008.

YUTER, S. E.; HOUZE JR, R. A. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. **Monthly weather review**, v. 123, n. 7, p. 1941-1963, 1995.

ZAWADZKI, I. Factors affecting the precision of radar measurements of rain. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 22., Zurich, Switzerland. **Proceedings...** Zurich, Switzerland: Amer Meteorol Soc, 1984. p. 251-256.

ZHANG, J.; LANGSTON, C.; HOWARD, K. Bright band Identification based on vertical profiles of reflectivity from the WSR-88D. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 25, p. 1859–1872, 2008.

Zhao, Q. and Carr, F. H. A Prognostic Cloud Scheme for Operational NWP Models. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 1931–1953, 1997.

ZHAO, L.; WENG, F. Retrieval of ice cloud parameters using the advanced microwave sounding unit. **Journal of Applied Meteorology**, v. 41, n. 4, p. 384-395, 2002.

ZIPSER, E. J.; LUTZ, K. R. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability?. **Monthly weather review**, v. 122, n. 8, p. 1751-1759, 1994.

ZRNIC, D. S.; MELNIKOV, V. M.; RYZHKOV, A. V. Correlation coefficients between horizontally and vertically polarized returns from ground clutter. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 23, n. 3, p. 381-394, 2006.



## APÊNDICE A – RADIÔMETRO DE SUPERFÍCIE (MP3000A)

O objetivo operacional do MP3000A (WARE et al, 2003) é realizar sondagens termodinâmicas contínuas durante todas as condições de tempo com uma resolução temporal de no mínimo 2 minutos e com uma resolução espacial diminuindo com a altura de: 50 m até 500 m, de 100 m até 2 km e de 250 m até 10 km. Note na Figura A.1 um exemplo das estimativas dos perfis de temperatura (K), umidade relativa (%), densidade de vapor d'água ( $\text{g/m}^3$ ) e densidade de água líquida ( $\text{g/m}^3$ ) assim como, o integrado de vapor d'água (mm) e água líquida (mm) que são recuperados usando uma técnica de rede neural. O treinamento dessa rede é baseado em conjunto de dados históricos de radiossondagens de uma localização com similar altitude e climatologia para o sítio de instalação do radiômetro, o método de redes neurais é discutido por Solheim et al. (1998). Uma descrição geral sobre perfis termodinâmicos de radiômetros de superfície e do equipamento pode ser encontrada em Westwater (1993), Ware et al. (2003), Hewison e Gaffard (2003) e Knupp et al. (2009).

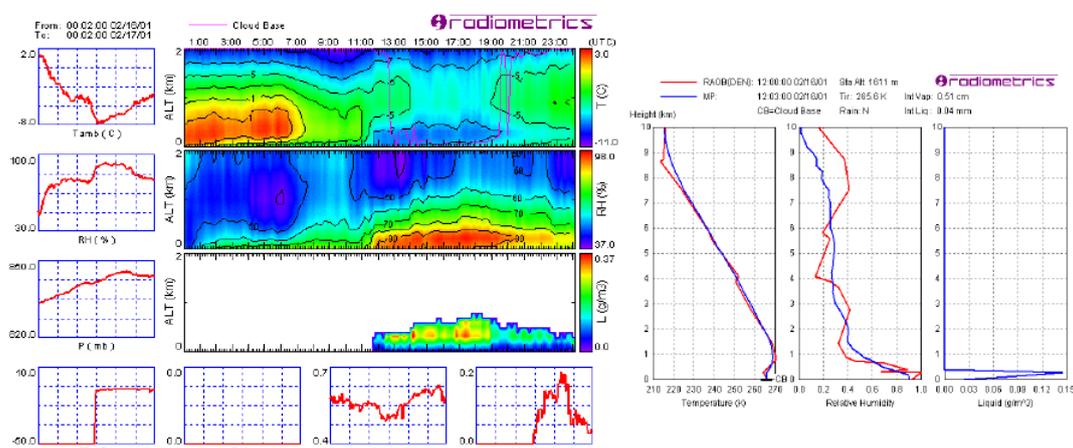


Figura A.1 – Exemplos das estimativas e medidas realizadas pelo MP3000A.

Fonte: Ware et al. (2003).

### Componentes

O MP3000A (Figura A.2) é um instrumento de superfície que mede a radiação passiva nos comprimentos de onda do infravermelho e micro-onda. Este

equipamento incorpora dois subsistemas de radiofrequência na mesma cabine que dividem a mesma antena e sistema de apontamento, como pode ser notado no diagrama de bloco dos componentes do sistema primário exemplificado na Figura A.3. Sendo um total de 35 canais, que vão desde 22 ao 30 GHz (21 canais) associados à emissão por vapor d'água, e de 51 a 59 GHz (14 canais) relacionados à emissão por moléculas de oxigênio. Além de medidas na superfície que são realizadas constantemente a partir de sensores de temperatura, pressão, umidade e binário de chuva [0 (sem chuva) ou 1 (chuva)]. As especificações do instrumento podem ser visualizadas na Tabela A.1.

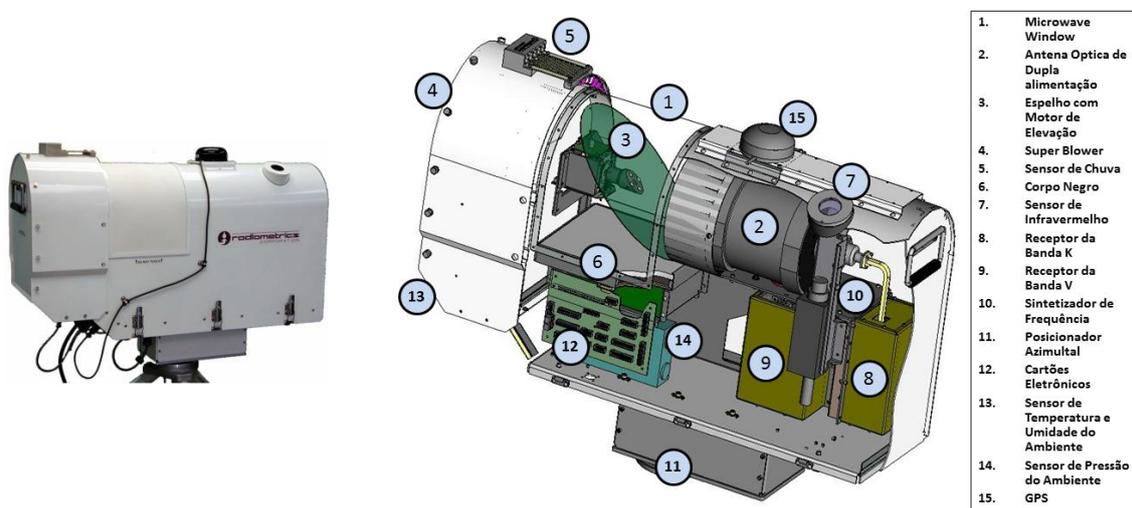


Figura A.2 – Radiômetro MP3000A.

Fonte: Radiometrics.

Na Figura A.2 ainda pode-se se observar as principais componentes do radiômetro MP3000A. Dentre estes, um dos principais conjuntos de componentes frontais do radiômetro é a antena. Nesta inclui-se todos os componentes quase-ópticos, que entre eles estão: janela de micro-onda, espelho com posicionador de elevação, lentes dielétricas e os *feedhorn* conjugados. Juntos eles definem a função resposta da antena, que é aproximadamente gaussiana, com uma amplitude do feixe de 6,3 a 2,5 dB para 4,9° na faixa de 22 GHz, assim como para o 2,5° na banda do 58 GHz e 4,9 dB em 6,3° no 30 GHz. Em seguida, o receptor, onde toda a radiação incidente no

*feedhorn* é misturada com um sinal de referência de um oscilador local. Logo após, um sintetizador de frequência produz um sinal frequência intermediária com uma variação de 0 a 300 MHz. A partir do centro do sintetizador de frequência é possível se determinar o centro da radiação detectada pelo radiômetro (Canais). Os 35 canais de medidas instantâneas do MP3000A são: 22, 22.234, 22.5, 23, 23.034, 23.5, 23.834, 24, 24.5, 25, 25.5, 26, 26.234, 26.5, 27, 27.5, 28, 28.5, 29, 29.5, 30, 51.248, 51.76, 52.28, 52.804, 53.336, 53.848, 54.4, 54.94, 55.5, 56.02, 56.66, 57.288, 57.964, 58.8 GHz. Maiores detalhes sobre as escolhas dos canais podem ser encontradas em Solhein et al 1996. No entanto, o sinal precisa ser amplificado de modo que a variação termal seja detectável. Após a amplificação, um filtro passa-banda seleciona as amplitudes da banda de radiação a ser detectada. Assim, o sinal da frequência intermediária é convertido em voltagem e amplificado antes de ser digitalizado e integrado.

