



sid.inpe.br/mtc-m18/2013/02.26.11.40-TDI

ESTUDO DO CONTEÚDO DE GELO DAS NUVENS EM FUNÇÃO DO CICLO DE VIDA UTILIZANDO SENSORES EM MICRO-ONDAS PASSIVOS

Ramon Campos Braga

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Daniel Alejandro Vila, aprovada em 21 de fevereiro de 2013.

 $\label{eq:url_decomposition} \begin{tabular}{ll} $$ URL do documento original: \\ $$ < http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3DKKPUH> \end{tabular}$

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 INTELECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

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

Membros:

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

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

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

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

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

Drª 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:

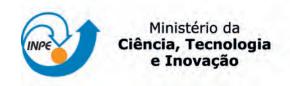
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)





sid.inpe.br/mtc-m18/2013/02.26.11.40-TDI

ESTUDO DO CONTEÚDO DE GELO DAS NUVENS EM FUNÇÃO DO CICLO DE VIDA UTILIZANDO SENSORES EM MICRO-ONDAS PASSIVOS

Ramon Campos Braga

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Daniel Alejandro Vila, aprovada em 21 de fevereiro de 2013.

 $\label{eq:url_decomposition} \begin{tabular}{ll} $$ URL do documento original: \\ $$ < http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3DKKPUH> \end{tabular}$

INPE São José dos Campos 2013 Braga, Ramon Campos.

B73e

Estudo do conteúdo de gelo das nuvens em função do ciclo de vida utilizando sensores em micro-ondas passivos / Ramon Campos Braga. — São José dos Campos : INPE, 2013.

xviii + 67 p.; (sid.inpe.br/mtc-m18/2013/02.26.11.40-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013. Orientador : Dr. Daniel Alejandro Vila.

1. conteúdo de gelo 2. ciclo de vida das nuvens 3. NOAA. I.Título.

CDU 551.510

Copyright © 2013 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2013 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Meteorologia

Dr. Carlos Frederico de Angelis

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Daniel Alejandro Vila

Orientador(a) / IMPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Nelson Jesuz Ferreira

Membro da Barica / INPE / SJCampos - SP

Dr. José Ricardo de Almeida França

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

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

() unanimidade



AGRADECIMENTOS

Agradeço a meus pais, Edgar e Célia, e a minha irmã Giordana pelo apoio durante toda a minha vida e em especial durante a execução do presente trabalho.

À Simone Sievert da Costa, que desde 2009 me apoia e me incentiva nos estudos.

Ao meu orientador Daniel Alejandro Vila pelo apoio durante a pesquisa.

Ao Carlos Frederico de Angelis pelo apoio e confiança prestada no início da pesquisa enquanto aguardava-se definição sobre orientação.

Ao professor Juan Ceballos pela ajuda incondicional nos estudos relacionados à radiação solar e terrestre.

Ao professor Luiz Augusto Toledo de Machado pela oportunidade de participação do PROJETO CHUVA-GLM em São José dos Campos e pelo auxílio incondicional à pesquisa.

Aos professores da pós-graduação do INPE, em especial o professor Nelson Ferreira que desde quando cheguei ao INPE (2009) me apoia na pesquisa.

Aos especialistas em radar meteorológico Rachel Albrecht, Thiago Biscaro e Izabelly Costa, estes sempre pacientes e atenciosos quando do tratamento e discussão de dados de radar.

Aos amigos Wagner Flauber e Eder Vendrasco pelo apoio incondicional na parte de programação e análise de dados.

Aos amigos Renato Galante, Enrique Mattos, Weber Gonçalves, Rômulo Augusto e Jurandir Rodrigues pelo apoio durante a pesquisa.

Ao grupo de radiação da DSA encabeçado por Anthony Porfírio pelo auxílio na análise dos resultados da dissertação.

Ao pessoal da operação e suporte da DSA Rogério, Ricardo, Ladylaine et al. pela paciência e atenção nos momentos de requisição e esclarecimentos de dados de satélite.

Aos meus companheiros de turma de mestrado pelo companheirismo durante o 1º ano de mestrado.

Aos amigos e colegas da DSA pelo constante apoio durante os últimos 4 anos, desde o período em que possuía bolsa de pesquisa até os dias atuais, àqueles que foram importunados por mim sintam-se tocados.

Ao CNPQ pela concessão da bolsa de estudos oferecida durante os dois anos de mestrado.

RESUMO

Esta pesquisa visa o estudo da possível relação entre o conteúdo total de gelo e a fase do ciclo de vida de nuvens convectivas e sua possível aplicação na estimativa de precipitação por satélite. Na primeira parte deste estudo analisase o conteúdo total de gelo das nuvens (IWP) em função da taxa de expansão espacial da isoterma de 235K. O cálculo do IWP é proveniente do Microwave Surface and Precipitation Products System (MSPPS), que utiliza informações dos canais de alta frequência (89 e 150 GHz) dos sensores AMSU-B e MHS (NOAA 16-19), enquanto a análise da taxa de expansão das nuvens foi calculada utilizando o algoritmo Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (FORTRACC), que permite identificar e acompanhar o deslocamento de sistemas convectivos de meso-escala a partir de imagens no infravermelho térmico (10,7 mícron) abordo de satélites geoestacionários. Numa segunda etapa, analisou-se a relação entre fração convectiva, junto com a taxa de precipitação das nuvens (utilizando dados de radar) e a fase do ciclo de vida das nuvens. Duas regiões com diferentes regimes de precipitação foram avaliadas para este estudo: a região de São José dos Campos (23.2°S, 45.95°W) e a região de Fortaleza (5.06°S, 39.26°W) no sudeste e nordeste do Brasil respectivamente. Na primeira região, constatou-se que, durante o período de estudo, 84% das nuvens precipitantes tem gelo em sua estrutura, enquanto que para a região de Fortaleza apenas a metade dessas nuvens precipitantes possui gelo. Os resultados desta pesquisa mostram que, enquanto os sistemas convectivos estão se expandindo, observa-se um maior conteúdo de gelo observado pelo satélite, maiores taxas de precipitação e fração convectiva medidas pelo radar do que nas demais fases do ciclo de vida. Uma atualização da metodologia existente é proposta para a estimativa da precipitação a partir de canais de alta frequência dos sensores AMSU-B/MHS, utilizando a informação do diâmetro das partículas de gelo (De) e o IWP. Esta nova relação mostrou uma significante melhoria em relação ao algoritmo original desenvolvido no MSPPS.



ICE WATER PATH STUDY USING PASSIVE MICROWAVE SENSORS DURING THE CLOUD LIFE CYCLE

ABSTRACT

This research focuses on the possible relationship between Ice Water Path (IWP) retrievals using satellites and the life cycle stage of convective clouds and its possible application on satellite-based rain rate retrievals. In the first part of this work, it is analyzed the relationship between *IWP* and cloud area expansion rate using 235K isotherm. The IWP is retrieved using the Microwave Surface and Precipitation Products System (MSPPS), which use high frequency channels (89 and 150 GHZ) from AMSU-B and MHS sensors (NOAA 16-19). while the cloud expansion rate analysis was calculated using Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (FORTRACC) algorithm, which makes possible identify and track the evolution of mesoscale convective systems from thermal infrared images (10.7µm) on board geostationary satellites. In a second step, it was analyzed the relation between clouds convective fraction and rain rates (using radar data) and the cloud life cycle. Two regions with different precipitation patterns were selected for this study: São José dos Campos region (23.2°S, 45.95°W) and the Fortaleza region (5.06°S, 39.26°W) at the Brazilian southeastern and northeastern regions respectively. In the first region, it was found that, during the selected period, 84% of precipitant clouds has ice in their structure, while in Fortaleza only a half of precipitant clouds has ice. The results of this research shows that, while convective systems are intensifying (area is expanding and temperature is decaying), larger IWP values tends to be observed. Larger rain rates and convective fraction is also measured for radar retrievals when convection is in the early stage compared with mature systems. An update for the current methodology is proposed for precipitation retrievals applying high frequency channels from AMSU-B/MHS sensors using particle effective diameter (De) and IWP. The proposed equation showed a significant improvement compared with the global algorithm developed at MSPPS.



LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 Cobertura de Satélites de Órbita Baixa, em um período de 3 horas. Fonte: Huffman et al (2007)
Figura 2.2 Interação de frequências em micro-ondas sobre Continente e Oceano. Fonte: Adaptado de Kidder e Haar (1995)
Figura 3.1 Áreas cobertas pelo radar meteorológico banda-X do projeto CHUVA em São José dos Campos -Sp, e banda-S do radar de Fortaleza-Ce12
Figura 3.2 Esquema de transferência radiativa de dois fluxos para uma camada de nuvens. Fonte: Adaptado Weng e Grody (2000)21
Figura 3.3 Relação entre a razão dos parâmetros de espalhamento (<i>r(De)</i>) e o diâmetro efetivo das partículas de gelo (<i>De</i>). Fonte: Adaptado de Zhao e Weng (2002)
Figura 3.4 Relação entre Parâmetro de espalhamento Normalizado em 89GHz (Ω_{N89}) e do Diâmetro efetivo das partículas de gelo (De). Fonte: Adaptado de Zhao e Weng (2002)
Figura 3.5 Fluxograma do Algoritmo de estimativa de conteúdo de gelo (<i>IWP</i>) e diâmetro das partículas de gelo (<i>De</i>). Fonte: Adaptado de Zhao e Weng (2002)
Figura 3.6 Fluxograma das etapas do trabalho proposto
Figura 4.1 a) Conteúdo de gelo em Kg/m² (MSPPS), b) taxa de precipitação do radar banda-X (mm/h), c) classificação de nuvem e d) imagem em 10,7 μm do GOES-12 para um evento precipitante na cidade de São José dos Campos. A seta na imagem (d) mostra a localização do evento do estudo de caso37
Figura 4.2 a) Carta de sinótica de superfície dia 08 de janeiro de 2012 as 00:00 UTC ou Z b) Carta de sinótica de superfície dia 09 de janeiro de 2012 as 00:00 UTC ou Z. Fonte: tempo.cptec.inpe.br

Figura 4.3 a) Conteúdo de gelo em Kg/m² (MSPPS), b) taxa de precipitação do radar banda-X(mm/h), c) classificação de nuvem e d) imagem em 10,7 μm do GOES-12 para um evento precipitante na região de Fortaleza. A seta na imagem (d) mostra a localização do evento do estudo de caso
Figura 4.4 a) Carta de sinótica de superfície dia 18 de fevereiro de 2012 as 00:00 UTC ou Z b) Carta de sinótica de superfície dia 19 de fevereiro de 2012 as 00:00 UTC ou ZFonte tempo.cptec.inpe.br
Figura 4.5- Histogramas de frequência para as variáveis conteúdo de gelo
(IWP), diâmetro das partículas de gelo (De) e taxas de precipitação do rada
(RRx) para as cidades de Fortaleza (FOR) e São José dos Campos (SJC)44
Figura 4.6 Histograma de frequência dos pixels AMSU-B/MHS provenientes de passagens dos satélites NOAA16-19. De 1-4 são as classes observadas com o FORTRACC: 1-Intensificando, 2-Desintensificando, 3-Não Identificado pelo FORTRACC mas com gelo segundo o MSPPS e 4- Identificado no radar e sem gelo (MSPPS)
Figura 4.7 Diagramas de dispersão de conteúdo de gelo (<i>IWP</i> ; a), taxa de precipitação do radar (<i>RRx</i> ; b), diâmetro das partículas de gelo (De; c) e Fração
Convectiva (%Convectiva; d) em função da taxa do ciclo de vida das nuvens.47
Figura 4.8 Histograma de frequência dos pixels AMSU-B/MHS provenientes de passagens dos satélites NOAA16-19. De 1-3 são as classes observadas: 1 Nuvens identificadas pelo FORTRACC, 2-Nuvens não identificadas com gelo (MSPPS), 3-Nuvens quentes (MSPPS)
Figura 4.9 (a)Taxa de Precipitação para nuvens com gelo (IDE e NAO) e sem gelo (NAI) e (b) fração convectiva das nuvens identificadas pelo FORTRACO (IDE), não identificadas com gelo (NAO) e nuvens quentes (NAI)50
Figura 4.10 Taxa de precipitação do radar (<i>RRx</i>) em função do IWP sobre São José dos Campos

Figura 4.11 Taxa de precipitação do radar (RRx) em função do IWP sobre SJC
A cor dos pontos está relacionada ao tamanho do De; em preto estão os
valores com De menor ou igual a 1.2mm e em vermelho estão valores com De
maior do que 1.2mm. 52
Figura 4.12 Taxa de precipitação do radar (RRx) em função do De sobre SJC
Figura 4.13 Relação de dispersão entre a precipitação do MSPPS (ATUAL) e radar
Figura 4.14 Relação de dispersão entre a precipitação entre método sugerido
(PRED_IWP) e radar55



LISTA DE TABELAS



LISTA DE SIGLAS

AMSU-B: Advanced Microwave Sensor Unit – B

AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer

CAPPI: Constant Altitude Plan Position Indicator

CHUVA: Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A Contribution to Cloud Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement

CHUVA-GLM: Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A Contribution to Cloud Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement – Geostationary Lightning Mapper

DMSP: Defense Meteorological Satellite Program

DSA/CPTEC: Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais/ Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos

FORTRACC: Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters

FUNCEME: Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos

GOES-12: Geoestationary Operational Environmental Satellite – 12

GPM: Global Precipitation Measurement Project

GPROF: Goddard Profiling Algorithm

LIS: Lightning Imaging Sensor

MHS: Moisture Humidity Sounder

MIRS: Microwave Integrated Retrieval System

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

PR: Precipitation Radar

SSM / I: Special Sensor Microwave/Imager

TMI: TRMM Microwave Imager

TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission

VIRS: Visible and infrared sensors

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA5
3. DADOS E METODOLOGIA
3.1 Dados
3.1.1 Regiões de estudo11
3.1.2 Dados de satélite
3.1.3 Dados de Radar14
3.2 Metodologia15
3.3 Descrição das metodologias empregadas16
3.3.1 Estimativa da precipitação por radar banda-X e banda-S
3.3.2 Determinação da fração convectiva
3.3.3 Determinação do ciclo de vida das nuvens19
3.3.4 Metodologia de inferência de <i>IWP</i> e <i>RR</i> com o algoritmo do sensor AMSU-B/MHS21
3.3.5 Fluxograma da metodologia
4 RESULTADOS35
4.1 Análises do <i>IWP</i> em função do ciclo de vida dos sistemas convectivos35
4.2 Análise da estimativa de taxas de precipitação proveniente do algoritmo MSPPS 50
5 CONCLUSÕES57
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS61



1 INTRODUÇÃO

As nuvens são de grande importância para o balanço de radiação na atmosfera e têm forte influência em estudos de previsão do tempo e clima (ROSSOW; SCHIFFER 1991, 1999). A presença de nuvens sobre oceanos e continentes, segundo sua distribuição e dinâmica, ocasiona os efeitos de resfriamento e aquecimento quanto ao balanço de radiação sobre o sistema Terra-Atmosfera. Por um lado, evidencia-se que o resfriamento ocorre devido ao decréscimo da absorção do fluxo de radiação solar, gerado pelo aumento do albedo da região considerada. Por outro lado, o aquecimento ocorre em razão da redução da emissão da radiação infravermelha (ou em inglês, *infrared-IR*) da Terra e da atmosfera, sob a camada de nuvens, a qual é reemitida para o topo das nuvens e para a superfície terrestre. Essa interação entre radiação e nuvem é alvo de diversos estudos de parametrização de nuvens em modelos climáticos (KOHLER, 1999; KARCHER, 2008).