Tabela A.1 – Especificações do MP3000A

<b>Função ou Parâmetro</b>	<b>Especificação</b>
<b>Precisão da Temperatura de Brilho Calibrada</b>	$0.2 + 0.002 \cdot  T_{kBB} - T_{sky} $
<b>Resolução (dependente do tempo de integração)</b>	0,1 a 1 K
<b>Temperatura de Brilho</b>	0 a 400 K
<b>Resolução óptica do sistema da antena e <i>Slide Lobes</i>:</b>	
<b>22 a 30 GHz (Banda K)</b>	4,9 a 6,3° (-24dB)
<b>51 a 59 GHz (Banda V)</b>	2,5 a 2,5° (-27dB)
<b>Tempo de Integração (Selecionável pelo usuário)</b>	0,01 a 2,5 segundos
<b>Precisão dos sensores de superfície:</b>	
<b>Temperatura (-50 a 50°C)</b>	0,5 a 25 °C
<b>Umidade Relativa (%)</b>	2%
<b>Pressão Barométrica (800 a 1060 hPa)</b>	0,3 hPa
<b>Temperatura do Infravermelho (FOV =5°)</b>	$(0.5 + 0.007 \cdot \Delta T)^\circ C$ $\Delta T = T_{ambiente} - T_{nuvem}$
<b>Sistema de Calibração:</b>	
<b>Primário</b>	Métodos LN2 e TIP
<b>Operacional</b>	Diodo de Ruído + Alvo de corpo negro
<b>Extensão do Ambiente Operacional</b>	
<b>Temperatura</b>	-40 a 55 °C
<b>Umidade Relativa</b>	0 a 100 %
<b>Altitude</b>	-300 a 3000 m

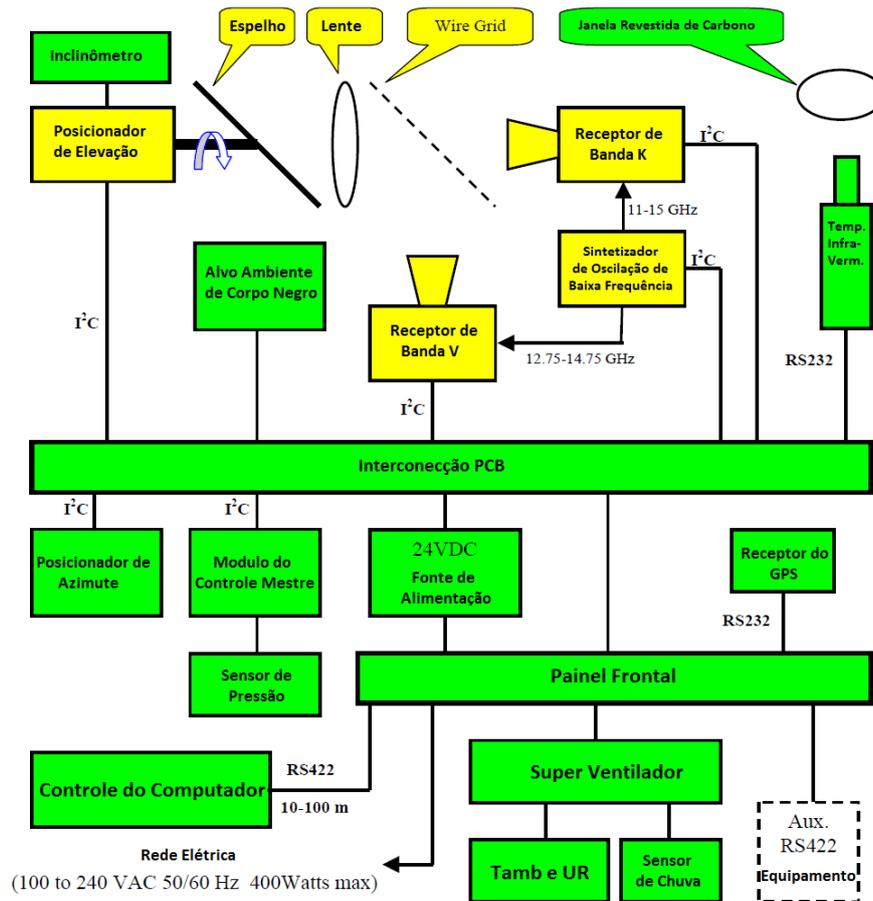


Figura A.3 – Diagrama de Bloco dos componentes do sistema de nível primário.

Além das medidas da radiação em micro-onda as condições do ambiente também são registradas. Sensores de superfície são utilizados para os processos de perfilamento e calibração. Os valores de umidade, temperatura e pressão atmosférica na superfície, assim como, detecção de chuva e temperatura de brilho no infravermelho são medidos. Sendo este último usado para se determinar a temperatura da base da nuvem a partir da detecção da radiação emitida na banda de 9,5 a 11,5  $\mu\text{m}$  e da própria estimativa dos perfis de temperatura. Um dos componentes que possibilitam a operação diária do MP3000A é um ventilador montado sobre o radiômetro (*Super Blower*) que minimiza os efeitos da radiação solar e de precipitação no *radome* nas medidas, maiores detalhes podem ser encontrados em Rose et al., 2005.

Para o perfilamento as visadas no nadir são as mais utilizadas. No entanto, como a atmosfera é fina em alguns canais, variações rápidas podem ser sentidas nessa visada o que torna as medidas sensíveis ao alinhamento do feixe ou sua amplitude (HAN e WESTWATER, 2000). De modo a diminuir esse efeito, medidas da radiação incidente em diversos ângulos de elevação podem ser utilizadas apenas rotacionando o espelho do radiômetro, para isso um posicionador da lente pode ser acionado pelo usuário. Tais medidas podem ser usadas para processos de calibração (citados mais adiante) e na utilização de metodologias de perfilamento e conteúdo de água na atmosfera utilizando ângulos menores. Contudo, tais medidas não são perfeitas, problemas associados à *sidelobes* (radiação que retorna associada cones secundários providas, por exemplo, da superfície) são encontrados em ângulos mais baixos. Hewisson e Gaffard (2003) comentam que cerca de 20% da energia recebida em um ângulo de 20° pode ser emitida pela superfície, o que provocaria um viés de aproximadamente 4K.

### **Calibração**

Erros na calibração são as maiores fontes de incertezas nas medidas feitas pelo radiômetro. Segundo Skou e Vine (2006), o propósito da calibração é estabilizar a conexão entre a Temperatura de Brilho e os valores quantitativos medidos pelo radiômetro (Volts, watts, etc). Se todos os parâmetros associados às componentes do radiômetro fossem conhecidos, como perda do guia de onda, coeficiente de reflexão, temperatura física, e etc, a calibração seria desnecessária, visto que a modelagem desses parâmetros seria suficiente. Entretanto, na realidade, tais parâmetros são difíceis de ajustar e consomem a maior parte do tempo do desenvolvimento e manutenção de um radiômetro. Além disso, um radiômetro de micro-onda necessitaria de um ganho para ser apto a detectar um sinal atmosférico. No entanto o ganho do amplificador é muito sensível à temperatura. Sendo que flutuações na temperatura e voltagem contribuem para uns ruídos aleatórios no sinal devido ao ganho da flutuação.

Para minimizar este efeito, medidas constantes do ganho do radiômetro e do viés devem ser realizadas.

No princípio, existe uma linearidade entre o sinal medido pelo radiômetro e o ganho do sistema para uma dada cena de referência de conhecida radiância e seu viés. Essa comparação deve ser realizada com frequência suficiente para que o ganho da flutuação não contribua significativamente para o erro. Essa referência é obtida a partir do sinal injetado de um diodo de ruído no receptor e visualizando um alvo de referência interno. Segundo Hewison (2006) o diodo de ruído gera um sinal de potência equivalente com características gaussianas e pode ser acionado rapidamente. A contribuição do diodo de ruído é expressa em termos de uma temperatura de brilho equivalente ( $T_{nd}$ ). No entanto, esta não é absoluta e precisa ser calibrada a partir de alvos externos (*Tipping* ajuste e Nitrogênio líquido). A  $T_{nd}$  inclui uma série de parâmetros associados à perda do sinal pelo receptor, e tais perdas são influenciadas pela temperatura dos componentes do radiômetro. De modo que uma correção é aplicada utilizando-se a temperatura do corpo negro e os coeficientes de ajuste que só pode ser realizado pelo fabricante em condições de laboratório. Assim, o viés do radiômetro é medido a partir de visadas do corpo negro e o ganho é baseado em medidas com o corpo negro e o diodo de ruído ligado e desligado. Como o corpo negro por definição é um absorvedor de micro-ondas, de modo que a emissividade é 1, assim, a temperatura de brilho seria a temperatura termodinâmica. Como a precisão do valor da temperatura do corpo negro é dependente da precisão do sensor, variações de 1% ( $\epsilon \approx 0.99$ ) são desprezíveis. Duas técnicas são vastamente utilizadas para calibração de radiômetros de superfície, a calibração a partir de um alvo criogênico (Nitrogênio Líquido) e visão lateral do radiômetro em uma atmosfera fina (*Tipping Calibration*). Sendo que esta última é realizada constantemente apenas de rotinas computacionais.