No caso das nuvens que tem gelo na sua estrutura, constata-se que dependendo do tipo e da configuração das partículas associadas, diferentes métodos para a estimativa do conteúdo integrado de gelo (ou em inglês *ice water path - IWP*) são adotados. Em nuvens frias do tipo Cirrus, a inferência de *IWP* é realizada com eficácia utilizando informações de radiação nos espectros do infravermelho (*IR*) e de micro-ondas, visto que esse tipo de nuvem possui partículas de gelo e espessura óptica muito pequena (EVANS; STEPHENS, 1995 a, b). Para nuvens frias e espessas, como nuvens convectivas, algumas metodologias propostas na literatura tem por base um modelo de transferência radiativa de 'dois fluxos' em micro-ondas, ignorando os efeitos de emissão sobre o continente (VIVEKANANDAN, 1991, WENG; GRODY, 2000, SUN; WENG, 2012).

Neste caso, o *IWP* é calculado, utilizando sensores passivos em micro-ondas, em função do diâmetro efetivo da distribuição de partículas de gelo (De), do ângulo de visada do satélite (θ) e da densidade das partículas (ρ). Em nuvens

convectivas, como as partículas de gelo são relativamente grandes, a utilização das frequências 89 GHz e 150 GHz são ideais para inferir *De e IWP*, embora incertezas, relacionadas a densidade do gelo adotada e com a estimativa da temperatura de brilho da base da nuvem, podem afetar o cálculo desses parâmetros (ZHAO; WENG, 2002).

Existem numerosos estudos que utilizam o canal de infravermelho térmico (10.8 micron metro - µm) para o estudo da convecção. MACHADO et al (1993) mostram as características estruturais e radiativas das nuvens tropicais, enquanto outros estudos (MACHADO et al., 1998) oferecem uma climatologia sobre o ciclo de vida dos sistemas convectivos sobre as Américas. No espectro de micro-ondas utilizam-se informações, a partir de sensores passivos, dos três canais na banda de absorção de vapor d'água (183+/-1, 183+/-3 e 183+/-7 GHz) para determinar se existe convecção em função da estimativa de vapor d'água em diferentes camadas da troposfera (WANG et al., 1997). Constatouse que a presença de vapor d'água em diferentes níveis de altitude (baixa, média e alta troposfera) forneceria informações sobre o tipo de nuvem observada.

O uso do radar meteorológico tem sido de grande utilidade para a análise da convecção (STEINER et al., 1995; AWAKA et al., 1998). O método de classificação proposto por STEINER et al. (1995) faz uso de refletividades de radar em um nível de altitude, considerado a base da nuvem, para a análise convectiva. Embora tal método tenha mostrado efetividade na separação de sistemas convectivos e estratiformes, erros nesta classificação podem ser observados para diferentes tipos de sistemas precipitantes devido à estrutura vertical das nuvens (BIGGERSTAFF; LISTERMAA, 2000).

Baseado nesse levantamento, o objetivo principal desta pesquisa é estudar a relação entre o *IWP*, o desenvolvimento das nuvens, ao longo do seu ciclo de vida, e a possível aplicação dessas informações na estimativa de precipitação por satélite utilizando sensores em micro-ondas passivos. A proposta de uma atualização da metodologia existente para a estimativa da precipitação a partir

de canais de alta frequência dos sensores *Advanced Microwave Sensor Unit* – *B* (AMSU-B) e *Moisture Humidity Sounder* (MHS), utilizando a informação do *De* e do *IWP* é também avaliada. Para que este objetivo principal seja alcançado, alguns objetivos específicos se fizeram necessários, são eles:

- Determinar se existe uma relação entre o *IWP* e a taxa de crescimento/decrescimento dos sistemas convectivos de meso-escala;
- Avaliar que tipos de nuvens precipitantes (com ou sem gelo) são predominantes nas regiões de estudo (Fortaleza e São José dos Campos);
- Analisar a relação entre *IWP*, *De* e porcentagem convectiva das nuvens estimada a partir de dados de refletividade de radares meteorológicos;
- Analisar a possível relação entre a taxa de precipitação estimada por radar em função dos parâmetros microfísicos estimados por satélite (*IWP* e *De*) e desenvolver uma metodologia para estimar a precipitação por satélite;
 - Validar a estimativa de precipitação proposta e discutir suas limitações.

A dissertação está organizada em cinco capítulos: no Capítulo 2 é feita uma revisão bibliográfica sobre a estimativa do gelo em nuvens convectivas e o cálculo da precipitação por satélite. No Capítulo 3 são descritos os dados de satélite e radar utilizados e as metodologias adotadas para atingir os objetivos propostos, e no Capítulo 4 são apresentados os resultados do estudo. Conclusões e discussão dos resultados do trabalho são encontradas no Capítulo 5.

Esta pesquisa forma parte das atividades do *Global Precipitation Measurement Project* GPM-Brazil para os eventos precipitantes, ocorridos durante a campanha do experimento CHUVA ("Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A Contribution to Cloud Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement") no Vale do Paraíba (CHUVA-GLM).



2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Os estudos de nuvens com gelo utilizando dados de satélites iniciaram-se no século passado quando do lançamento dos primeiros satélites meteorológicos, projetados com o objetivo entender a influência das nuvens no balanço de radiação na superfície e no topo da atmosfera (BARKSTROM, 1984; HUNT et al., 1986; HOUSE et al.,1986; BARKSTROM; SMITH, 1986; WIELICKI et al., 1996)

Esses estudos constataram que dependendo da estrutura e espessura das nuvens diferentes bandas espectrais deveriam ser utilizadas para observar nuvens com gelo ou água. Embora representem cerca de quarenta e um por cento (41%) da distribuição global das nuvens que têm gelo na sua estrutura, as do tipo cirrus possuem características próprias de nuvens altas, finas e não precipitantes (ROSSOW; SCHIFFER 1991, 1999). Por outro lado, àquelas do tipo espessa e de grande desenvolvimento vertical constituem o conjunto de nuvens, em termos globais, responsável pelo maior volume de precipitação observado.

A observação de nuvens com gelo pode ser feita a partir de satélites geoestacionários ou de órbita polar. A utilização de satélites geoestacionários para inferência de nuvens com gelo é baseada na temperatura de brilho e reflectância do topo das nuvens, devido à limitação espectral assimilando apenas informações no espectro do infravermelho e visível. Por outro lado, os satélites de órbita polar, devido a maior proximidade em relação à superfície terrestre, podem fornecer informações do interior e topo das nuvens devido ao advento da utilização do espectro em micro-ondas. Além disso, através de informações em micro-ondas é possível ter um maior detalhamento da microfísica das nuvens como a composição e o tamanho das partículas (EVANS; STEPHENS,1995 a,b).

Para nuvens com profundidade óptica relativamente pequena, como as do tipo cirrus, sensores no espectro do visível fornecem boa estimativa do conteúdo de

gelo (ROSSOW; SCHIFFER, 1991). Para nuvens frias espessas, como cumulonimbos ou nimbostratus, observou-se que sensores em micro-ondas são as ferramentas mais indicadas para estimativa do conteúdo de gelo (VIVEKANADAN et al., 1991; WENG; GRODY, 1994).

Observações da radiação em alta frequência no espectro de micro-ondas (maior que 60 GHz) são utilizadas para inferência *IWP* em nuvens, onde, algoritmos, com base no retroespalhamento da radiação proveniente das partículas de gelo, são implementados para comparar sua temperatura de brilho (T_B) em relação ao estado de céu claro (ou seja, céu sem a presença de nuvens; LIU; CURRY, 1998-1999). Estudos constataram que a presença de partículas de gelo na nuvem ocasiona uma forte diminuição da T_B em canais de alta frequência (VIVEKANADAN et al., 1991). Por outro lado, foi também constatada uma relação entre a sensibilidade dos canais de alta frequência em micro-ondas e o tamanho da partícula de gelo observada (MUGNAI et al., 1990). Além disso, para nuvens com um conjunto de grandes partículas de gelo à sensibilidade dos parâmetros T_B e *IWP* independe do tipo de nuvem e das características da atmosfera sob esta. Neste sentido, quanto maior a frequência adotada, maior sua sensibilidade a pequenas partículas de gelo na nuvem (EVANS; STEPHENS, 1995b).

O *IWP* estimado com base em dados de satélite é calculado em função do De, do ângulo de visada do satélite (θ) e da densidade das partículas (ρ ; WENG; GRODY, 2000). Neste sentido, constatou-se que a utilização das radiâncias nas frequências 89 GHz e 150 GHz são informações importantes provenientes da atual constelação de satélites em órbita. Essa metodologia foi desenvolvida e testada através de medidas de avião (LIU; CURRY, 1998,1999; WENG; GRODY, 2000).

A partir da série de satélites da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), inicialmente configurados para o monitoramento de parâmetros do ciclo hidrológico (ou seja, perfis de temperatura e umidade; NOAA 15-17), alguns canais de alta frequência (89 GHz e 150 GHz) foram

utilizados para inferir o conteúdo total de gelo presente em nuvens (ZHAO; WENG, 2002). Neste sentido, foi desenvolvido um novo algoritmo para a estimativa da taxa de precipitação (*RR*, rain rate), vinculado a estes tipos de nuvens, dado a alta correlação verificada entre estes dois parâmetros (*IWP* e *RR*; WENG et al., 2003). Além destes, evidenciou-se também como de relativa eficácia para a inferência dos parâmetros citados, o sondador MHS, operando a partir dos satélites da série NOAA (18-19).

Em termos de estimativas de precipitação, os satélites meteorológicos oferecem uma excelente maneira de compensar algumas limitações de medidas de precipitação convencionais como as provenientes de pluviômetros e radares meteorológicos. A utilização de satélites geoestacionários proporciona uma cobertura global em resolução espacial de 4 km a cada 15/30 minutos, não afetada por montanhas e outros obstáculos e não apresentam as inconsistências espaciais que afetam o radar, tais como as diferenças de calibração e alterações na altura de feixe de radar (KRAJEWSKI; SMITH, 2002). Além disso, existem satélites de órbita baixa que fornecem taxas de precipitação provenientes de dados de micro-ondas ativa (*Tropical Rainfall Measuring Mission*,TRMM) e passiva (*Defense Meteorological Satellite Program* - DMSP, NOAA etc.), que auxiliam no monitoramento da precipitação no globo. Entretanto essas informações possuem limitações temporais e espaciais bem superiores aos satélites geoestacionários conforme a Figura 2.1 (HUFFMAN et al, 2007).

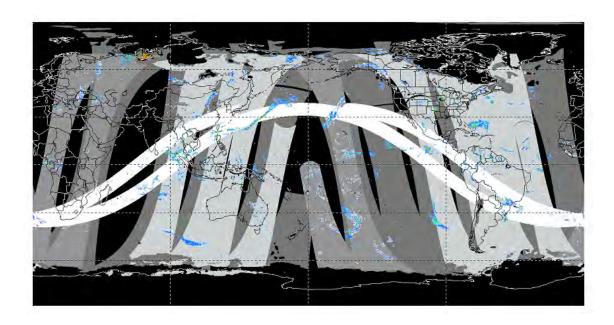


Figura 2.1- Cobertura de Satélites de Órbita Baixa, em um período de 3 horas. Fonte: Huffman et al (2007)

A estimativa de precipitação através de satélites geoestacionários (radiâncias no infravermelho e visivel) é feita de forma indireta, pois o que é medido é a radiância emitida/refletida do topo da nuvem e não a precipitação (ARKIN et al. 1994; NEGRI et al. 1984; KING et al. 1989).

A estimativa de precipitação por satélite utilizando sensores passivos em microondas também possui variação em relação ao tipo de superfície sob a nuvem
observada e ao tipo de nuvem observada (quente ou fria). Nesse espectro a
radiação interage muito pouco com as gotas ou cristais de gelo de nuvem
(~10µm). No entanto tem uma grande interação com gotas precipitantes
(~1mm), que são sua maior fonte de atenuação. Assim é possível fazer
avaliação da espessura das nuvens, além da quantidade de água e gelo na
nuvem (Kidder e Haar, 1995). Isto é feito de duas formas em algoritmos que
utilizam-se de sensores passivos em micro-ondas. Algoritmos de emissão
comparam a emissão da água da nuvem em baixas frequências de microondas (<40 GHz) com os valores esperados se não houvesse nuvem. Esta
técnica é mais eficiente sobre oceano do que sobre o continente, pois as gotas
de chuva apareceriam mais quentes que a superfície (radiometricamente mais

fria e homogênea; VILA; FERRARO, 2007). Algoritmos de espalhamento estimam o retroespalhamento da radiação de micro-ondas (>60 GHz) provenientes das partículas de gelo das nuvens comparando a temperatura de brilho das nuvens com a temperatura de brilho esperada se não houvesse nuvem. Neste caso são esperados menores valores, e a aplicação é mais utilizada sobre o continente, onde a superfície é radiometricamente mais quente e é observada uma maior variabilidade da emissividade (como pode ser observado na Figura 2.2). O conteúdo total de gelo de cada tipo de nuvem aliado ao tamanho de cada partícula, são utilizados como indicadores do seu potencial de precipitação a serem aplicados em algoritmos de estimativa, baseados em informações via satélite na faixa de micro-ondas (WENG et al., 2003; FERRARO et al., 2005; VILA; FERRARO, 2007).

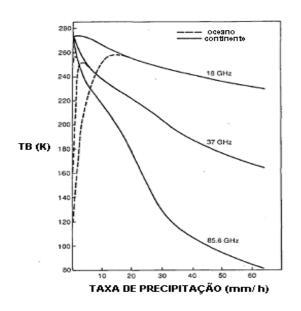


Figura 2.2 Interação de frequências em micro-ondas sobre Continente e Oceano.

Fonte: Adaptado de Kidder e Haar (1995)

Os primeiros trabalhos usando a abordagem de emissão incluem os de Savage e Weinman (1975), que utilizaram dados em 37 GHz de varredura do radiômetro de microondas no satélite Nimbus-6. O advento do sensor Special

Sensor Microwave/Imager (SSM / I) e, em especial, a introdução de um canal centrado na frequência 85.5-GHz levou ao desenvolvimento de algoritmos de espalhamento, os quais foram muito mais robustos sobre o continente do que algoritmos de emissão e resultou em melhorias substanciais na habilidade de estimar a precipitação através de dados de radiação de micro-ondas (SPENCER et al. 1989). Desde então, foram desenvolvidos vários algoritmos, e eles estão resumidos em trabalhos de intercomparações como o de Conner e Petty (1998).

Apesar das limitações de tempo de observações de satélites em órbita polar, Ferraro et al. (2000) demonstraram com base em micro-ondas que estimativas de precipitação por satélite são úteis para previsão e análise de tempestades de meso-escala. O TRMM também oferece uma oportunidade para investigar o uso de vários instrumentos em conjunto para estimativas de precipitação, porque carrega não só o sensor *TRMM Microwave Imager* (TMI; sensor passivo em micro-ondas), mas também um radar de precipitação (PR-Precipitation Radar), o sensor visível e IR (VIRS-visible and infrared sensors), além de um detector de raios (*Lightning Imaging Sensor*, LIS; WANG et al., 2012). O sensor PR satélite TRMM possui um radar que opera a uma frequência de 13.8 GHz e fornece informações detalhadas de perfis de precipitação na vertical e horizontal (IGUCHI et al., 2000; KUMMEROW et al., 1998, 2000).

Diversos métodos de estimativas de precipitação por satélite têm sido desenvolvidos nos últimos anos, alguns modelos empíricos baseados em *IR*, como o Autoestimador (VICENTE, 1998 e 2002), outros em micro-ondas como o *Microwave Surface and Precipitation Products System* (MSPPS; FERRARO, 2005). Além de modelos empíricos, algoritmos como *Microwave Integrated Retrieval System* (MIRS; BOUKABARA et al., 2006) e *Goddard Profiling Algorithm* (GPROF; KUMMEROW et al., 2001) utilizam parâmetros microfísicos obtidos por satélite para estimar a precipitação. A eficácia dessas técnicas pode variar de acordo com sua finalidade e com os tipos de precipitação e região de aplicação.

3. DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Nesta seção é feito um descritivo do conjunto de informações e as regiões de estudo que fundamentam as pesquisas propostas. Na seção 3.1.1 serão descritas as regiões de estudo junto com os períodos de tempo utilizados em cada caso. A seção 3.1.2 detalha as informações de satélite utilizadas e a seção 3.1.3 descreve os dados dos radares meteorológicos utilizados nas diferentes regiões de estudo. A seção 3.2 descreve as metodologias empregadas para a realização do trabalho proposto.

3.1.1 Regiões de estudo

Para este trabalho foram selecionadas duas regiões de estudo. A primeira delas esta localizada na cidade de São José dos Campos (23.2°S, 45.95°W; Figura 3.1) e o estudo foi realizado para o período de Novembro de 2011 a Março de 2012, período chuvoso da região. No período de estudo a região de São José dos Campos foi influenciada principalmente por chuvas orográficas e pela Zona de Convergência do Atlântico Sul. A segunda região está localizada no nordeste do Brasil, centrada na cidade de Fortaleza (5.06°S, 39.26°W; Figura 3.1) e o estudo foi realizado para o período de Dezembro de 2011 a Março de 2012. Este período foi caracterizado pelo começo da estação chuvosa da região na qual se observa precipitações provenientes de sistemas marítimos, geralmente compostos por nuvens quentes, e da Zona de Convergência Intertropical.

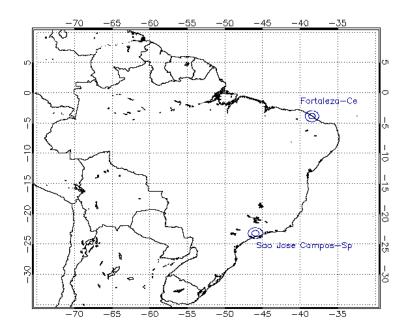


Figura 3.1- Áreas cobertas pelo radar meteorológico banda-X do projeto CHUVA em São José dos Campos -Sp, e banda-S do radar de Fortaleza-Ce.

3.1.2 Dados de satélite

Para o desenvolvimento desta pesquisa foi utilizado o algoritmo MSPPS (Zhao e Weng, 2002; Weng et al., 2003; Ferraro et al., 2005), que faz uso de informações nos canais de alta frequência (89 e 150 GHz) dos sensores AMSU-B e MHS (NOAA 16-19). Assumindo algumas hipóteses sobre distribuição de tamanho e densidade do gelo, é possível calcular o *IWP* e o *De*, a partir da razão entre os índices de espalhamento em 89 GHz e 150 GHz (Weng et al., 2003). A taxa de precipitação correspondente (*RR*) é estimada a partir de uma relação empírica baseada no valor de *IWP*.

Na Tabela 3.1 são apresentadas as informações relativas aos canais e frequências utilizadas, como também, varredura e resoluções associadas dos sensores AMSU-B e MHS dos satélites da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Tais informações constituem os parâmetros de entrada do algoritmo MSPPS. Neste estudo utilizaram-se apenas pixels com ângulo zenital inferior a 30 graus (+/-), a fim de evitar grandes dependências com o

ângulo de visada. A área dos pixels AMSU-B, diferente para cada pixel devido ao tipo de varredura do sensor, foi determinada a partir da metodologia proposta por Bennartz (1999). Já a inclinação de cada pixel foi calculada a partir da inclinação entre o primeiro e o último pixel inferido na mesma linha inferida.

Tabela 3.1 - Informações dos sensores e satélites utilizados na inferência de *IWP*, *De* e *RR* com o algoritmo MSPPS.

					RES.
SATÉLITE	SENSOR	CANAL	FREQÜÊNCIA (GHz)	VARREDURA	(Km)
NOAA-16	AMSU-B	1, 2,3,4 e 5	89 , 150, 183+/-1, 183+/-3 e 183+/-7	CROSS-TRACK	16*
NOAA-17	AMSU-B	1,2,3,4 e 5	89 , 150, 183+/-1, 183+/-3 e 183+/-7	CROSS-TRACK	16*
NOAA-18	MHS	1,2,3,4 e 5	89 , 157, 183+/-1, 183+/-3 e 183+/-7	CROSS-TRACK	17*
NOAA-19	MHS	1,2,3,4 e 5	89 , 157, 183+/-1, 183+/-3 e 183+/-7	CROSS-TRACK	17*

(*) Resolução no Nadir.

Para estudar a fase do ciclo de vida das nuvens associadas com precipitação e sua taxa de expansão, foi utilizado o algoritmo *Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* (FORTRACC; VILA et al., 2008). No caso deste estudo, foram utilizadas as imagens do canal 4 do satélite GOES-12 disponíveis a cada 15 minutos na DSA/CPTEC no modo diagnóstico (acompanhamento).

Para o calculo da expansão do topo das nuvens, foi analisado o incremento e o decrescimento da área determinada pela isolinha de 235K pertencentes ao mesmo sistema em duas imagens consecutivas, normalizada pela área média do sistema. Apenas os sistemas com tamanho superior a 1440 km² foram acompanhados durante todo seu ciclo de vida.

3.1.3 Dados de Radar

As informações sobre refletividade (*Z*) e taxas de precipitação estimada por radar (*RRx*) são obtidas a partir de dois radares meteorológicos de acordo com a região de estudo. Na região de São José dos Campos (SJC), foi utilizado um radar banda-X de dupla polarização (horizontal e vertical), com frequência de 9.3 GHz, resolução espacial de 200 m e alcance máximo de 100 km (50 km para o presente estudo) que forma parte do instrumental do projeto CHUVA-GLM no Vale do Paraíba. Para a região de Fortaleza (FOR), as informações sobre refletividade e taxas de precipitação foram obtidas a partir de um radar banda-S, de polarização horizontal, resolução espacial de 1 km, frequência de 2.8GHz e alcance máximo de 400 km (200 km para o presente estudo), que pertence à Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). Nos dois casos de estudo as informações volumétricas foram utilizadas para criar o Indicador de Posição Plana em Altitude Constante (*Constant Altitude Plan Position Indicator*, CAPPI), em altitudes de 2 km e 3 km e resolução horizontal de 0.2 km x 0.2 km e 1 km x 1 km, respectivamente.

Tabela 3.2- Informações extraídas do radar banda-X no experimento na cidade de São José dos Campos, e banda-S do radar de Fortaleza.

RADAR	CAPPI (PRECIPITAÇÃO)	R.ESPACIAL (Km)	CAPPI (REFLETIVIDADE)	R.ESPACIAL (Km)	PERÍODO DE ESTUDO
S.J.CAMPOS(SP)	2Km	0.2 X 0.2	2Km	1X1	NOV-MAR(2011- 2012)
FORTALEZA(CE)	2Km	1X1	3Km	1X1	DEZ-MAR(2011- 2012)

3.2 Metodologia

A metodologia de análise empregada constitui-se de três etapas principais. Inicialmente, foi feita uma triagem das passagens dos satélites NOAA 16-19, para as áreas cobertas pelos radares de Fortaleza e São José dos Campos nos períodos de tempo de cada região (tabela 3.2), considerando um intervalo máximo entre a informação do radar e do satélite de dois minutos. As informações do FORTRACC (resolução temporal de 15 minutos) foram acrescentadas na base de dados seguindo o critério de um intervalo máximo de 7 minutos.

Durante o período de estudos sobre as duas regiões ocorreram 413 passagens de satélites NOAA sobre o radar localizado na região de São José dos Campos (SJC), e 329 passagens sobre o radar localizado na região de Fortaleza (FOR). Do total de passagens sobre as regiões foram observados 87 eventos precipitantes sobre SJC e 34 sobre FOR totalizando 376 pixels analisados AMSU-B/MHS para SJC, e 277 pixels AMSU-B/MHS para FOR.

A partir desta seleção, a classificação de tipo de nuvens (convectiva ou estratiforme) foi realizada utilizando a refletividade observada pelo radar em uma determinada altitude (Steiner et al., 1995). Através dessas informações obtidas por radar (de maior resolução) analisou-se a porcentagem de nuvens convectivas em cada pixel do sensor AMSU-B/MHS (de resolução menor). O estagio do ciclo de vida de cada sistema foi obtido a partir da sobreposição da imagem classificada do algoritmo FORTRACC e o pixel AMSU-B/MHS selecionado. Foram considerados três classes no estágio do ciclo de vida:

- a) Intensificando: a área do sistema está em expansão e a temperatura de brilho mínima no infravermelho do sistema (Tb_{min}) está diminuindo;
- b) Desintensificando: a variação de área do sistema era zero ou negativa ou Tb_{min} está aumentando;

c) Não Identificado: o FORTRACC não identificou um sistema com valor de *IWP* maior que zero, segundo o algoritmo MSPPS.

Numa segunda etapa, foram calculados parâmetros estatísticos da variável *IWP* e *De* derivadas do sensor AMSU-B/MHS em função da porcentagem convectiva das nuvens e do seu estágio do ciclo de vida. Por fim, as taxas de precipitação (*RR*) estimadas pelo algoritmo MSPPS, foram analisadas nos eventos identificados como precipitantes na área do radar meteorológico na primeira etapa do processo. A partir dos resultados obtidos, uma atualização da metodologia existente foi avaliada para a estimativa da precipitação a partir de canais de alta frequência dos sensores AMSU-B/MHS, utilizando a informação do *De* e do *IWP*.

3.3 Descrição das metodologias empregadas

Esta seção descreve como foi realizada cada subetapa dos estudos propostos. A seção 3.3.1 descreve como a precipitação por radar foi estimada. Na seção 3.3.2, têm-se um detalhamento da classificação de nuvens utilizada a partir de dados de radar. Já a seção 3.3.3 descreve a metodologia FORTRACC, a seção 3.3.4 descreve-se o algoritmo do MSPPS utilizado para inferência do *IWP*, *De* e *RR*, enquanto a seção 3.3.5 ilustra através de um fluxograma as etapas realizadas.

3.3.1 Estimativa da precipitação por radar banda-X e banda-S

A precipitação estimada através do radar meteorológico banda-X, utilizado no projeto CHUVA, é proveniente de refletividade em dBz na altitude de 2 km, ou CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) de refletividade na altitude de 2 km. A refletividade do pixel é convertida em taxa de precipitação em função da sua magnitude, como mostram as equações 3.1.

$$Z = \begin{cases} Z < 35 \ e \ Kdp \le 0.3 & Z = 200RRx^{1.6} \\ Z \ge 35 \ e \ Kdp > 0.3 & RRx = 19.63 \ |K_{dp}|^{0.823} \end{cases}$$
(3.1)

Em que:

Z: é a refletividade em dBz,

RRx: é a taxa de precipitação estimada pelo radar

 K_{dp} é a fase diferencial específica normalizada.

Para Z < 35dBz e Kdp ≤ 0.3°km⁻¹, valores característicos de precipitação estratiforme, é aplicada a relação Z-R para distribuição Marshall-Palmer de gotas (MARSHALL; PALMER, 1948). Naqueles casos em que Z ≥ 35dBz e Kdp > 0.3°km⁻¹, valores característicos de nuvens convectivas, é utilizada uma relação com a variável polarimétrica Kdp (BRINGI et al., 2007). Para o radar banda-S utilizou-se apenas uma relação Z-R, equação 3.2 (ALBRECHT et al., 2012).

$$Z=301,76 RRx^{1.52}$$
 (3.2)

Vale salientar que para radares de dupla polarização, Kdp diminui a atenuação da refletividade do radar, principalmente quando o feixe do radar atravessa tempestades convectivas (refletividade aproximadamente maior ou igual a 35 dBz). Neste sentido, o aumento do Kdp indica que a diferença entre a fase da onda polarizada em uma direção está atrasada em relação à outra. Em situações de tempestades convectivas, normalmente se observa um atraso na velocidade de fase da onda de polarização horizontal em relação à onda de polarização vertical, haja vista as gotas de chuva assumirem a forma oblata durante a queda, devido ao atrito com o ar.

Devido a grande atenuação da onda eletromagnética proveniente dos radares banda-X em função da distância quando o feixe atravessa fortes tempestades, utilizou-se apenas dados até 50 km de distância do radar. Também foi excluída a região conhecida como "cone cego" do radar (até aproximadamente 5 km da posição do radar). Para o radar banda-S utilizou-se dados até 200 km de distância do radar e também foi excluída a região do "cone cego". A região do "cone cego" é uma área em que a refletividade recebida pelo radar sofre atenuação por lóbulos secundários. Além disso, como no estudo é utilizado o CAPPI de 2 km para estimativa de precipitação, os dados próximos ao radar são provenientes de alturas menores do que 2 km.

3.3.2 Determinação da fração convectiva

A obtenção da fração convectiva foi feita através da análise do CAPPI de refletividade segundo altitudes de 2 km e 3 km. O método se baseia na distribuição horizontal da refletividade para a altitude escolhida (aproximadamente na base das nuvens) e classifica o sistema precipitante em convectivo ou estratiforme (STEINER et al., 1995).

Devido as diferentes propriedades físicas de precipitações provenientes de nuvens convectivas e estratiformes, é possível classificar o tipo de nuvem precipitante utilizando valores de refletividade da base da nuvem. Para regiões tropicais, a altitude de 3 km é utilizada como base das nuvens, a qual é suficientemente alta para que o radar tenha uma boa área de abrangência e relativamente baixa para que sua atuação não seja afetada por sua banda brilhante (camada de congelamento da nuvem). Em latitudes médias, adotamse normalmente altitudes inferiores a 3 km para tal estimativa. Como Fortaleza (5.06°S, 39.26°W) localiza-se na faixa tropical do país, utilizou-se o CAPPI de refletividade em 3 km para a classificação do tipo de nuvem. Para o experimento realizado em São José dos Campos (23.2°S, 45.95°W), localizado em latitude subtropical, mais próximo da região de latitudes médias, o CAPPI analisado foi de 2 km.