## Calibração por Nitrogênio Líquido

Hardy (1973) descreveu que uma das alternativas para a calibração de um radiômetro seria apontar a antena para um alvo de temperatura conhecida. O procedimento utilizado envolvia o absorvedor de micro-onda embebido em substância criogênica (Nitrogênio Líquido, LN2) e dentro de um material cujas características de reflexão fossem mínimas. A partir desses princípios a Radiometrics (fabricante) desenvolveu uma caixa de espuma de poliestireno (Figura A.4a), contendo um permeável absorvedor de micro-ondas. Esta caixa é montada no topo do radiômetro sobre a janela de micro-onda, logo acima da antena (Figura A.4b). Dentro da caixa é colocada a substância criogênica, nesse caso nitrogênio líquido, de modo a preencher o absorvedor de micro-ondas. Assim a antena detecta a emissão do absorvedor através da base da caixa que tem perda pequena em frequência de micro-onda. A substância criogênica é assumida ser isotérmica no ponto de ebulição do nitrogênio em pressão atmosférica, tendo um incremento associado à pressão hidrostática devido aos 20 cm de profundidade da coluna do nitrogênio líquido.

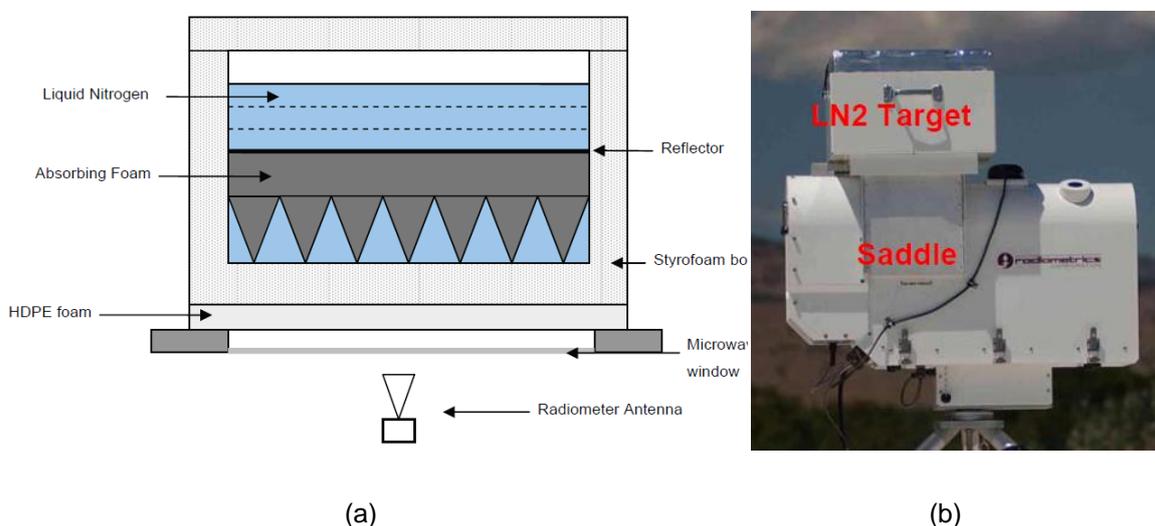


Figura A.4 – (a) Alvo criogênico utilizado para calibrar a temperatura de brilho equivalente ( $T_{ND}$ ), Hewison (2006) e (b) radiômetro com o recipiente de calibração

Fonte: Radiometrics.

A partir das observações dos dois alvos conhecidos, corpo negro interno e o alvo criogênico externo, são possíveis se determinar os valores de  $T_{ND}$  para cada frequência central do radiômetro. No entanto algumas contribuições à temperatura devem ser adicionadas, como por exemplo:

- Perda de inserção associada ao isolamento do poliestireno que contém o alvo e a espuma absorvente;
- Reflexão da interface LN2-poliestireno;
- Reflexão da superfície da espuma absorvedora que é imersa em LN2;
- Elevação do ponto de ebulição do LN2 devido a pressão hidrostática associada à profundidade do mesmo.

Essas contribuições são automaticamente levadas em conta pela calibração automatizada através dos coeficientes gerados, onde os valores típicos podem ser encontrados na Tabela A.2. A equação do aumento da temperatura de ebulição do LN2 em função da pressão barométrica ( $P$ , mb) do ambiente é dada por:

$$T_{ln2} = 68.23 + 0.009037 \cdot P \quad (A.1)$$

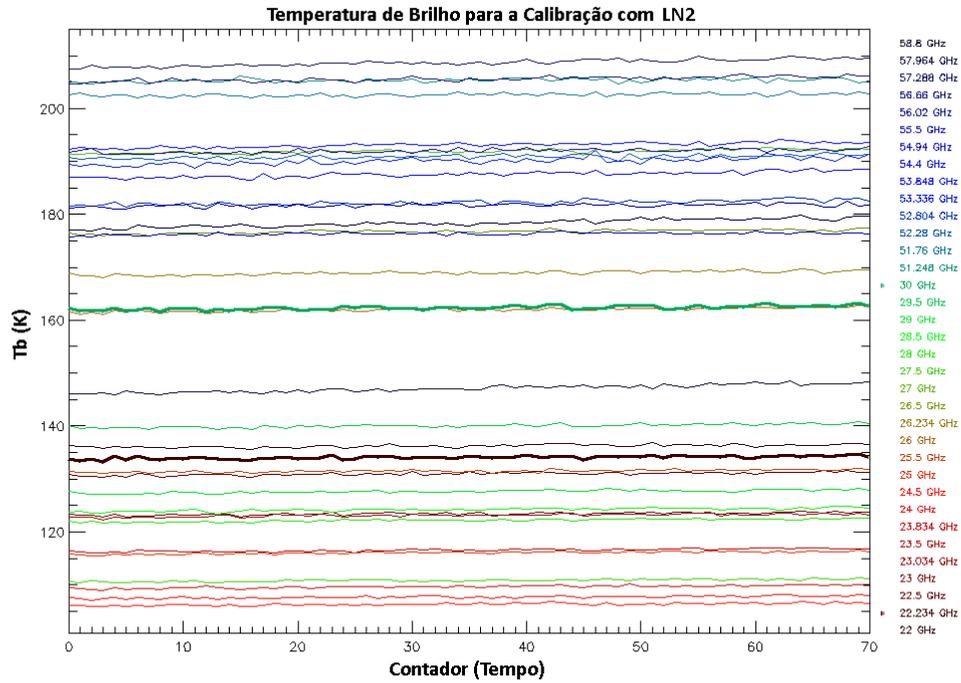
Tabela A.2 – Contribuições típicas dos componentes a temperatura de brilho efetiva do corpo negro do alvo criogênico.

<b>Contribuição</b>	<b>Quantidade</b>
<b>Perda de inserção em 55GHz do poliestireno contendo em LN2</b>	0.26 K
<b>Reflexão da interface Ar-Poliestireno</b>	0.002 K
<b>Reflexão da interface LN2-Poliestireno</b>	1.74 K
<b>Reflexão da interface LN2-Espuma absorvente</b>	0 K
<b>Aumento na temperatura de ebulição do LN2</b>	0.22 K
<b>Contribuição total em uma temperatura ambiente de 300 K</b>	2.22 K

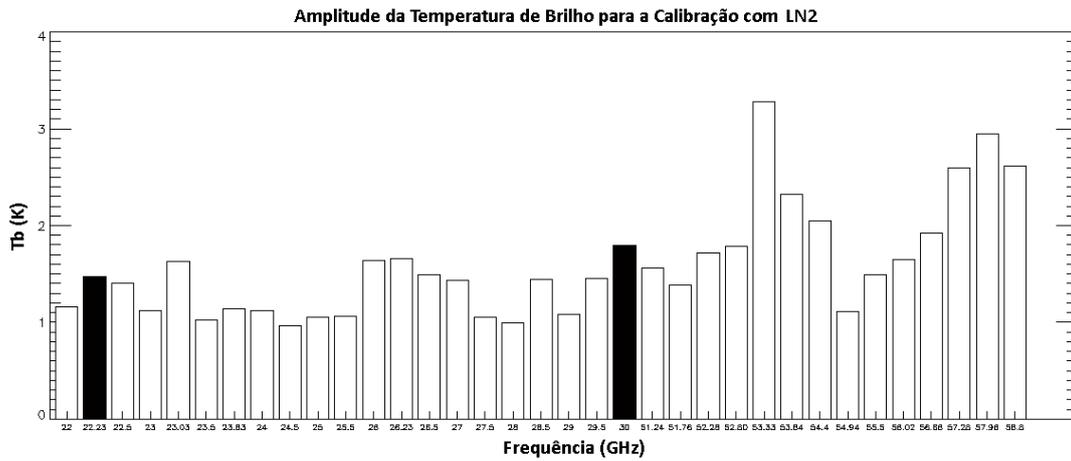
Fonte: Radiometrics.