A partir do CAPPI de refletividade, a classificação dos pixels em estratiforme ou convectivo segue três etapas:

- 1-) O pixel que possui refletividade maior ou igual a 40 dBz é classificado como convectivo;
- 2-) Os demais pixels serão classificados como convectivos a partir de uma relação entre a diferença de intensidade do pixel analisado com a média dos demais em torno de um raio de 11 km. Tais relações seguem os critérios da equação (3.3).

$$\Delta Z = \begin{cases} 10, & Z_{bg} < 0 \\ 10 - Z_{bg} / 180, & 0 \le Z_{bg} < 42.43 \\ 0, & Z_{bg} > 42.43 \end{cases}$$
 (3.3)

Onde:

 ΔZ é a diferença entre o pixel analisado com a média dos demais em torno de um raio de 11 km;

 Z_{bg} é a refletividade média dos pixels não nulos em uma raio de 11km do pixel analisado.

3-) Os pixels que não forem classificados como convectivos serão, consequentemente, classificados como estratiformes se sua refletividade for superior a 5 dBz.

3.3.3 Determinação do ciclo de vida das nuvens

A determinação do estágio correspondente ao ciclo de vida da nuvem durante a inferência do *IWP* e *RR* com os sensores AMSU-B/MHS, é baseada no algoritmo FORTRACC (VILA et al., 2008). O FORTRACC possibilita o rastreamento de sistemas convectivos que faz uso de imagens no

infravermelho 'janela' (10,7 µm) visando identificar e rastrear os sistemas convectivos. A partir do limiar de temperatura de brilho inferior ou igual a 235 K são identificados os sistemas convectivos, assim como suas células, cuja área mínima destes sistemas corresponde a 90 pixels, estes com resolução espacial de 16 km2. Para cada sistema convectivo identificado, codifica-se sequencialmente com base na imagem respectiva; ou seja, se para uma imagem, forem identificados três determinada sistemas convectivos, classificam-se como sistemas 1, 2 e 3 correspondentemente. Na imagem seguinte observa-se a sobreposição de áreas dos sistemas identificados com aquela anterior, relativamente a sua classificação, utilizando uma análise de sobreposição mínima. Caso o sistema identificado na imagem subsequente, esteja em pelo menos 15% da área do sistema visto na primeira imagem, é observada uma continuidade daquele sistema inicial. Essa análise é feita até o momento em que aquele sistema convectivo desapareça, ou discorde da análise de sobreposição de área adotada.

Através de análises das imagens classificadas pelo FORTRACC, diversas informações sobre as características dos sistemas convectivos são extraídas, proveniente das temperaturas de brilho observadas pelo satélite; tais como, temperatura média do sistema, taxa de expansão do sistema, quantidade de células convectivas etc.

Em particular, a taxa de expansão dos sistemas tem por base a mudança do tamanho da área do sistema observado. A partir dessa mudança, obtêm-se informações sobre o ciclo de vida daquele sistema, os quais são classificados como novos quando aparecem pela primeira vez em uma série de imagens e em desenvolvimento, haja vista sua expansão em relação à imagem anterior. Os sistemas classificados como estáveis são aqueles cuja taxa de expansão de sua área é muito pequena, e são classificados como em dissipação quando a taxa de crescimento é negativa. Vale salientar que nos casos em que o sistema observado se divide em partes, ou é formado a partir de sistemas menores, não se aplica à análise de ciclo de vida, dado a impossibilidade de caracterização da taxa de expansão de um sistema único.

3.3.4 Metodologia de inferência de *IWP* e *RR* com o algoritmo do sensor AMSU-B/MHS

O cálculo do *IWP* utilizado no estudo proposto foi feito a partir do algoritmo MSPPS, que utiliza irradiâncias observadas pelos sensores AMSU-B e MHS. O método utiliza um modelo de transferência radiativa de 'dois fluxos', o qual é aplicado para uma camada de nuvens frias (como mostra o esquema da Figura 3.2).

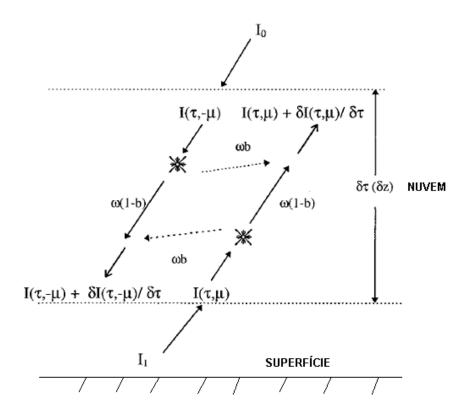


Figura 3.2 - Esquema de transferência radiativa de dois fluxos para uma camada de nuvem.

Fonte: Adaptado Weng e Grody (2000).

O modelo, desconsidera a emissão radiativa das nuvens frias e da superfície na região do micro-ondas, considerando apenas o efeito de espalhamento dos mesmos. Como a superfície continental praticamente só emite radiação, o processo de espalhamento radiativo seria, por decorrência, proveniente das nuvens frias. Da equação de transferência radiativa (ETR) tem-se:

$$\mu \frac{dI(\tau, \mu)}{d\tau} = I(\tau, \mu) - \frac{\omega_0}{2} \int P(\tau, \mu, \mu') I(\tau, \mu') d\mu - (1 - \omega_0) B_v$$
 (3.4)

Em que:

 $\mu \frac{dI(\tau,\mu)}{d\tau}$ é o saldo de radiação em uma determinada direção (μ);

 $I(\tau,\mu)$) é a radiação emitida pela nuvem em uma determinada direção (μ);

 $\frac{\omega_0}{2}\int P(\mu(\mu')I(\tau,\mu')d\mu$ é a radiação espalhada no sentido do fluxo radiativo (μ);

 $(1-\omega_{\scriptscriptstyle 0}\,)B_{\scriptscriptstyle v}$ é a radiação absorvida pela nuvem.

 B_{ν} é a radiação emitida pela nuvem

 $P(\mu,\mu')$ é a função de fase da radiação espalhada

τ: é a espessura óptica da nuvem,

 ω_o é o albedo por espalhamento simples e

 μ é o cosseno do ângulo zenital.

Ao considerar-se somente uma camada de nuvens frias e após várias aproximações (WENG; GRODY, 2000), pode-se explicitar a solução para a transferência radiativa, utilizando apenas a atenuação da radiação devido ao espalhamento, como sendo:

$$I(0,\mu) = \frac{I_1 + 2Ba^2 \Omega(\mu) + I_0 \Omega(\mu)(1 - a^2)}{1 + \Omega(\mu)(1 + a^2)}$$
(3.5),

е

$$I(\tau,\mu) = \frac{I_0 + 2Ba^2 \Omega(\mu) + I_1 \Omega(\mu)(1 - a^2)}{1 + \Omega(\mu)(1 + a^2)}$$
 (3.6)

Em que, o parâmetro de espalhamento, Ω , é definido como:

$$\Omega(\mu) = \frac{\kappa \tau}{2a} = \frac{1}{2\mu} (1 - \omega_0 g) \tau$$
 (3.7),

g é o fator de assimetria,

a é o parâmetro de similaridade e

κ é um autovalor proveniente da solução da ETR.

As equações 3.5 e 3.6 explicitam respectivamente as quantidades de radiação espalhada em micro-ondas proveniente do topo da nuvem fria para o espaço $(I(\tau,\mu))$, assim como, aquela que incide do espaço ao topo da nuvem fria $(I(0,\mu),$ como mostra a Figura 3.2.

Sabendo que o espalhamento radiativo em micro-ondas nas nuvens frias é, em sua maioria para frente (Lorenz-Mie), devido ao tamanho das partículas, e que o parâmetro de similaridade *a* em micro-ondas é muito menor do que um (1; WENG; GRODY, 2000), a equação 3.5 vem a ser desprezada, bem como a equação 3.6, é simplificada por:

$$I(\tau,-\mu) = \frac{I_0}{1 + \Omega(\mu)}$$
 (3.8)

A equação 3.8 representa a radiação em micro-ondas espalhada pela camada de nuvens frias para o espaço, ou seja, a radiação medida pelos sensores dos satélites. Por outro lado, a radiação espalhada para o espaço, é função do fluxo radiativo que chega na base da nuvem I_1 e do parâmetro de espalhamento $\Omega_{(\mu)}$. A radiância espalhada medida pelo sensor dos satélites é convertida em temperatura de brilho (T_B). Desse modo, a equação 3.8 pode ser escrita por:

$$T_B(z_t, \mu) = \frac{T_B(z_b, \mu)}{1 + \Omega(\mu)}$$
 (3.9),

em que:

 $T_B(z_t,\mu)$ e $T_B(z_b,\mu)$: temperaturas de brilho no topo e na base da nuvem, respectivamente.

As variações na temperatura de brilho entre a base o topo da nuvem se devem ao parâmetro de espalhamento $\Omega_{(\mu)}$, o qual é modificado em função do *IWP* e do diâmetro das partículas (D) nas nuvens frias. Assim considerando que *IWP* e D estão diretamente relacionados com a espessura óptica da nuvem, definida por:

$$\tau = \int_{Z_b}^{Z_t} dz \int_0^\infty \frac{\pi}{4} D^2 Q_{\text{ext}}(x, m) N(D) dD$$
(3.10).

em que:

Q_{ext} é o coeficiente de extinção das partículas de gelo,

N(D) é a função de distribuição do tamanho das partículas,

x é o parâmetro de tamanho $(x=\pi D/\lambda)$,

m é o índice de refração (parte complexa) o qual varia com a densidade de volume de massa das partículas de gelo.

Para partículas esféricas N(D) e IWP pode ser expresso por:

$$IWP = \int_{Z_{b}}^{Z_{t}} dz \int_{0}^{\infty} \frac{\pi}{6} \rho_{i} D^{3} N(D) dD$$
 (3.11),

Em que, ρ_i é a densidade de volume de massa das partículas de gelo.

Considerando espalhamento múltiplo das partículas, o parâmetro de espalhamento $\Omega_{(\mu)}$ pode ser definido em função de *IWP* e do *De*, manipulando as equações 3.10 e 3.11 temos:

$$\Omega(\mu) = (IWP/\mu\rho_i D_e) \Omega_N(x, m)$$
 (3.12),

$$\Omega_N = (3/4)(1-\omega g)\overline{Q}_{ext}(x,m)$$
 (3.13),

Em que:

 Ω_N : índice de espalhamento normalizado

 \overline{Q}_{ext} : eficiência de extinção média das partículas de gelo ponderadas pela distribuição dos tamanhos das partículas N(D), a qual é definida por:

$$\overline{Q}_{ext}(x,m) = \frac{\int D^2 Q_{ext}(x,m) N(D) dD}{\int D^2 N(D) dD}$$
(3.14).

Logo, dado o conhecimento da radiância na base e no topo da nuvem, pode-se inferir o parâmetro de espalhamento, através da equação 3.9, como sendo expresso por:

$$\Omega(\mu) = \frac{T_B(z_b, \mu) - T_B(z_t, \mu)}{T_B(z_t, \mu)}$$
(3.15),

em que:

 $T_B(z_t, \mu)$ e $T_B(z_b, \mu)$ correspondem respectivamente aos valores medidos e estimados, através das informações via satélite, sobre o continente.

Através de manipulação das relações anteriores pode-se então inferir IWP por:

$$IWP = \mu D_e \rho_i (\Omega/\Omega_N)$$
 (3.16),

O *IWP* pode ser inferido através do conhecimento do *De*, da densidade de volume de massa dessas partículas (ρ_i) e dos parâmetros de espalhamento ($\Omega_{(\mu)}$) e espalhamento normalizado(Ω_N).

-Obtenção do diâmetro efetivo das partículas de gelo (*De*) utilizando os sensores AMSU-B e MHS

Através de medidas segundo duas frequências diferentes em micro-ondas, para uma dada densidade de volume de massa de partículas de gelo, pode-se determinar sem ambiguidades o *IWP*, assim como, o *De* (WENG; GRODY, 2000) de uma nuvem. O algoritmo do sensor AMSU-B/MHS utiliza-se das frequências de 89 GHz e 150GHz (sendo 157 GHz, para o MHS) e uma densidade de volume de massa de 0,92 g cm⁻³. A razão dos parâmetros de espalhamento (*r*(*De*)) entre as frequências 89 GHz e 150 GHz é utilizada para determinar *De* e *IWP*, a qual é expressa por:

$$r(D_e) = \frac{\Omega_{89}}{\Omega_{150}} = \frac{\Omega_{N89}(x_e, m)}{\Omega_{N150}(x_e, m)}$$
 (3.17).

A Figura 3.3 mostra a relação existente entre r(De) e De para uma densidade experimental de 0,6 g/cm³ (ZHAO; WENG, 2002), o que, para nuvens contendo partículas de gelo muito pequenas tal parâmetro tende a zero e para aquelas cujas partículas são consideradas muito grandes este parâmetro tende a unidade (1). Tal particularidade decorre de quando as partículas de gelo atingem o seu limite óptico geométrico, onde, a partir de um determinado tamanho de partícula a radiação espalhada será a mesma para a frequência utilizada. Tais resultados empíricos foram obtidos através de simulações de um modelo de transferência radiativa (WENG, 1992), onde foi aplicada a teoria Mie

para a determinação das propriedades de absorção e espalhamento dessas partículas, segundo freqüências de 89 GHz e 150 GHz. Na simulação, *IWP* foi gerada para um intervalo de 0 a 0.5 g/m³, assumindo que as partículas teriam forma esférica, cuja distribuição poderia ser representada por uma distribuição gama modificada, de expoente 2 (ULBRICH, 1983). Neste caso, a base da nuvem fria foi simulada para uma altura de 9km e espessura equivalente a 1 km, com radiação incidente na base equivalente a uma temperatura de brilho de 280 K. Admitiu-se ainda uma variação entre 0.1-3.5 mm para o parâmetro *De*, sendo o índice de refração (*m*), calculado através da utilização da fórmula de Cumming (CUMMING, 1952). A simulação foi feita para várias combinações de *De* e de distribuição de partículas (*N*_o; um total de 62.500 distribuições gama).

Resultados da simulação evidenciam que para as duas frequências utilizadas, a variação efetiva de De pode ser observada entre 0.4-2.5 mm, conforme mostra a Figura 3.4. Para valores muito pequenos de De, um par de frequências de maior valor deveria ser utilizado (EVANS et al., 1998). Além disso, para partículas muito grandes (De maior que 3.5 mm), os valores das duas frequências tenderiam a ser iguais. Valores com acurácia de r(De) devem ser esperados na ordem de 0.2 a 0.8.

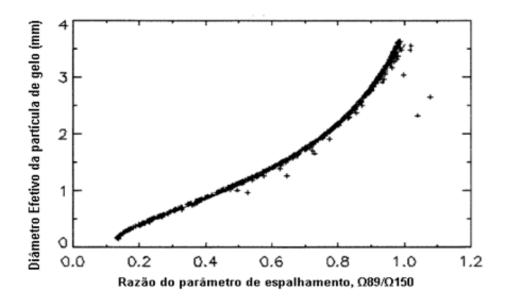


Figura 3.3 - Relação entre a razão dos parâmetros de espalhamento (r(De)) e o diâmetro efetivo das partículas de gelo (De).

Fonte: Adaptado de Zhao e Weng (2002).

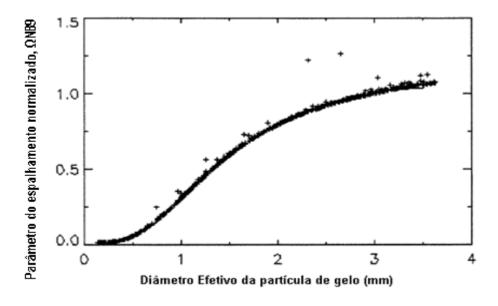


Figura 3.4 - Relação entre Parâmetro de espalhamento Normalizado em 89 GHz (Ω_{N89}) e do Diâmetro efetivo das partículas de gelo (De).