Na Figura A.5a podemos observar as variações de  $T_{ND}$  para todos os canais durante o tempo de calibração (minutos). Nota-se claramente que os valores

das altas frequências (51-58GHz, em tom azul) apresentam um tendência de decrescimento com o tempo, intensificada nos últimos minutos de calibração. No entanto, os valores para as frequências de absorção do vapor apresentam uma leve tendência de crescimento nos instantes iniciais e finais da calibração. As amplitudes amostradas dos valores observados durante a calibração para todas as frequências podem ser visualizadas na Figura A.5b. Observa-se nesta figura que os valores de alta frequência apresentam maiores amplitudes do que os de baixa frequência. Em ambas as figuras, o comportamento dos canais 22,234 e 30GHz foram sobressaltados, visto que estes são diretamente associados aos processos de estimativa dos integrados de vapor d'água e água líquida. Esta tendência observada no gráfico temporal está associada a problemas de condensação da superfície logo abaixo da caixa de calibração ser instalada. Durante o período de instalação dos equipamentos no experimento CHUVA-Fortaleza os valores de umidade eram frequentemente superiores a 70%, para essas condições o processo é estável em curto período, de aproximadamente 30 minutos. Logo, a calibração não deve se estender. Para diminuir este efeito de tendência nos dados que podem provocar erros nas medidas, uma faixa de tempo é selecionada de modo a determinar um período no qual nenhuma tendência seja observada, assim, adequando à calibração para que os coeficientes tenham um maior grau de confiabilidade. Na Figura A.6 podemos observar os mesmos gráficos da figura anterior, mas com a aplicação do período com menor tendência (ajustado). Nota-se que os valores de  $T_{ND}$  no tempo tornam-se mais suavizados e que amplitudes diminuíram significativamente. No caso das frequências de 22,234 e 30 GHz os valores associados foram de aproximadamente 1,5 e 2 K para 1 e 0,9 K, respectivamente.

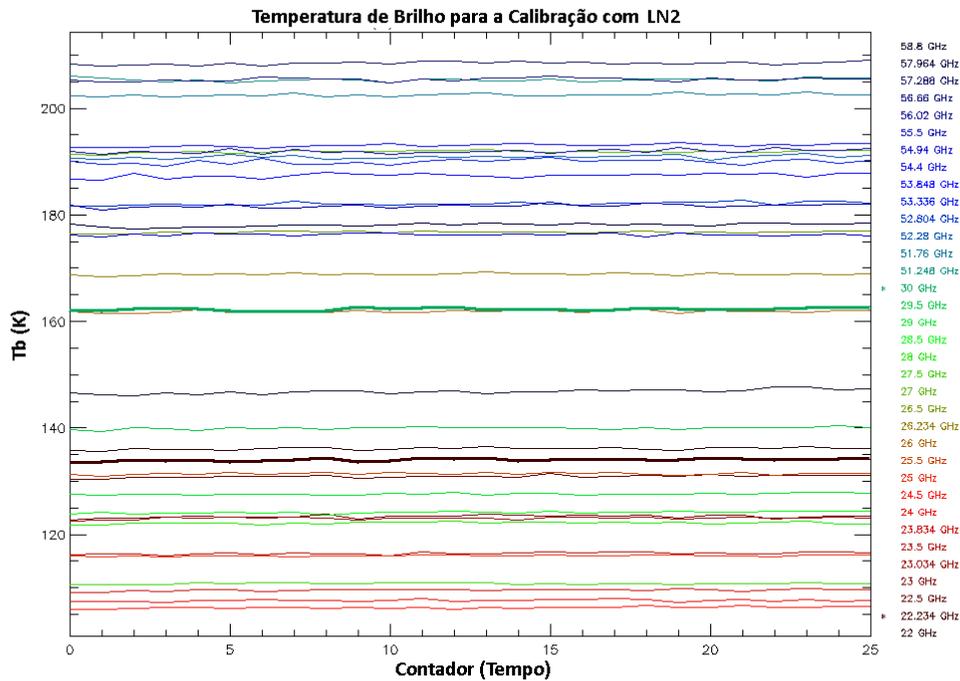


(a)

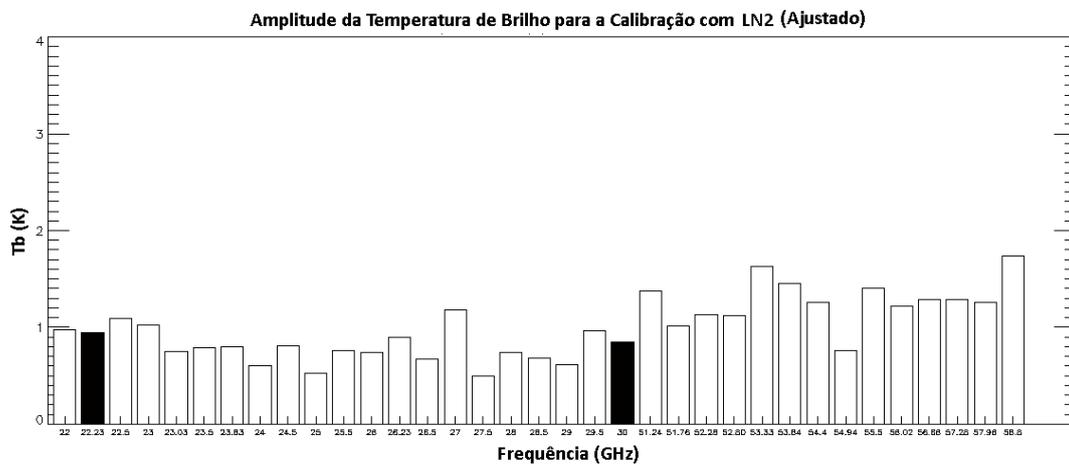


(b)

Figura A.5 – (a) Série temporal da temperatura de brilho equivalente para todos os canais do MP3000A durante o processo de calibração com LN2 e (b) a amplitude dos valores.



(a)



(b)

Figura A.6 – (a) Série temporal da temperatura de brilho equivalente para todos os canais do MP3000A durante o processo de calibração com LN2 e (b) a amplitude dos valores para o período com a menor tendência selecionado pelo usuário.

Após o CHUVA-Fortaleza/CE e antes do processo de iniciação do experimento CHUVA-GLM-Vale em São José dos Campos/SP e adjacências, foi realizado um teste de maior precisão para a calibração com LN2. O objetivo desse teste é verificar sobre condições ideais de calibração se os valores observados

durante o processo apresentam uma precisão maior do que aquela observada em Fortaleza. Na Figura A.7 observa-se os valores de  $T_{ND}$  para os testes realizados em Cachoeira Paulista/SP em outubro de 2011 e as amplitudes para cada canal, assim como nas figuras anteriores. Nota-se que mesmo em condições ideais de calibração (céu claro e baixa umidade) os valores de  $T_{ND}$  apresentam uma tendência de crescimento e as amplitudes muito similares a da Figura A.5. Ou seja, a condensação sob a caixa de calibração se apresenta tão rápida quanto aquela em Fortaleza sob condições de umidade alta. Tal comportamento não foi observado nos testes realizados pela radiometrics no Colorado (EUA). Logo, devido às características tropicais dos sítios, os processos de calibração com LN2 devem ser realizados em um período mais curto de tempo do que o recomendado pela fábrica.