Fonte: Adaptado de Zhao e Weng (2002).

A partir das relações de regressão encontradas nas Figuras 3.3 e 3.4, os parâmetros De, Ω_{N89} e Ω_{N150} podem ser calculados através das expressões:

$$D_e = a_0 + a_1 r(De) + a_2 r(De)^2 + a_3 r(De)^3$$
 (3.18)

$$\Omega_{N89}$$
 ou $\Omega_{N150} = \exp \{ b_0 + b_1 \ln(D_e) + b_2 [\ln(D_e)]^2 \}, (3.19)$

Em que:

 a_i (i = 0,1,2 e 3) e b_i (i = 0,1 e 2) são coeficientes de regressão citados , estes dependentes da densidade de volume de massa(ρ) e da distribuição de tamanho utilizada.

A Tabela 3.3 fornece os coeficientes utilizados pelo algoritmo MSPPS para ρ igual a 0,92 g/cm³ e relativos a distribuição gama com expoente 2, anteriormente referenciada. No cálculo de IWP para partículas com De menor ou igual a um milímetro é utilizado o parâmetro Ω_{N150} e para partículas com De superior a um milímetro, é utilizado o parâmetro Ω_{N89} . Os valores De e IWP máximos calculados pelo algoritmo do AMSU-B/MHS são de 3.5 mm e 3.0 kg/m², respectivamente.

Tabela 3.3 Coeficientes utilizados nos algoritmos de inferência de *IWP* e *De*.

D _e	a ₀	a ₁	a ₂	a ₃
	-0.300323	4.30881	-3.98255	2.78323
		b_0	b ₁	b ₂
IWP	D _e > 1.0mm	-1.19301	2.08831	-0.857469
	D _e <= 1.0mm	-0.294459	1.38838	-0.753624

À medida que a temperatura de brilho na base da nuvem seja estimada, os parâmetros Ω_N , *IWP* e *De* podem ser determinados através das equações 3.19, 3.16 e 3.18.

- Estimativa da temperatura de brilho na base da nuvem

A estimativa da temperatura de brilho na base da nuvem $(T_B(z_b,\mu))$, obtida através do algoritmo MSPPS, é levada a efeito de maneira distinta para as superfícies continental e oceânica. Sobre o oceano, $T_B(z_b,\mu)$ é calculado a partir de dados de modelos meteorológicos. Sobre o continente, esta estimativa é obtida a partir de uma relação empírica entre baixas (23 GHz e 31 GHz) e altas frequências (89 GHz e 150 GHz), dos sensores AMSU-A e AMSU-B, (ZHAO; WENG, 2002). Essa relação utiliza medidas dos sensores AMSU-B e MHS para situações de céu claro ou aberto, livre da influência do espalhamento. Neste processo, são removidos pixels muito grandes, sendo limitados os ângulos de visada em +/- 45°, com nuvens frias (utilizando dados do infravermelho do *Advanced Very High Resolution Radiometer*-AVHRR. Como a área de estudo é de ordem de grandeza continental, foram utilizada duas relações empíricas (3.20 e 3.21) para efeito da estimativa de $T_B(z_b,\mu)$ sobre as regiões de estudo, e a partir destas inferir Ω_{89} Ω_{150} .

$$T_B(z_b, \mu)_{89} = 17.88 + 1.61 * T_{23} - 0.67 * T_{31}$$
 (3.20)

$$T_B(z_b, \mu)_{150} = 33.78 + 1.69 * T_{23} - 0.8 * T_{31}$$
 (3.21)

Para a aplicação global do algoritmo MSPPS, um processo de triagem é realizado previamente. Tal processo visa remover erros na inferência de *IWP* e *De* de nuvens frias, eliminando diversos tipos de superfícies (montanhas congeladas, neve etc.) que possuam características físicas similares (ZHAO; WENG, 2002). Esse processo de triagem é detalhado na Figura 3.5

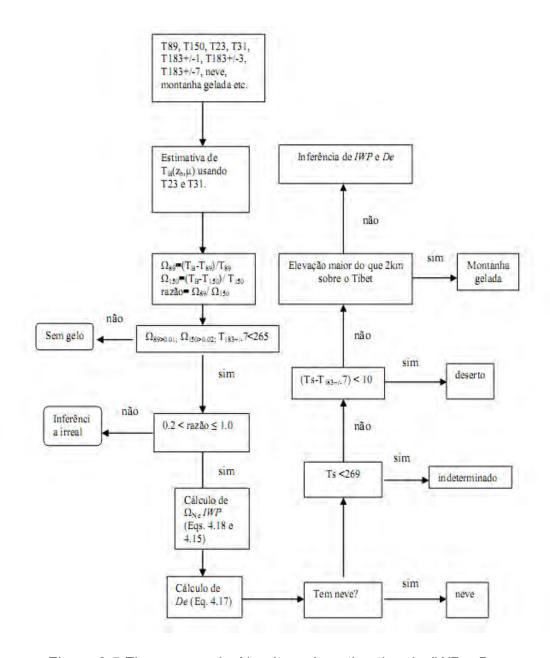


Figura 3.5 Fluxograma do Algoritmo de estimativa de *IWP* e *De*.

Fonte: Adaptado de Zhao e Weng (2002)

- Estimativa de RR através do algoritmo MSPPS

O algoritmo MSPPS fornece a informação da taxa de precipitação (*RR*) e do valor calculado do *IWP*. Aquela taxa (*RR*) é calculada através de uma função empírica de grau 2, fornecida pela equação 3.22.

$$RR = r_0 + r_1 IWP + r_2 IWP^2$$
 (3.22)

Em que:

 r_0 , r_1 e r_2 são provenientes de uma análise do tipo de precipitação existente, a qual é realizada através de um índice convectivo (ou em inglês, *convective index-CI*).

Este índice possui variação de 1 a 3, sendo estipulado o valor um (1), para precipitação convectiva fraca ou estratiforme, dois (2), para precipitação com convecção moderada e três (3), como um indicador de forte convecção (FERRARO et al., 2005). O cálculo do CI é feito utilizando os canais 3,4 e 5 (183+/-1GHz, 183+/-3 GHz e 183+/-7 GHz) dos sensores AMSU-B e MHS. Esses sensores foram escolhidos porque operam em uma banda de absorção de vapor d'água, onde cada banda de absorção, fornece em diferentes níveis da atmosfera, informações sobre a quantidade de vapor na extensão vertical (WANG et al., 1997). Vale ressaltar que os três canais tornam-se opacos na presença de vapor d'agua, no entanto, devido a distinta distribuição da função peso de cada um deles, cada canal apresenta uma informação em um nível diferente da atmosfera. Neste sentido, as bandas 183+/-1 GHz e 183+/-3 GHz possuem sensibilidade ao conteúdo de vapor na alta troposfera. A banda 183+/-7 GHz é mais sensível ao vapor d'água na baixa troposfera. Logo, quando evidencia-se grandes diferenças entre as temperaturas de brilho, principalmente entre os canais 5 e 3, considera-se que há presença de um núcleo convectivo (WANG et al., 1997). Os cálculos das diferenças das temperaturas de brilho das bandas de absorção do vapor d'água são realizados como:

$$\Delta 1 = T_B 183 \pm 1 - T_B 183 \pm 7$$
 (3.23)

$$\Delta 2 = T_B 183 \pm 3 - T_B 183 \pm 7$$
 (3.23)

$$\Delta 3 = T_B 183 \pm 1 - T_B 183 \pm 3$$
 (3.24)

Logo:

Quando; $\Delta 2 > 0$, $\Delta 2 > \Delta 1$ e $\Delta 2 > \Delta 3$, CI = 1.

Quando; $\Delta 1 > 0$, $\Delta 2 > 0$, $\Delta 3 > 0$, $\Delta 1 > \Delta 2$, $\Delta 1 > \Delta 3$, $\Delta 4 > \Delta 3$, $\Delta 5 > \Delta 3$, $\Delta 6 > \Delta 3$, $\Delta 1 > \Delta 4$, $\Delta 1 > \Delta 5 > \Delta 5$, $\Delta 1 > \Delta 6$, $\Delta 1 > \Delta 7$, $\Delta 1 > \Delta$

Quando; $\Delta 1 > 0$, $\Delta 2 > 0$, $\Delta 3 > 0$, $\Delta 1 > \Delta 2$, $\Delta 1 > \Delta 3$, e $\Delta 2 < \Delta 3$, CI = 3.

Após a análise do índice convectivo, a taxa de precipitação para valores correspondentes a CI = 1 ou CI = 2, é calculada pela equação:

$$RR = 0.322 + 16.504 \, IWP - 3.342 \, IWP^2$$
 (3.24)

e para *CI*=3, utiliza-se:

$$RR = 0.089 + 20.819 IWP - 2.912 IWP^2$$
 (3.25)

3.3.5 Fluxograma da metodologia

Os processos seguidos nesse trabalho estão ilustrados na Figura 3.6. Esta figura é um fluxograma contendo as etapas seguidas e detalhadas nesse capítulo.

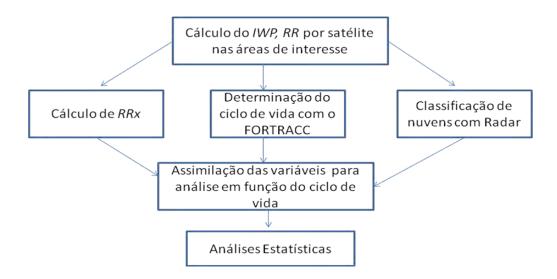


Figura 3.6 Fluxograma das etapas do trabalho proposto.

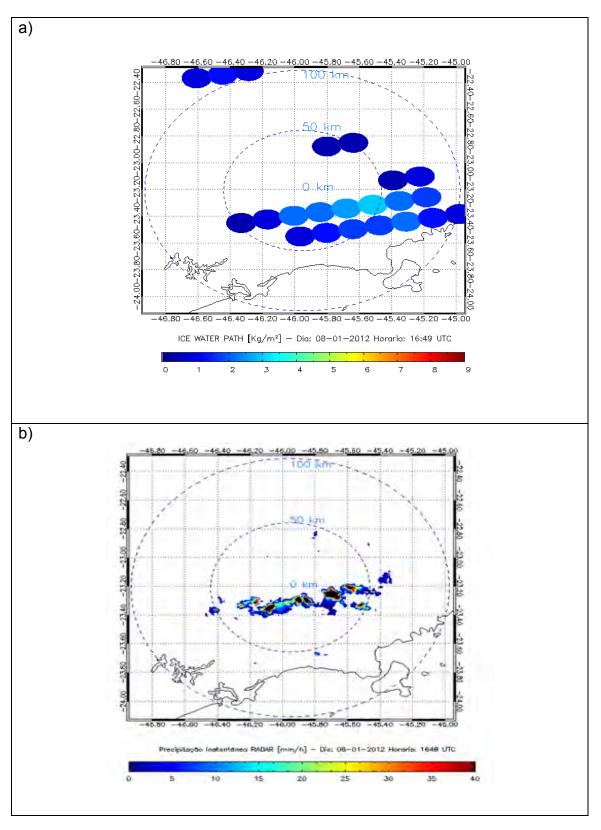
4 RESULTADOS

Este capítulo está dividido em duas seções, a primeira seção (4.1) descreve os resultados obtidos para o estudo do *IWP* em função do ciclo de vida dos sistemas convectivos. A segunda seção (4.2) descreve os resultados obtidos para a estimativa de precipitação proveniente do algoritmo MSPPS, e propõe uma nova metodologia para este algoritmo utilizando informações do *De* aliado ao *IWP* para estimativa de precipitação.

4.1 Análises do IWP em função do ciclo de vida dos sistemas convectivos

Com o objetivo de entender a relação entre o IWP e o ciclo de vida das nuvens foi realizado um estudo de caso. Neste contexto, foi selecionado o sistema precipitante observado no dia 8 de Janeiro de 2012 às 16:48 UTC (figs. 4.1) durante o projeto CHUVA-GLM em São José dos Campos (SJC). De acordo com o FORTRACC, este evento foi identificado em estágio de intensificação, pois a sua área estava em expansão (△A/△t~3800km²/30 minutos) e sua temperatura mínima decrescia (ΔT/Δt~8°C/30 minutos). Observa-se que o máximo valor estimado de IWP através do algoritmo MSPPS foi de aproximadamente 3Kg/m² (fig. 4.1-a) que corresponde localmente a um máximo de taxa de precipitação observada pelo radar banda-X (CAPPI 2km) maior do que 40 mm/h (fig. 4.1-b). A classificação de nuvens correspondente à refletividade do radar em 2 km (fig. 4.1-c.) mostra que a parte mais ativa do sistema foi classificada como convectiva. Na Figura 4.1-d, observa-se a imagem em 10,7 µm do GOES-12, e a indicação do sistema observado pela seta vermelha. Nas figuras 4.2-a-b, observam-se as cartas sinóticas de superfície antes e depois do horário observado no estudo de caso (provenientes do Grupo de Previsão do Tempo, GPT, do CPTEC). Nestas figuras observa-se a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul, indicada em verde, influenciando a região em estudo, além disso, na figura 4.2b, observa-se a presença de um cavado, indicado em amarelo, no centro do

estado de São Paulo, associado a uma área de baixa pressão no nível de 500 hPa.



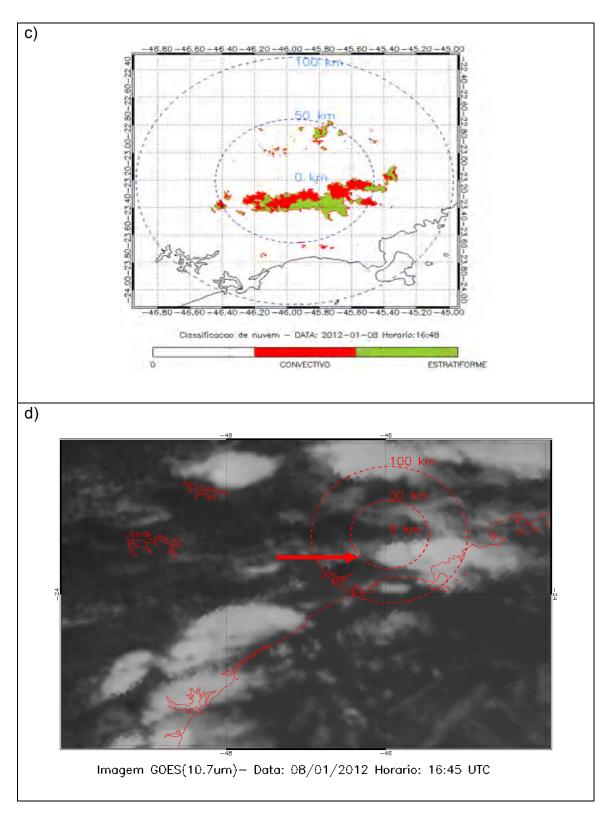


Figura 4.1 a) Conteúdo de gelo em Kg/m² (MSPPS), b) taxa de precipitação do radar banda-X(mm/h), c) classificação de nuvem e d) imagem em 10,7 μm do GOES-12 para um evento precipitante na cidade de São José dos Campos. A seta na imagem (d) mostra a localização do evento do estudo de caso.