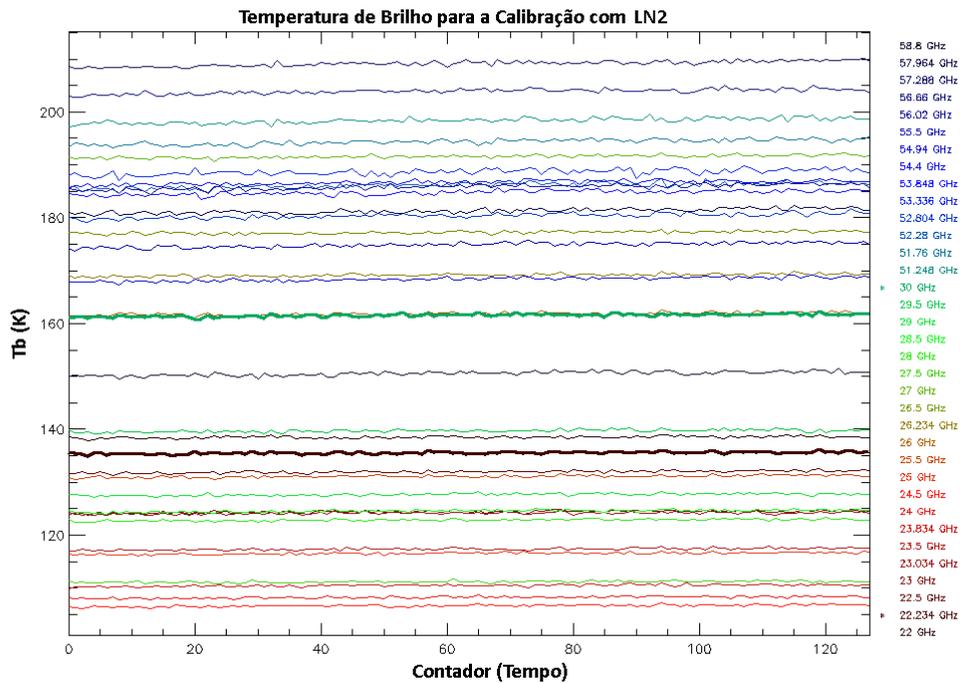
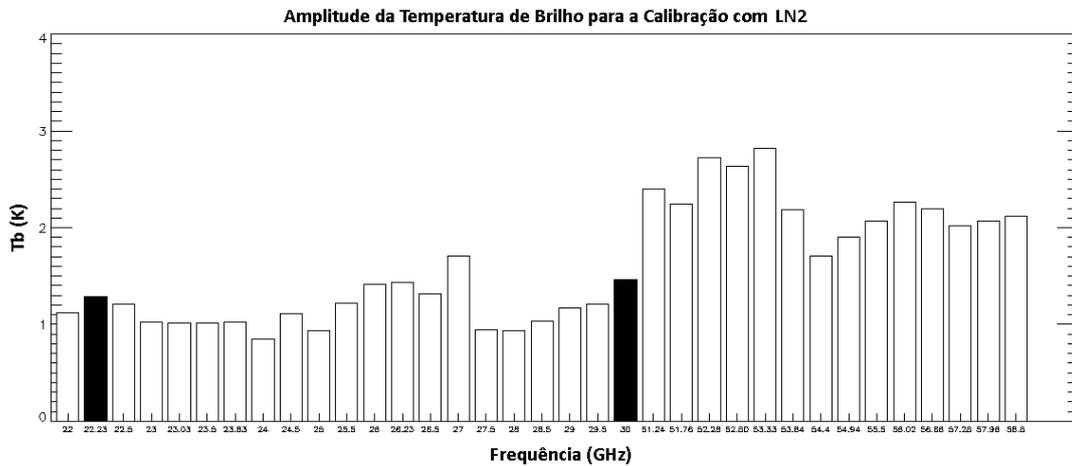


Figura A.7 – (a) Série temporal da temperatura de brilho equivalente para todos canais do MP3000A durante o processo de calibração com LN2 e (b) a amplitude dos valores para Cachoeira Paulista/SP.

(Continua)



(b)  
Figura A.7 – Conclusão.

Além disso, durante o período de testes em Cachoeira Paulista, os valores associados aos alvos internos e externos foram comparados aos medidos em todos os canais, de maneira a se verificar a precisão das calibrações. Na Figura A.8a nota-se as variações dos valores de  $T_{In2}$  para todos os canais, tais valores devem ser próximos a 78K, nota-se que os canais de alta frequência apresentam algumas oscilações superiores, chegando a valores acima de 82 K. As diferenças entre os valores observados para cada canal e o valor da temperatura do corpo negro pode ser observado na Figura A.8b, visualiza-se que os valores se encontram entre -1 e 2 K. As maiores oscilações, novamente, estão associadas aos canais de alta frequência. Para uma calibração perfeita, esses valores não devem ultrapassar os 0,5 K, contudo nem nos testes da radiometrics (Manual do Usuário) esses valores chegam a esse grau de precisão.

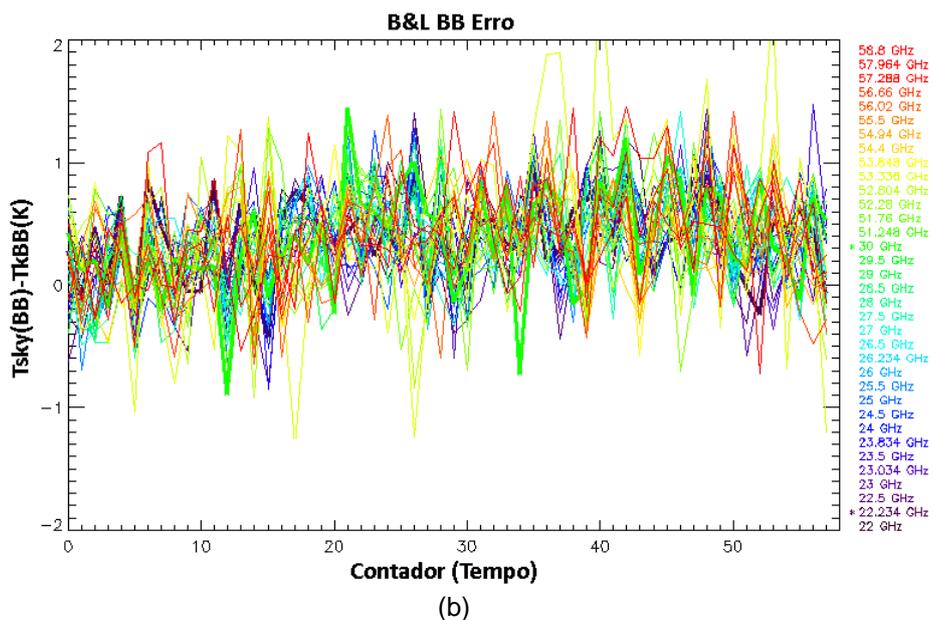
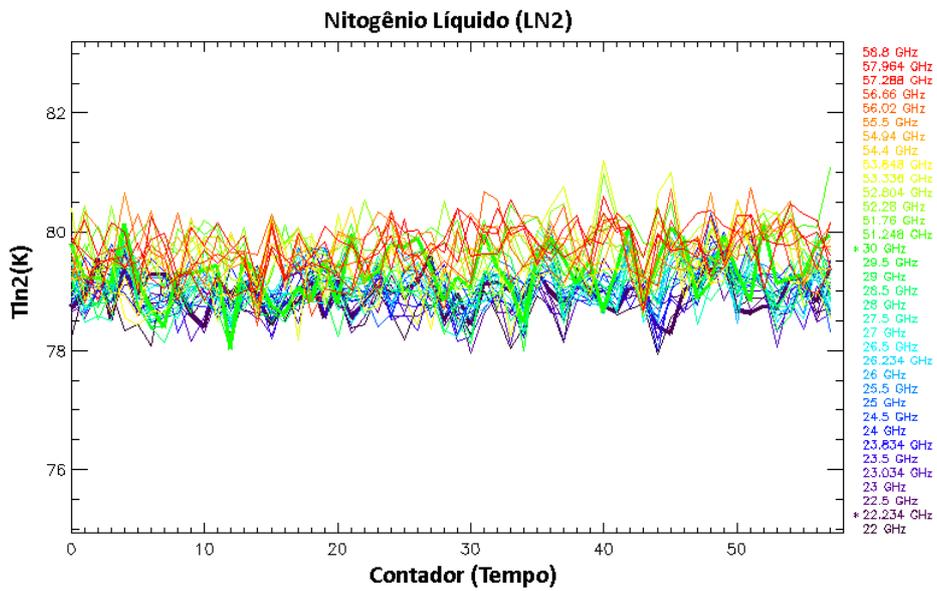


Figura A.8 – Variações dos valores medidos para cada canal em relação aos dos alvos de referência: (a) Nitrogênio Líquido (alvo externo) e (b) corpo negro (alvo interno).

### Temperatura de Brilho Observada da Superfície

Antes de se determinar os perfis estimados a partir do sinal recebido é necessário calcular a Temperatura de Brilho de uma cena. A  $T_b$  é derivada a partir do sinal recebido e em seguida convertido em voltagem, como citado anteriormente. O algoritmo utilizado na conversão para  $T_b$  usa coeficientes de

calibração medidos em fábrica para compensar o pequeno efeito da temperatura ambiente e não-linearidade do sistema. Além disso, um sistema proprietário é utilizado no algoritmo e na calibração para eliminar ruídos nas observações. Logo, a função de transferência é dada por:

$$T_{sky} = \left( \frac{V_{sky}}{G_{sky}} \right)^{1/\alpha} - T_{rcvSKY} \quad (A.2)$$

sendo,  $T_{sky}$  a Temperatura observada para cada canal,  $V_{sky}$  a saída integrada do receptor das observações com o diodo de ruído desligado,  $T_{rcvSKY}$  a temperatura do receptor durante a observação,  $G_{sky}$  é o ganho durante a observação e  $\alpha$  é o expoente de correção não-linear.

$$T_{rcvSKY} = T_{rcvBB} + dTdG \cdot (G_{sky} - G_{BB}) \quad (A.3)$$

em que,  $T_{rcvBB}$  a temperatura do receptor durante a observação do corpo negro,  $dTdG$  é um parâmetro específico do *hardware* do receptor e  $G_{BB}$  é ganho durante a observação do corpo negro.

$$T_{rcvBB} = \left( \frac{V_{BB}}{G_{BB}} \right)^{1/\alpha} - T_{KBB} \quad (A.4)$$

sendo,  $V_{BB}$  a saída integrada do receptor das observações do corpo negro com o diodo de ruído desligado e  $T_{KBB}$  a temperatura da radiação efetiva do corpo negro.

$$G_{sky} = \left( \frac{(V_{skyND})^{1/\alpha} - (V_{sky})^{1/\alpha}}{T_{nd290} + T_c} \right)^\alpha \quad (A.5)$$

em que,  $V_{skyND}$  a saída integrada do receptor das observações com o diodo de ruído ligado,  $T_{nd290}$  a temperatura do diodo de ruído ( $T_{KBB}=290$ ),  $T_c$  o ajuste de  $T_{KBB}$ .

$$G_{BB} = \left( \frac{(V_{BBND})^{1/\alpha} - (V_{BB})^{1/\alpha}}{T_{nd290} + T_c} \right)^\alpha \quad (A.6)$$

sendo,  $V_{BBnd}$  é saída integrada do receptor das observações do corpo negro com o diodo de ruído ligado.

$$T_c = k_1 + k_2 \cdot T_{kBB} + k_3 \cdot (T_{kBB})^2 + k_4 \cdot (T_{kBB})^3 \quad (A.7)$$

em que,  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_3$ ,  $k_4$  são os coeficientes da calibração da temperatura na fábrica.

Logo, se nota que os parâmetros medidos pelo MP3000A são a  $V_{sky}$ ,  $V_{skyND}$ ,  $V_{BB}$ ,  $V_{BBnd}$ ,  $V_{tkBB}$  e  $T_{kBB}$ . Os parâmetros associados à calibração são  $\alpha$  (0,9 a 1,1),  $k_{1-4}$ ,  $T_{nd290}$  (1 a 2% dos valores originais de fábrica) e  $dT_dG$  ( $1 \cdot 10^5$  a  $-5 \cdot 10^6$ ). A partir desses valores e ajustes é possível calcular o  $T_{rcvsky}$ ,  $T_{rcvBB}$ ,  $G_{sky}$ ,  $G_{BB}$ ,  $T_c$ .

### Temperatura de Brilho Simulada

O integrado do conteúdo de água líquida dentro de uma nuvem expressado em mm é uma das variáveis mais importante dentro dos objetivos do CHUVA. Uma das questões a ser investigada é a existência de diferenças significativas entre os valores de ILW para as nuvens que chovem e as que não chovem. Visto que, como comentado anteriormente, em estimativa de precipitação por satélite, o ILW pode ser usado como limiar para identificação de áreas precipitantes. Sendo assim, o radiômetro foi utilizado para verificar o comportamento do conteúdo de água líquida durante o ciclo de vida desses sistemas. Para tanto foi necessário verificar se as temperaturas de brilho medidas pelo MP3000A estão devidamente calibradas, não só para garantir a precisão das estimativas de ILW, mas também os perfis atmosféricos mostrados posteriormente (Apêndice B). Para uma análise preliminar, foram realizadas simulações como o modelo de transferência radiativa (SCHNEEBELI

e MÄTZLER, 2010), no qual foi possível realizar a partir da inversão de perfis atmosféricos observados pelas radiossondagens lançadas em Fortaleza em temperaturas de brilho, para desse modo se comparar o observado pelo radiômetro de superfície.

A Figura A.9a mostra uma comparação entre as  $T_b$  medidas pelo radiômetro (linha contínua) e as simulações (linha tracejada) para alguns canais da banda de absorção do vapor d'água em condições de céu claro. A série mostrou um comportamento muito similar, com um coeficiente de correlação superior a 0,95 para todos os canais. A Figura A.9b mostra o viés para todos os canais, sendo que o maior desvio está relacionado ao canal de 23,034GHz (Superestimativa) que foi de 6K e o menor para o canal de 30 GHz (Subestimativa) que foi de 0,7K. Tal comportamento dos dados, mostra que existe um deslocamento dos valores observados. A diferença pode estar associada a problemas de calibração do equipamento e a caracterização do modelo de transferência radiativa as condições tropicais. No entanto, foi comprovado anteriormente que as calibrações apresentaram bons resultados. Com relação ao modelos de transferência radiativa, melhorias foram realizadas de modo aumentar a camada de integração para as condições tropicais, de 8 km para 12 km, contudo, apenas o canal de 30 GHz obteve melhorias significativas. Outros modelos de transferências radiativas foram utilizados de modo a comparar os resultados. Neste caso, o RTTOV (SAUNDERS et al. 1999) foi modificado, umas vez que este foi originalmente desenvolvido para determina radiação ascendente em certas plataformas espaciais, para determina apenas a componente descendente da radiação. Nota-se na Figura A.10 que os valores entre os MTRs foram semelhantes, mostrando o mesmo viés encontrado na Figura A.9. Contudo, existem dois momentos distintos dentro do período analisado. Um período mais seco (discretizado na seção 6.1.1.1) e outro mais úmido. Nota-se que durante o período seco, o viés é reduzido para próximo a zero, enquanto a contra partida úmida é a maior responsável pelas diferenças. Isso leva a crer que, se as radiossondagens estão corretas, o modelo de

transferência radiativa tende a subestimar a radiação descendente sobre essa região. As análises para os outros sítios na região tropical também mostram resultados semelhantes (não mostrados aqui). O que pode ser um problema na determinação das características associadas à radiação ascendente simulada, uma vez que os processos de superfície, como a emissividade, produziram maior emissão na camada atmosférica.

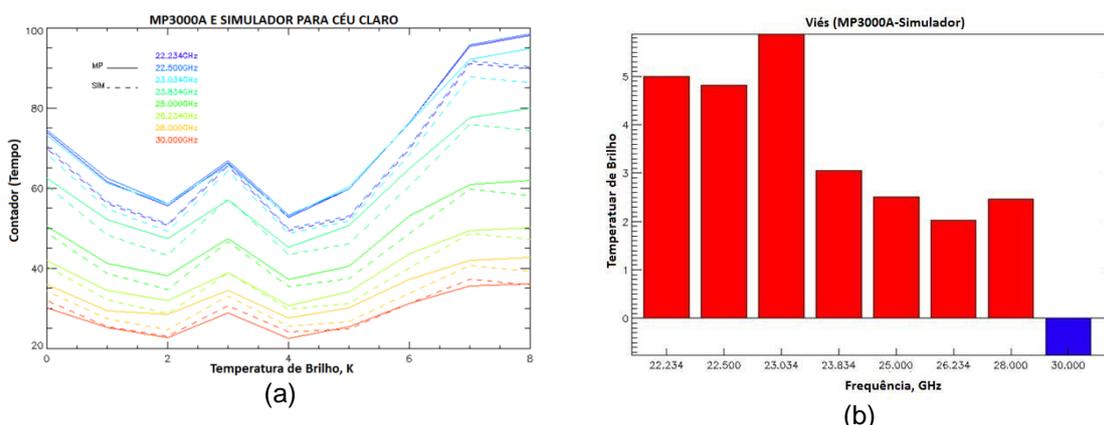


Figura A.9 – Comparação entre as temperaturas de brilho observadas pelo radiômetro e as simuladas pelo modelo de transferência radiativa para os canais de 22,234 a 30GHz: (a) MP3000A (linha contínua) e simulador (linha tracejada) e (b) viés do MP3000A com relação ao simulador.