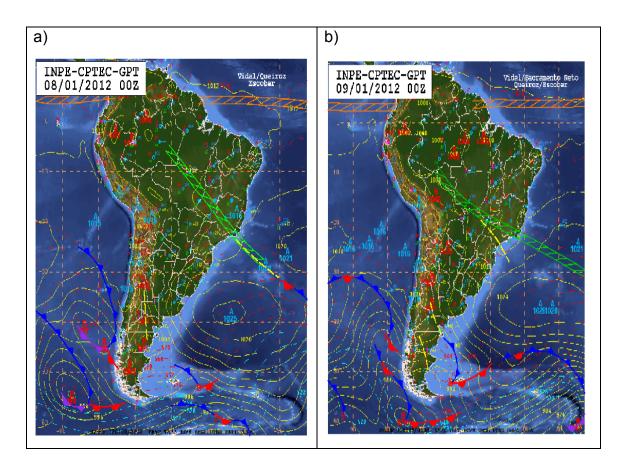


Figura 4.2 a) Carta de sinótica de superfície dia 08 de janeiro de 2012 as 00:00 UTC ou Z b) Carta de sinótica de superfície dia 09 de janeiro de 2012 as 00:00 UTC ou Z.

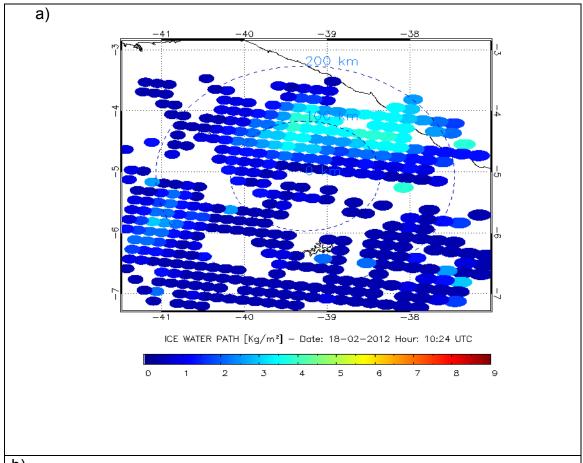
Fonte: tempo.cptec.inpe.br

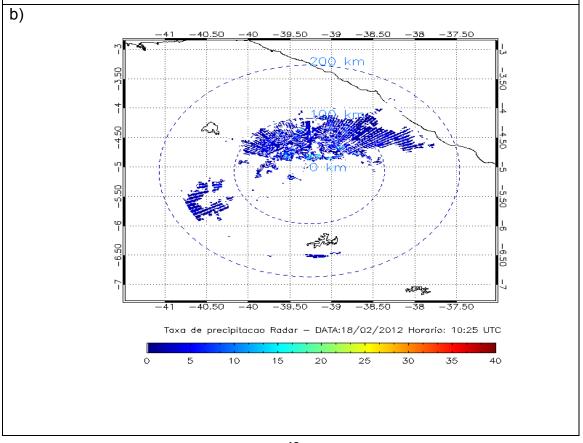
Para a região de Fortaleza (FOR), foi selecionado o sistema precipitante observado no dia 18 de Fevereiro de 2012 às 10:25 UTC (Figs. 4.3), a título ilustrativo. De acordo com o FORTRACC, este evento foi identificado em estágio de desintensificação, pois a sua área estava diminuindo (ΔΑ/Δτ~2240km²/30 minutos) e sua temperatura mínima crescia (ΔΤ/Δτ~2°C/30 minutos). Observa-se que o máximo valor estimado de *IWP* através do algoritmo MSPPS foi de aproximadamente 3.5 Kg/m² (Fig. 4.3-a) que corresponde localmente a um máximo de taxa de precipitação observada pelo radar banda-S (CAPPI 2km) de 15 mm/h (Fig. 4.3-b). A classificação de nuvens correspondente à refletividade do radar em 3 km (Fig. 4.3-c.) mostra que o

sistema era composto por nuvens estratiformes e convectivas. Na Figura 4.3-d, observa-se a imagem em 10,7 µm do GOES-12, e a indicação do sistema observado pela seta vermelha. Nas Figuras 4.4-a-b, observam-se as cartas sinóticas de superfície antes e depois do horário observado no estudo de caso (provenientes do GPT, do CPTEC). Nestas figuras observa-se a presença de uma banda dupla de nebulosidade (localizadas aproximadamente em 2ºN e 2ºS) proveniente da Zona de Convergência Intertropical, indicada em laranja, influenciando a região em estudo.

As análises desses estudos de caso sugere, do ponto de vista qualitativo, uma correlação entre as variáveis IWP e RRx. Em função da correlação obtida entre as variáveis mencionadas nos parágrafos anteriores, o estudo foi extendido para o período total de cada região, sendo um total de 376 pixels dos sensores AMSU-B e MHS para a região de SJC e 277 pixels para FOR. Esse valor corresponde àqueles pixels (na resolução AMSU-B/MHS) que $RRx \ge 0$ (obsevada pelo radar, menor resolução) em pelo menos 60% da área do pixel mencionado.

A Figura 4.5 apresenta histogramas de frequência para as variáveis em estudo *IWP*, *De* e *RRx* para as regiões de SJC e FOR. Para SJC, as variáveis *IWP* e *RRx* apresentam histogramas com assimetria a direita, mais acentuada para a variável *RRx*, enquanto a variável *De* apresenta uma distribuição de frequência próximo a uma função normal. Para FOR, observam-se distribuições de *IWP*, *De* e *RRx* acentuadas para direita, com a variável *De* tendendo a distribuição normal. Em termos de frequência de *IWP* os valores médios da variável é aproximadamente 0.2 Kg/m² nas duas regiões, no entanto em termos de tamanho de partículas de gelo (*De*) há diferença significativa, pois SJC tem um *De* médio de 1.13mm, enquanto FOR 0,76mm. Em termos de *RRx* pode-se observar através da figura 4.5 que para SJC os valores têm em média magnitude maior do que em FOR. Este padrão pode está relacionado ao tipo de nuvem precipitante observada nas duas regiões, mais convectivas e profundas para SJC do que em FOR.





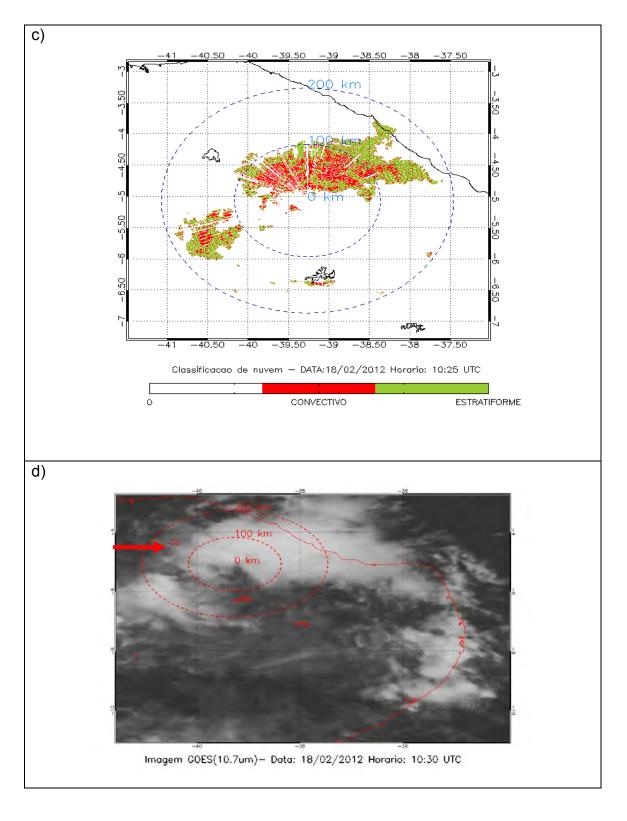


Figura 4.3 -a) Conteúdo de gelo em Kg/m² (MSPPS), b) taxa de precipitação do radar banda-X(mm/h), c) classificação de nuvem e d) imagem em 10,7 μm do GOES-12 para um evento precipitante na região de Fortaleza. A seta na imagem (d) mostra a localização do evento do estudo de caso.

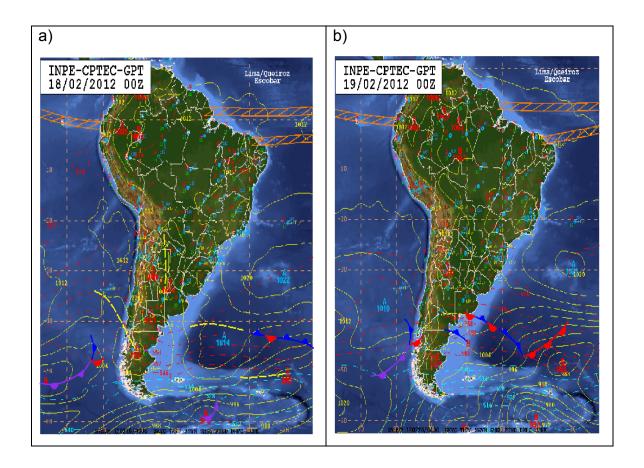
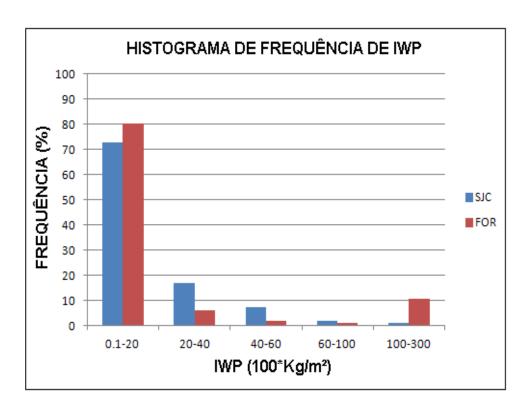
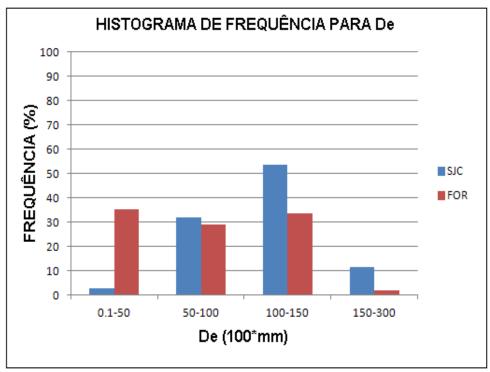


Figura 4.4 - a) Carta de sinótica de superfície dia 18 de fevereiro de 2012 as 00:00 UTC ou Z b) Carta de sinótica de superfície dia 19 de fevereiro de 2012 as 00:00 UTC ou Z.

Fonte: tempo.cptec.inpe.br





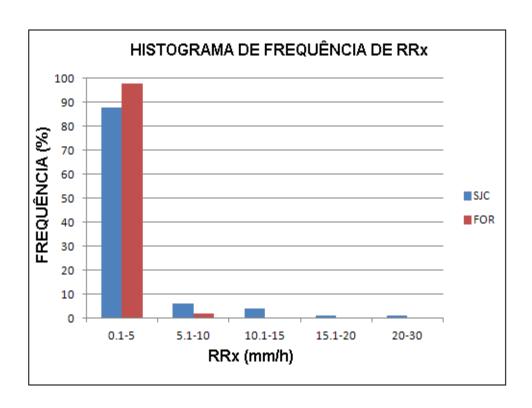


Figura 4.5- Histogramas de frequência para as variáveis conteúdo de gelo (*IWP*), diâmetro das partículas de gelo (*De*) e taxa de precipitação do radar (*RRx*) para as cidades de São José dos Campos (SJC) e Fortaleza (FOR).

Com o intuito de quantificar as relações entre essas variáveis, foi desenvolvida uma analise estatística baseada em diagramas de dispersão (*Box & Wisker Plots*) das variáveis *IWP*, *DE*, *RR*_X e *Fração convectiva* em função do ciclo de vida.

A Figura 4.6 mostra um histograma de frequência dos pixels identificados, ou não, pelo algoritmo FORTRACC em SJC. Dos pixels identificados, 23% correspondem a nuvens que estavam no estágio de intensificação, e 21% correspondem a nuvens que estavam no estágio de desintensificação. Em relação aos pixels não identificados, 40% possuíam gelo (de acordo com o algoritmo MSPPS), e 16% são de nuvens que foram identificadas como precipitantes pelo radar, mas o valor de *IWP* estimado é zero (sem gelo). Logo, 84% das nuvens identificadas na região de SJC no período chuvoso são

compostas por gelo, enquanto cerca de 16% são compostas apenas por água líquida de acordo com a estimativa do algoritmo MSPPS. Das nuvens que contem gelo na sua estrutura, 54% foram identificadas pelo algoritmo FORTRACC. Os 46% restante, não foram identificadas pelo mencionado algoritmo devido às características limitantes da versão operacional utilizada neste estudo. Neste caso, o rastreamento é realizado em nuvens com temperatura de brilho igual ou inferior a 235K e uma área mínima de 90 pixels (1440 Km²) do satélite GOES-12.

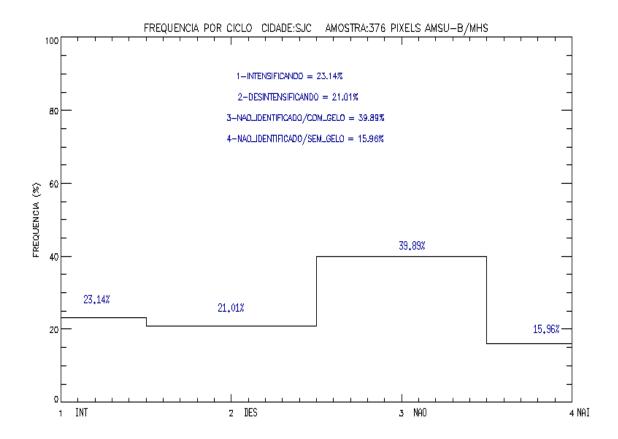


Figura 4.6 -Histograma de frequência dos pixels AMSU-B/MHS provenientes de passagens dos satélites NOAA16-19. De 1-4 são as classes observadas com o FORTRACC: 1-Intensificando, 2-Desintensificando, 3-Não Identificado pelo FORTRACC e com gelo segundo o MSPPS e 4- Identificado no radar e sem gelo (MSPPS).

A Figura 4.7-a mostra um gráfico de diagrama de dispersão dos valores estimados de IWP em função do estágio de seu ciclo de vida. A caixa central representa a amplitude interquartil (primeiro ao terceiro quartil), sendo a linha central, a mediana da amostra. Os valores máximos e mínimos e pontos fora da distribuição (outliers) são também representados. Quando a nuvem está em um processo de intensificação (INT), o diagrama de dispersão de IWP esta deslocado para maiores valores do que no estágio de desintensificação (DES). Uma dispersão menor com menor valor médio é observada quando se trata de nuvens com gelo não identificadas pelo FORTRACC (NAO). Esses resultados eram esperados, pois na medida em que há aumento de área da nuvem convectiva em altos níveis há ocorrência de convergência de ar e umidade em baixos níveis, que ocasiona a formação de gelo na nuvem através do fluxo vertical de umidade. O mesmo comportamento se verifica para RRx observadas por radar (Figura 4.7-b). Além disso, o IWP e a RR são grandezas bastante correlatas para SJC, e para nuvens na fase de água liquida (NAI) a taxa de precipitação é ainda menor do que nos estágios citados anteriormente.