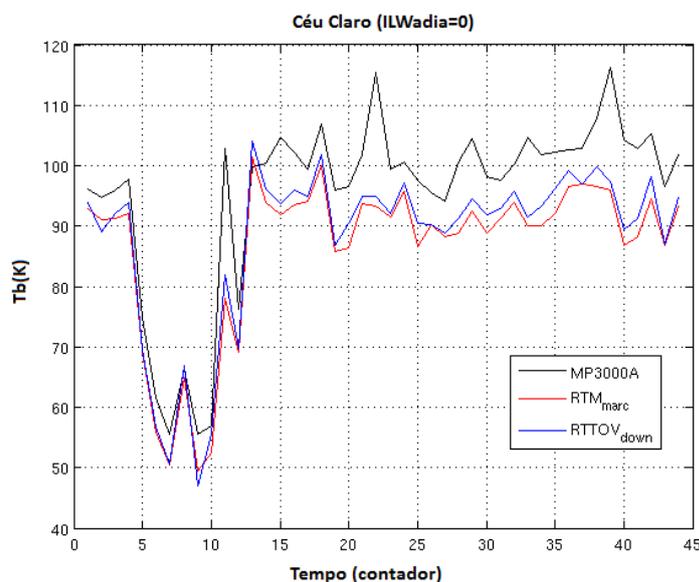


Figura A.10 – Comparação entre o observado pelo radiômetro de superfície e as simulações das temperatura de brilho associada a componente descendente da radiação usando dois modelo de transferência radiativa (RTM<sub>Marc</sub> e RTTOV<sub>Down</sub>) para situações de céu claro.

## APÊNDICE B – AVALIAÇÃO DOS PERFIS TERMODINÂMICOS

De modo a se averiguar a precisão do radiômetro de superfície na estimativa dos perfis termodinâmicos durante as campanhas do projeto CHUVA foram realizadas comparações entre os perfis recuperados pelo radiômetro e as radiossondas lançadas nos sítios de radiossondagens mais próximos. Tais informações seriam úteis para caracterizar termodinâmica da atmosfera local, devido ao fato do maior número de perfis estimados pelo radiômetro e na transferência radiativa como input para os modelos utilizados. Para uma análise mais precisa foi necessário realizar uma colocação temporal e espacial, visto que a radiossonda representa uma medida de um ponto não-simultâneo e em movimento e não uma integração temporal de um perfil vertical (ex. o radiômetro executa uma sondagem a cada 2,5 minutos até 10 km de altura, e para uma radiossonda alcançar essa mesma altura, esta leva em torno de 20 minutos). Além disso, as comparações foram realizadas para os perfis onde a precipitação não foi observada no sítio principal, ou seja, 30 minutos antes e depois do evento de chuva os perfis estimados pelo MP3000A não foram utilizados nas estatísticas. Assim, no sítio do INMET em Fortaleza/CE (8,73 km do sítio da defesa civil) 59 radiossondagens foram utilizadas. Para Belém foram usados 28 perfis a uma distância entre os sítios de 14,26km. Já no Vale do Paraíba, aquele com a menor distância entre o sítio principal e o de radiossondagem, 4,47km, foram realizadas comparações com 53 perfis. No entanto, em Alcântara, como comentado anteriormente, apenas um sítio foi utilizado para radiossondagens e que se encontrava a 6,51km do sítio principal, sendo que o total de comparações foi de 62 perfis. A Figura B.1 apresenta graficamente a metodologia utilizada nas comparações. As linhas azuis representam os perfis do radiômetro e a vermelha o perfil de uma radiossonda. As caixas azuis seriam a amostragem do radiômetro e da radiossonda a ser analisada, assim, existe a possibilidade dentro de um perfil de comparação alguns níveis não terem o mesmo número de eventos, dado o fato da falta de medidas em algum tempo ou altura pelo radiômetro e radiossonda,

respectivamente. Notam-se na Figura B.2 os desvios médios de temperatura estimados pelo radiômetro e os observados pela radiossonda durante cada experimento. O desvio médio são representados aqui pelo viés (diferença média entre o observado e o estimado) e a raiz do erro quadrático médio [RMSE, *root mean square error* (raiz quadrada da soma da variância)], equações B.1 e B.2, respectivamente. Na Figura B.2a observa-se o erro médio observado para Alcântara, que de um modo geral superestimou os valores em todo o perfil, com uma acentuação nas camadas inferiores, onde os as temperaturas apresentaram um desvio superior a 4K, o que reflete a atmosfera seca durante o experimento. Já em Fortaleza/CE, Figura B.2b, observou-se um desvio da ordem de 1 a 2 K, com superestimativa em quase toda a coluna, exceto próximo a superfície, em 4 km (abaixo da camada do 0°C, ~4.85 km) e entre 6 e 7,5km. O que caracteriza uma atmosfera com a possível presença de nuvens multicamadas. Em Belém (Figura B.2c) nota-se um aumento gradativo do erro, o que pode está associado a uma camada mais seca em nível superior observada pelo radiômetro sobre o sítio principal. Além disso, devido ao efeito de não preenchimento do campo de visada do radiômetro por nuvens, erros nas comparações podem ser observados, uma vez que a sondagem local pode ter presenciado uma atmosfera nebulosa, ou vice-versa. Isso é um reflexo da distância entre os sítios, que no caso do Belém foi a maior diferença entre os analisados. Os perfis estimados no Vale do Paraíba (Figura B.2d) exibiram uma subestimativa dos valores em baixos níveis e uma superestimativa em altos, acima de 8 km. O que sugere que a conversão de vapor para água líquida dentro da camada inferior de nuvens baixas sobre o sítio principal tenha diminuído a temperatura observada pelo radiômetro.

$$vies = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i) \quad (B.1)$$

e

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i)^2} \quad (B.2)$$

em que,  $E_i$  indica o valor estimado no ponto ou na grade  $i$ ,  $O_i$  é o valor observado e  $N$  é o número de amostras.

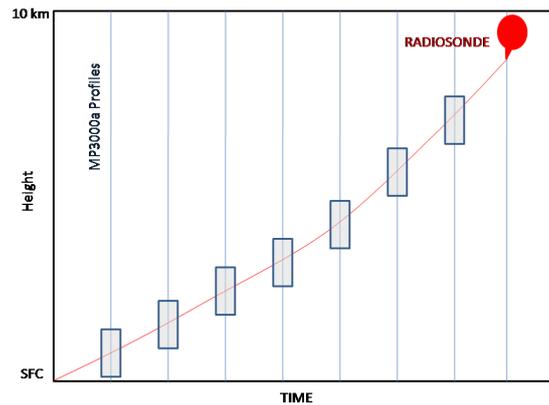


Figura B.1 – Representação gráfica do método utilizado para a comparação espacial e temporal dos dados da radiossonde e do radiômetro MP3000A.

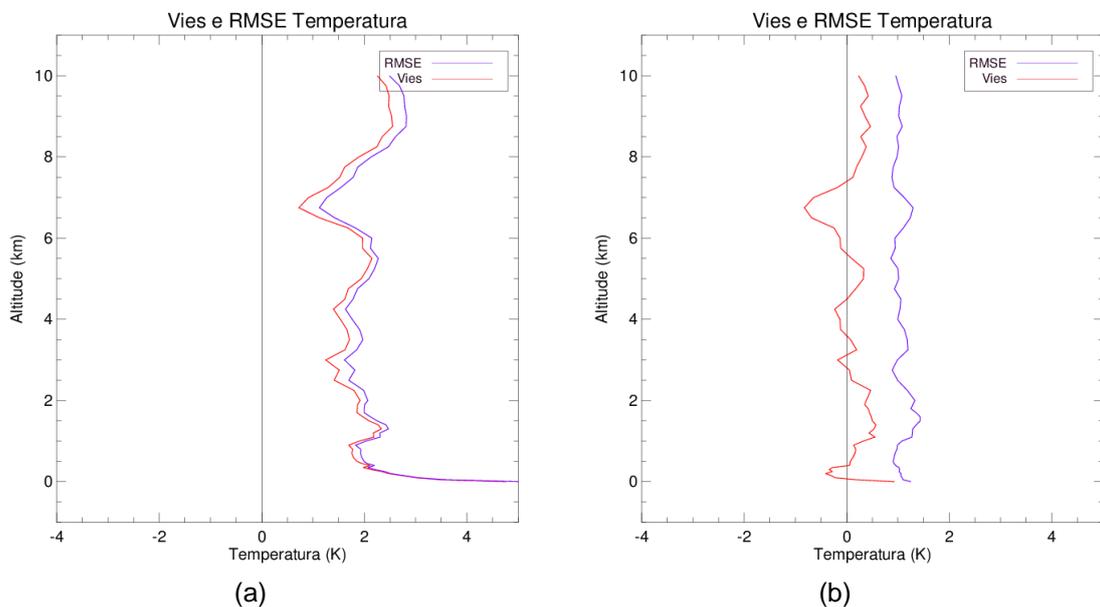


Figura B.2 – Desvio médio (bias, vermelho) e raiz do erro quadrático médio (RMSE, azul) da temperatura (K) associada às comparações entre o radiômetro e as radissondagens realizadas nos experimentos de campo em (a) Alcântara/MA, (b) Fortaleza/CE, (c) Belém/PA e (d) Vale do Paraíba da campanha CHUVA.

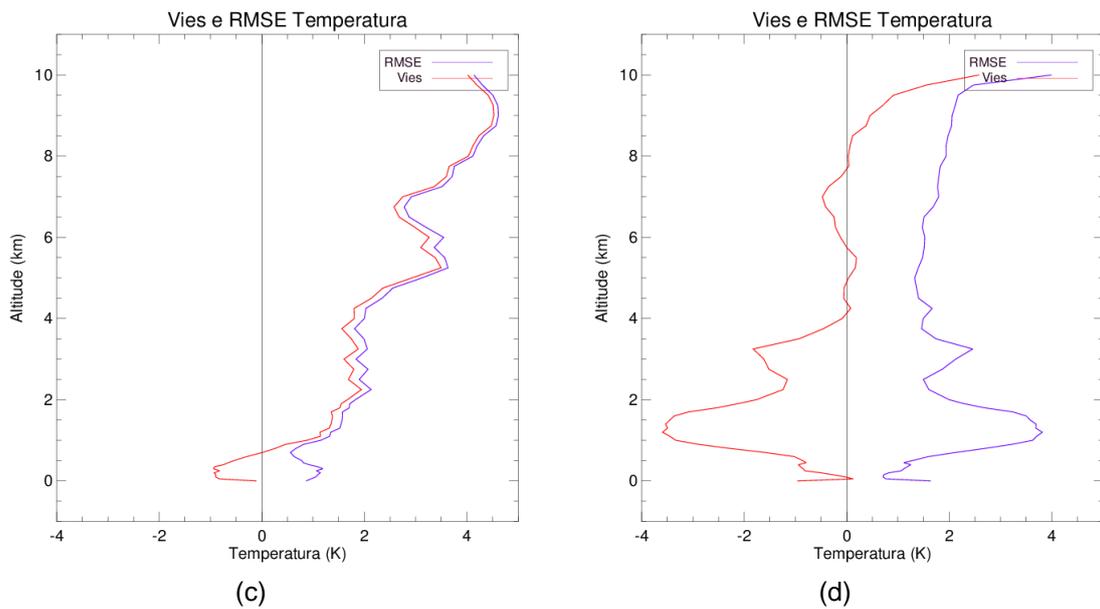


Figura B.2 – Conclusão.

No caso da umidade específica (g/kg), Figura B.3a, notou-se que em Alcântara os valores superestimam em torno de 3 g/kg na camada de 2 a 5 km de altitude e próximo à superfície. Acima de 6 km de altura o erro médio tende a diminuir, chegando a zero no limite superior. Já para Fortaleza (Figura B.3b), o desvio apresenta uma superestimativa dos valores pelo radiômetro até 7,5 km de altura. Exceto no primeiro quilômetro de altitude, onde se observou uma subestimativa dos valores, contudo, próximo à superfície os valores foram superiores ao observado. Tal comportamento é coerente com a diminuição gradativa da resolução espacial do radiômetro (CIMINI et al., 2003; e KNUPP et al., 2009). Em Belém (Figura B.3c), um comportamento similar aquele de Fortaleza foi observado, no entanto a superestimativa foi mais acentuada na região próxima ao 0°C (~4,5km). Vale ressaltar que a rede neural utilizada nessas três localidades foi a mesma, o que possivelmente pode explicar a similaridade entre alguns resultados, principalmente para Fortaleza e Belém, onde uma atmosfera mais úmida foi observada durante os experimentos do que em Alcântara. No Vale do Paraíba, Figura B.3d, foram observadas os menores erros entre todas as estimativas, exceto próximo a superfície, onde o erro foi maior do que aquele observado nos outros experimentos. Onde, uma subestimativa dos valores foi observada em 2km. Isso sugere que as nuvens

baixas sobre essa região foram mais frequentes e apresentaram maior conteúdo de vapor na camada inferior que nas outras regiões. De um modo geral, tais diferenças são consistentes com a alta resolução vertical das medidas pontuais da radiossonda e da baixa resolução vertical das medidas volumétricas do radiômetro. Incertezas associadas à recuperação são descritos por Hewison (2006).

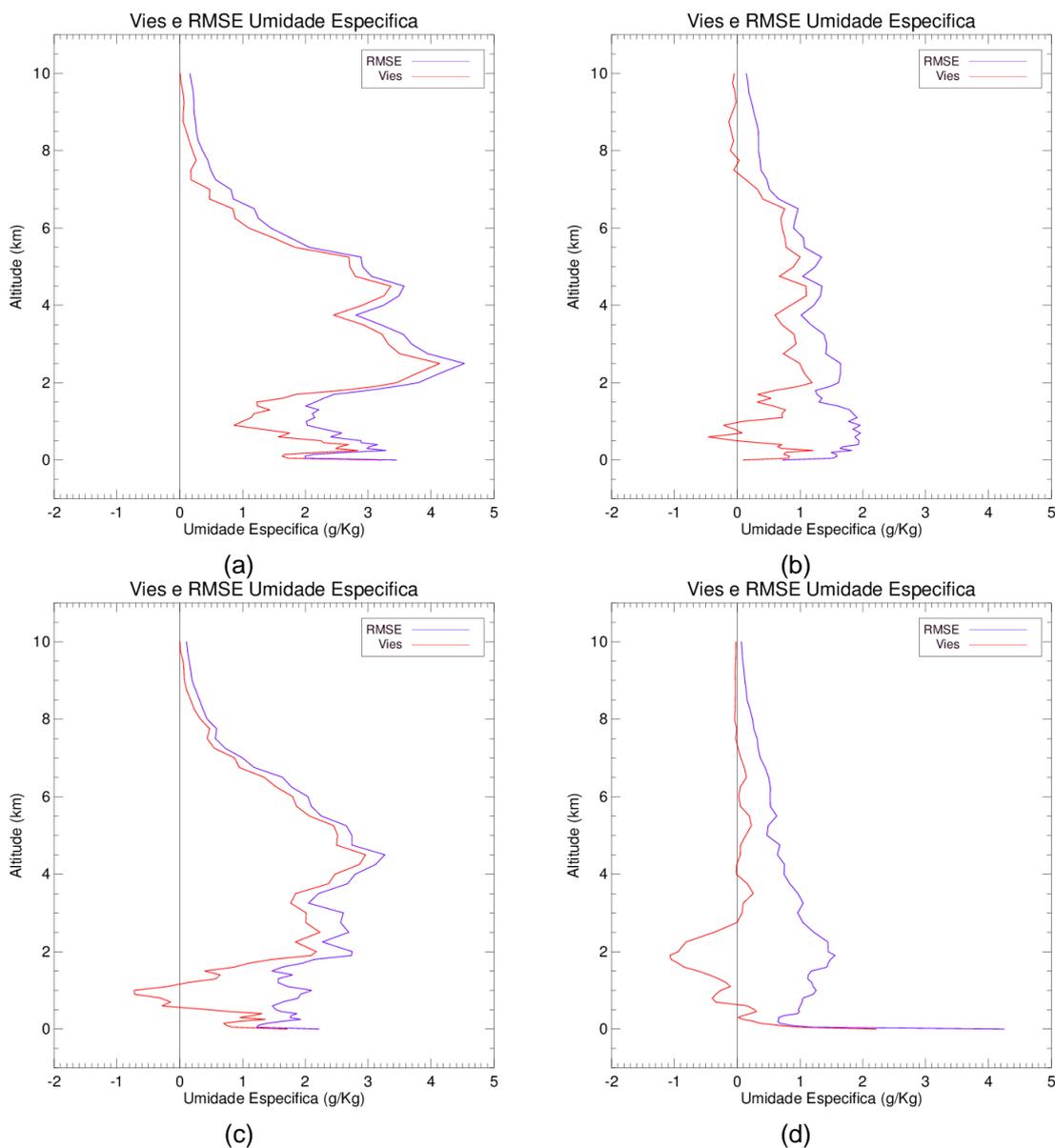


Figura B.3 – Idem a Figura B.2, mas para umidade específica (g/kg).

Baseando-se nos resultados mostrados nas figuras anteriores, fica evidente os erros associado às estimativas dos perfis verticais de temperatura e umidade. Tais problemas devem ser levados em consideração durante o seu uso como referencia termodinâmica da atmosfera em modelos de transferência radiativa. Devido a isso, as simulações radiativas realizadas nas seções posteriores foram realizadas apenas utilizando informações de radiossondagens locais ao invés dos perfis com mais alta resolução temporal do radiômetro.