A dispersão do *De* não mostra grande variação em função da taxa de expansão das nuvens (figura 4.7-c). No entanto, para sistemas em estágio de desintensificação ou não identificados pelo FORTRACC, a distribuição do *De* apresentou, em média, maiores valores, embora valores de *IWP* sejam menores. Este resultado sugere que para o estágio de desintensificação as partículas de gelo se encontram envoltas por água e ar, os quais contribuem para uma diminuição da sua densidade e um aumento do seu tamanho, mesmo quando há um menor conteúdo integrado de gelo. Para nuvens no estágio de intensificação há uma maior amplitude na dispersão do De, isto devido aos processos de formação do gelo se encontrarem num estágio inicial.

A fração convectiva das nuvens observadas pelo radar em pixels dos sensores AMSU-B/MHS, também com sobreposição mínima de 60% de pixels do radar, está representada na Figura 4.7-d. Pode-se observar que a fração convectiva das nuvens apresenta distribuição parecida ao *IWP* em função das classes de nuvens observadas. Quando a nuvem está em expansão, a fração convectiva é

bem maior do que quando a nuvem está desintensificando, e ainda menor quando têm pouco ou nenhuma quantidade de gelo.

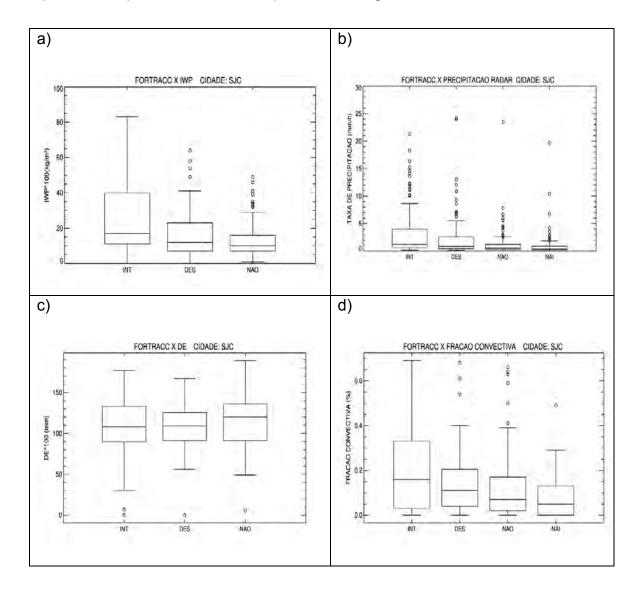


Figura 4.7- Diagramas de dispersão de conteúdo de gelo (*IWP*; a), taxa de precipitação do radar (*RRx*; b), diâmetro das partículas de gelo (*De*; c) e Fração Convectiva (%Convectiva; d) em função da taxa do ciclo de vida das nuvens.

Para a cidade de Fortaleza (FOR) a amostra foi menor do que para SJC com apenas 277 pixels identificados. Neste caso, só em 21% dos casos (55 pixels) foi possível identificar o estágio do ciclo de vida utilizando os resultados da versão operacional do FORTRACC, o que não permite obter estatísticas

robustas sobre a relação entre as diversas variáveis analisadas e ciclo de vida. É possível observar gelo nos pixels identificados como precipitantes (não identificados pelo FORTRACC) em 31% da amostra; enquanto em 48% dos pixels precipitantes não é observado gelo na sua estrutura de acordo com o algoritmo MSPPS (Figura 4.8).

A partir desses valores, é importante destacar que quase a metade dos pixels identificados (chuva identificada pelo radar e uma imagem de satélite numa janela de 2 minutos de diferença) não possui gelo na sua estrutura o que torna inviável utilizar o algoritmo MSPPS para a estimativa de chuva por satélite (baseado no espalhamento do gelo em alta frequência). Neste caso, não são apresentados os gráficos de dispersão de *IWP* e *De*, pois seriam construídos sobre uma amostra muito pequena e pouco representativa dos sistemas que geram precipitação sobre a cidade de Fortaleza.

O maior número relativo de pixels não identificados pelo FORTRACC em Fortaleza em relação com a região de São José dos Campos é devido à temperatura do topo das nuvens em Fortaleza ser mais quente do que em SJC. Como o limiar de temperatura do FORTRACC está determinado para a detecção de convecção profunda, uma maior quantidade de sistemas não são detectados naquelas regiões onde o valor de temperatura do topo das nuvens é maior que 235 K (portanto podem ter gelo na sua estrutura) ou a quantidade de pixels GOES-12 com temperatura menor que 235 K é menor que 90 (1440Km², sistemas pequenos).

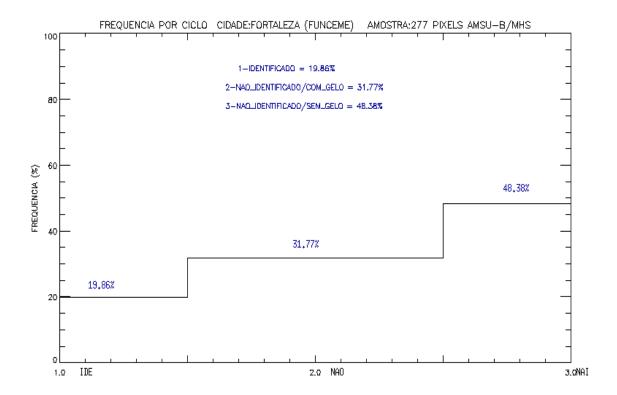
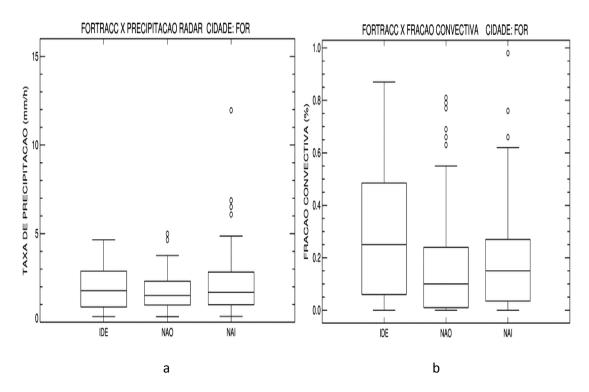


Figura 4.8 - Histograma de frequência dos pixels AMSU-B/MHS provenientes de passagens dos satélites NOAA16-19. De 1-3 são as classes observadas: 1-Nuvens identificadas pelo FORTRACC, 2-Nuvens não identificadas com gelo (segundo MSPPS), 3-Nuvens quentes (segundo MSPPS).

Em termos de taxa de precipitação, os pixels identificados com gelo e sem gelo apresentaram um padrão semelhante (Figura 4.9-a). Já a fração convectiva das nuvens apresentou valores superiores quando a nuvem com gelo possui temperaturas de brilho inferiores a 235K (IDE), como mostra a Figura 4.9-b.



Figuras 4.9 - (a)Taxa de Precipitação para nuvens com gelo (IDE e NAO) e sem gelo (NAI) e (b) fração convectiva das nuvens identificadas pelo FORTRACC (IDE), não identificadas com gelo (NAO) e nuvens quentes (NAI).

4.2 Análise da estimativa de taxas de precipitação proveniente do algoritmo MSPPS

O algoritmo de estimativa de taxa de precipitação utilizado pelos satélites NOAA sobre o continente, é baseado no espalhamento do gelo em alta frequência, 89GHz e 150GHz, no espectro de micro-ondas (Ferraro et al., 2005). Além disso, há diferentes equações empíricas para o cálculo de chuva, baseadas em um índice convectivo que utiliza informações na banda de absorção de vapor d'água em 183 GHz (canais 3-5) para determinar a severidade do sistema precipitante.

Em termos de taxa de precipitação, uma nova metodologia de estimativa é analisada para a cidade de SJC utilizando informações tanto do *IWP* como do

De. Essa nova metodologia é baseada em estudos relacionados às descargas elétricas em nuvens. Quanto maior o De, acima de 1mm, maior a probabilidade de ocorrência de descargas elétricas, e consequentemente, maior a convecção observada (MATTOS; MACHADO, 2011; WANG et al., 2012).

Devido à pequena quantidade de pixels com gelo sobre FOR não foi analisada esta metodologia. Pelo mesmo motivo não foi analisada esta metodologia por ciclo de vida em SJC. Tais análises representariam uma amostra muito pequena e pouco representativa dos sistemas que geram precipitação.

Para análise das variáveis em teste, *IWP* e *De*, foram separados aleatoriamente ~70% dos dados (263 pixels AMSU-B/MHS) para o desenvolvimento da metodologia, e o restante (113 pixels AMSU-B/MHS) para validação. A Figura 4.10 mostra um gráfico de dispersão dos valores de *IWP* e *RRx* com os dados de análise, os quais apresentam um valor de correlação linear de 0.23.

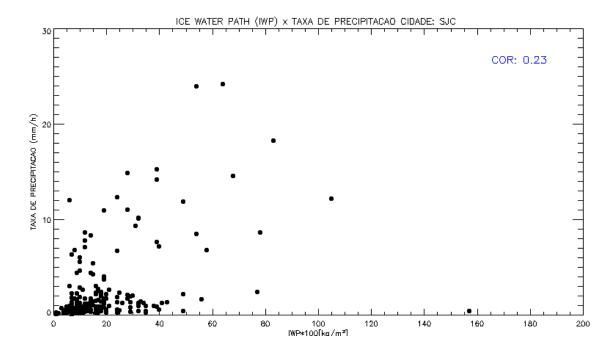


Figura 4.10 -Taxa de precipitação do radar (*RRx*) em função do conteúdo de gelo (*IWP*) sobre São José dos Campos.

A explicação encontrada para baixos valores de precipitação quando *IWP* alto, e vice versa, se deve à variação do *De*, como mostra a Figura 4.11. Nesta figura pode-se observar que na maioria dos casos em que *De* é maior do que 1.2mm as taxas de precipitação são maiores, em relação a diâmetros menores, mesmo com o baixo valor de *IWP*. A formação de grandes partículas de gelo (maior do que 0.5 mm) ocorre em camadas de nuvens com temperaturas que variam entre 0°C e -30°C (LIU; CURRY, 1998) seja por processos de acreção ou agregação. O tamanho do gelo funciona como um indicativo da ocorrência de precipitação sob a nuvem, no entanto essa única característica da composição da nuvem não é suficiente para fornecer informação de sua estrutura e do seu estágio dinâmico. Neste sentido, a partir dos resultados encontrados para o *IWP* em função do ciclo de vida *RRx* foram analisadas em função do *IWP* e *De*, uma vez que a distribuição do *IWP* possui significante variação em função do ciclo de vida da nuvem (vide figura 4.7-a).

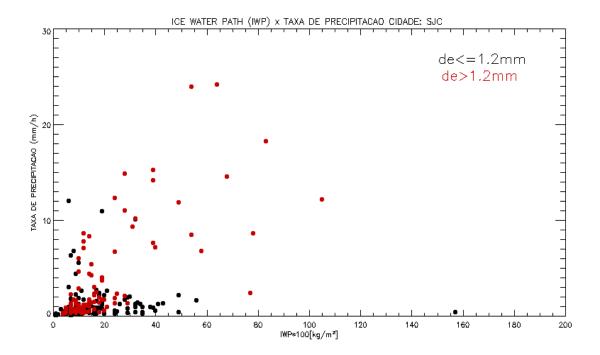


Figura 4.11- Taxa de precipitação do radar (*RRx*) em função do conteúdo de gelo (*IWP*) sobre São José dos Campos (SJC). A cor dos pontos está relacionada ao tamanho diâmetro das partículas de gelo (*De*); em preto estão os valores com *De* menor ou igual a 1.2mm e em vermelho estão valores com *De* maior do que 1.2mm.

A distribuição do *De* em função de *RRx* para os dados em análise (~70%) está representada na Figura 4.12, na qual para partículas de gelo com diâmetro inferior a 0.4mm observa-se precipitação nula ou muito pequena. Entre 0.4mm e 1.2mm, as taxas de precipitação em sua maioria são baixas. Acima de 1.2mm são observados maiores valores de precipitação.

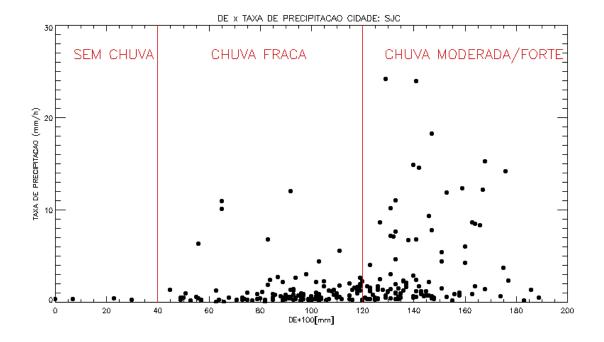


Figura 4.12 Taxa de precipitação do radar (*RRx*) em função do diâmetro das partículas de gelo (*De*) sobre SJC.

Baseado nessas observações, funções empíricas foram estimadas com os dados de análise e em sequência validadas. As funções utilizadas na nova estimativa de *RR* em SJC foram:

Se $De \le 0.4$ mm; RR = 0 mm/hr

Se 0.4mm < De < 1.2mm; RR = 1.38*/WP + 0.9953

Os resultados da validação utilizando as novas funções (PRED_IWP) para SJC foram bastante significativos quando comparados com os mesmos obtidos com o algoritmo global (ATUAL) do MSPPS (Figuras 4.13-14). Na sequência, a tabela 4.1 mostra as estatísticas obtidas (correlação linear, COR, viés, BIAS, probabilidade de detecção, POD, falso alarme, FAR, e erro médio quadrático, RMS) na validação com 113 pixels sobre a região de SJC. Os parâmetros estatísticos evidenciam uma melhora significativa em relação ao modelo global. Além disso, em termos de chuva acumulada e distribuição das taxas de precipitação, os valores previstos com as novas funções também apresentaram melhores resultados (Tabela 4.2 a-b).

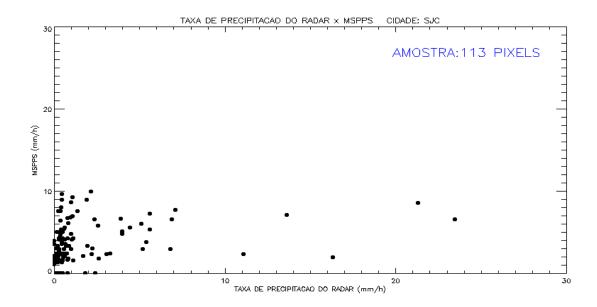


Figura 4.13- Relação de dispersão entre a precipitação do MSPPS (ATUAL) e radar.

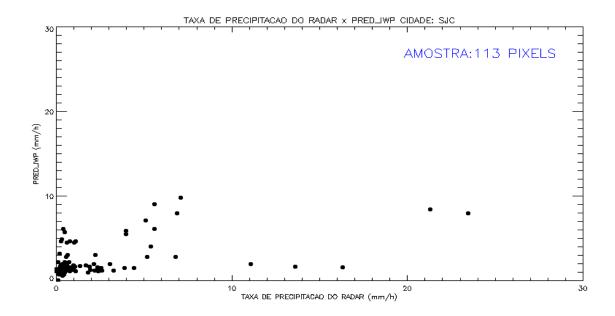
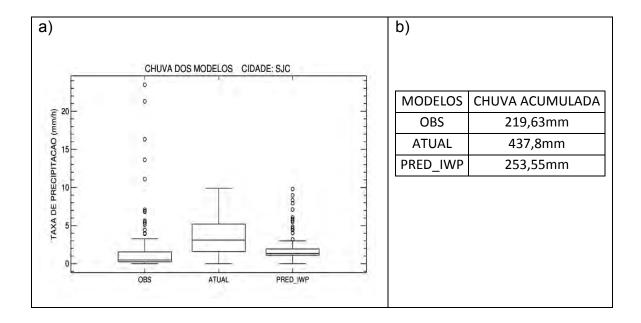


Figura 4.14 - Relação de dispersão entre a precipitação entre método sugerido (PRED_IWP) e radar.

Tabela 4.1- Estatísticas comparativas entre o modelo MSPPS (ATUAL) e o modelo em teste (PRED_IWP).

VARIAVEL	COR	BIAS	POD	FAR	RMS
ATUAL	0,28	1,82	0,94	0,69	4,22
PRED_IWP	0,53	0,28	0,97	0,68	3,13

Tabelas 4.2 - a) Diagramas dispersão de taxas de precipitação do radar (*RRx;* OBS) e modelos propostos (ATUAL e PRED_IWP) e b) precipitação acumulada para os dois métodos avaliados e do radar.



5 CONCLUSÕES

O presente trabalho teve o objetivo de avaliar a relação entre o IWP em função da taxa de expansão das nuvens sobre as cidades de São José dos Campos (SJC) e Fortaleza (FOR) durante o período chuvoso. Através dos resultados obtidos constata-se que existe relação direta entre o IWP e o ciclo de vida dos sistemas convectivos. Quando os sistemas convectivos estão em fase de intensificação à distribuição do IWP é maior do que na fase de dissipação. Este resultado era esperado, pois no estágio de desenvolvimento das nuvens convectivas têm-se confluência de umidade na base da nuvem, que ocasiona forte correntes de ar ascendentes, e consequentemente gerando um maior conteúdo de gelo na coluna atmosférica. Durante a fase de dissipação as correntes de ar nas nuvens convectivas apresentam um comportamento inverso ao da fase de intensificação, com predominância de correntes de ar subsidentes na nuvem, ocasionando um menor conteúdo integrado de gelo. O mesmo comportamento da distribuição do IWP foi observado para a fração convectiva e para as taxas de precipitação provenientes do radar. A dispersão do De não mostra grande variação em função da taxa de expansão das nuvens. Estes resultados sugerem que para o estágio de desintensificação as partículas de gelo se encontram envoltas por água e ar, os quais contribuem para uma diminuição da sua densidade e um aumento do seu tamanho, mesmo quando há um menor conteúdo integrado de gelo.

As análises referentes ao *IWP* e *De* em função da taxa de expansão dos sistemas convectivos só foram possíveis na região de SJC devido à configuração do algoritmo operacional do FORTRACC, o qual foi utilizado nesta pesquisa.

Os sistemas precipitantes na região de SJC são bem diferentes dos sistemas da região de FOR. Na região de SJC a maioria dos sistemas precipitantes possui gelo em sua estrutura (~84%), segundo o algoritmo MSPPS, enquanto para FOR a proporção é a metade. Essa diferença se deve aos processos de formação das nuvens precipitantes ocorrerem em regiões com características

climáticas bastante diferentes. A região de SJC está localizada em latitudes subtropicais e sofre bastante influência de sistemas frontais e da Zona de Convergência do Atlântico Sul, os quais são associados a nuvens com grande desenvolvimento vertical. Diferentemente de FOR, onde a presença de sistemas convectivos profundos estaria associada à presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), enquanto também as linhas de instabilidade provenientes do oceano podem causar volumes expressivos de precipitação (nuvens quentes) nessa região.

Em termos das taxas de precipitação estimadas pelo algoritmo MSPPS, constatou-se que, devido à técnica utilizada, baseada no *IWP*, seria inviável para a região de FOR, pois cerca de 50% das nuvens não possui gelo em sua estrutura, gerando uma subestimativa da precipitação total na região. No entanto para região de SJC tal análise é significativa, à medida que a maioria das nuvens precipitantes possui gelo, segundo o algoritmo MSPPS, em sua estrutura.

Neste sentido, o estudo descrito na seção 5.2, apresentou uma análise e discussão sobre as estimativas de taxas de precipitação provenientes do algoritmo MSPPS, este baseado no *IWP*, e uma proposta de mudança dessa estimativa baseada na inclusão da informação do *De*. Constatou-se que a utilização da informação do *IWP* e *De* para estimativa de taxa de precipitação é de grande importância, pois essas duas variáveis juntas fornecem informações da estrutura e dinâmica da nuvem. Os resultados estatísticos obtidos apresentaram uma melhora em números significativa em relação ao algoritmo utilizado atualmente. Além disso, em termos de precipitação acumulada, estimada pelo novo modelo e pelo atual no período em teste, os resultados provenientes da nova metodologia também apresentaram melhores valores.

Trabalhos futuros serão desenvolvidos no intuito de aprimorar as estimativas de precipitação pelo algoritmo MSPPS utilizando a informação do ciclo de vida das nuvens, essa metodologia demonstrou ser uma ferramenta importante na estimativa de precipitação em regiões onde o regime de precipitação é

predominantemente causado por nuvens frias. Além disso, estudos comparativos com outras metodologias de estimativa de precipitação por satélite também estão previstos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBRECHT, R.; COSTA, I.; MORALES,C.; SAKURAGI, J.; MACHADO, L.; TOKAY, A. Raindrop size distribution and rainfall characteristics from CHUVA Field experiments. **International Precipitation Working Group-IPWG**, São José dos Campos: INPE, 2012.
- ARKIN, P. A.; JOYCE, S.; JANOWIAK, J., E. The estimation of global monthly mean rainfall using infrared satellite data: the GOES Precipitation Index (GPI). **Remote Sensing Reviews**, v.117, p. 107-124, 1994.
- AWAKA, J.; IGUCHI, T.; OKAMOTO, K. Early results on rain type classification by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. In: URSI COMMISSION FINAL OPEN SYMPOSIUM, 8., 1998, Aveiro, Portugal. **Proceedings...** Aveiro, 1998, p.143-146.
- BARKSTROM, B.R. The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 65, n. 11, p. 1170-1185, Nov. 1984.
- BARKSTROM, B. R.; SMITH, G. L. The Earth radiation budget experiment: science and implementation. **Reviews of Geophysics**, v. 24, n. 2, p. 379-390, May 1986.
- BENNARTZ, R. Optimal convolution of AMSU-B to AMSU-A. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.17, n.9, p.1215-1225, 2000.
- BIGERSTAFF, M.; LISTERMAA, S. An improved scheme for convective/stratiform echo classification using radar reflectivity. **Journal of Applied Meteorology**., v.39, p.2129–2150. 2000.
- BOUKABARA, S. A.; WENG, F.; FERRARO, R.; ZHAO, L.; LIU, Q.; YAN, B.; LI,A.; CHEN,W.; MENG,H.; KLEESPIES, T.; KONGOLI, C.; HAN, Y.; VAN DELST, P.; ZHAO, J.; DEAN,C. **Presentation at the ITSC-15**, Maratea, Itália, 2006.
- BRINGI, V.N.; THURAI, M.; HANNESEN R.(eds.). Hydrometeor classification at S,C and X-bands. In: ______. **Dual-polarization weather radar handbook**. 2. ed.., 2007. 163 p. Gematronik Handbook first published in August 2005.
- CONNER, M. D.; PETTY, G. W. Validation and intercomparison of SSM/I rainrate retrieval methods over the continental United States. **Journal of Applied Meteorology**, v.37, p.679–700. 1998.
- CUMMING, W. A. The dielectric properties of ice and snow at 3.2 centimeters. **Journal of Applied Physics**, v.23, p.768–773. 1952.

- EVANS, K. F.; STEPHENS G. L. Microwave radiative transfer through clouds composed of realistically shaped ice crystals. Part I: Single scattering properties. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.52, p.2041–2057. 1995a.
- EVANS, K. F.; STEPHENS G. L. Microwave radiative transfer through clouds composed of realistically shaped ice crystals. Part II: Remote sensing of ice clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.52, p.2058–2072. 1995b.
- EVANS, K. F.; WALTER S. J.; HEYMSFIELD A. J.; DEETER M. N. Modeling of submillimeter passive remote sensing of cirrus clouds. **Journal of Applied Meteorology**, v.37, p.184–205. 1998.
- FERRARO, R. R.; WENG, F.; GRODY, N.; ZHAO, L. Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor. **Geophysical Research Letters**, v. 27, p. 2669-2672, 2000.
- FERRARO,R.; WENG, F.; GRODY, N.; ZHAO, L.; HUAN, M; LONGOLI, C; PELLEGRINO, P.; QIU, S; DEAN, C.NOAA operational hydrological products derived from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). **IEEE Transactions Geoscience Remote Sensing**, v.43, p.1036-1049, 2005.
- HOUSE, F.; GRUBER B. A.; HUNT; GARRY E.; MECHERIKUNNEL A. T.. History of satellite missions and measurements of the Earth radiation budget (1957-1984). **Reviews. Geophysics**, v.24, p.357-377, 1986.
- HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; BOLVIN, D. T.; GU, G.; NELKIN, E. J.; BOWMAN, K. P.; HONG, Y.; STOCKER, E. F.; WOLFF, D. B. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi- global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v.8, p. 38-55, 2007.
- HUNT; GARRY E.; KANDEL; ROBERT; MECHERIKUNNEL A. T. A history of presatellite investigations of the Earth's radiation budget. **Reviews Geophysics**, v.24, p.351-356. 1986.
- IGUCHI, T.; KOZU, T.; MENEGHINI, R.; AWAKA, J.; OKAMOTO, K.. Rain-Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 2038-2052, 2000.
- KARCHER, B.; BURKHARDT, U. A cirrus cloud scheme for general circulation models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.134, p. 1439-1461. 2008.
- KOHLER, M. Explicit prediction of ice clouds in general circulation models. Tese de Doutorado. Universidade da California, 1999.

- KIDDER, S. Q.; HAAR, V. **Satellite meteorology, an introduction**. Orlando, Flórida. Estados Unidos. Academic Press, 1995. p.466 ISBN 0-12-406430-2.
- KING, P.; YIP, T.; STEENBERGEN, J.D. RAINSAT: A one year evaluation of a bispectral method for the analysis and short-range forecasting of precipitation areas. **Weather & Forecast**, v.4, p. 210-221, 1989.
- KRAJESKI, W. F.; SMITH, J. A. Radar hydrology: rainfall estimation. **Advances in Water Resources**, v.25, p. 1387–1394, 2002.
- KUMMEROW, C; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSOM, J. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.** v. 15, p. 809-817, 1998.
- KUMMEROW, C; SIMPSOM, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOKER, E.; ADLER, R. F.; HOU, A; KAKAR, R.; WENTZ, F.; ASHCROFT, P.; KOZU, T.; HONG, Y; OKAMOTO, K; IGUCHI, T.; KUROIWA, H; IM, E.; HADDAD, Z.; HUFFMAN, G; FERRIER, B; OLSON, W. S.; ZIPSER, E.; SMITH, E. A.; WILHEIT, T. T.; NORTH, G.; KRISHNAMURTI, T.; NAKAMURA, K. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, 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, D-B.; WILHEIT, T. T. The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, p. 1801-1820, 2001.
- KUMMEROW, C.; OLSON, W. S.; GIGLIO, L. A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. **IEEE Transactions Geoscience Remote Sensing**, v.34, p.1213-1232. 2005.
- LIU, G.; CURRY, J. A. Remote sensing of ice water characteristics in tropical clouds using aircraft microwave measurements. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, p. 337-355, 1998.
- LIU, G.; CURRY, J. A. Tropical ice water amount and its relations to other atmospheric hydrological parameters as inferred from satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, p. 1182-1194, 1999.
- MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 12, p. 3234-3260, 1993.
- MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1630-1654, 1998.

- MARSHALL J. S.; PALMER W. MC. The distribution of raindrops with size. **Journal of Applied Meteorology**, v.5, p.165-166. 1948.
- MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. **Atmospheric Research**, v.99, p.377-399, 2011.
- MUGNAI A.; COOPER H. J.; SMITH E. A.; TRIPOLI G. J. Simulation of microwave brightness temperatures of an evolving hailstorm at SSM/I frequencies. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.71, p.2–13. 1990.
- NEGRI, A. J.; ADLER, R. F.; WETZEL, P. J. Rain estimation from satellites: An examination of the Griffith-Woodley technique. **Journal Applied Meteorology Climatology**, v.23, p.102-116, 1984.
- ROSSOW, W. B.; SCHIFFER R. A. ISCCP cloud data products. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.72, p.2–20. 1991.
- ROSSOW, W. B.; SCHIFFER R. A. Advances in understanding clouds from ISCCP. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.80, p.2261–2288. 1999.
- SAVAGE, R. C.; WEINMAN, J. A. Preliminary calculations of the upwelling radiance from rainclouds at 37.0 and 19.35 GHz. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.56, p.1272-1274. 1975.
- SPENCER, R. W.; GOODMAN, H. M.; HOOD, R. E. Precipitation retrieval over land and ocean with SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.** v. 6, p. 254-273, 1989.
- STEINER M.; HOUZE R. A. JR.; YUTER S. R. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. **Journal of Applied Meteorology.**, v.34, p.1978–2007. 1995.
- SUN N.; WENG F. Retrieval of ice water path from Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS). **Journal Applied Meteorology Climatology**, v.51, p.366-379. 2012.
- VICENTE, G. A.; SCORFIELD, 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.
- VICENTE, G. A., DAVENPORT, J. C.; SCOFIELD, R. A. The role of orographic and parallax corrections on real time high resolution satellite rainfall rate distribution. **International Journal of Remoting Sensing**, v.23, p. 221-230.

- VILA, D.; FERRARO, R.; JOYCE, R. Evaluation and improvement of AMSU precipitation retrievals. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, p. D20119, 2007.
- VILA D.A.; MACHADO L. A. T.; LAURENT H.; VELASCO I. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: methodology and validation. **Weather Forecasting**, v.23, p.233-245. 2008.
- VIVEKANANDAN J.; TURK J.; BRINGI V. N. Ice water path estimation and characterization using passive microwave radiometry. **Journal of Applied Meteorology**, v.30, p.1407-1421. 1991.
- WANG J.R.; ZHAN J.; PACETTE P. Storm-associated microwave radiometric signatures in the frequency range of 90-220 GHz. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.14, p.13-31. 1997.
- WANG, NAI-YU; GOPALAN, KAUSHIK; ALBRECHT, R. I. Application of lightning to passive microwave convective and stratiform partitioning in passive microwave rainfall retrieval algorithm over land from TRMM. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, p. D23203, 2012.
- WENG F. A multi-layer discrete-ordinate method for vector radiative transfer in a vertically-inhomogeneous, emitting and scattering atmosphere. Part I: Theory. **Journal Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer**, v.47, p.19–33. 1992.
- WENG F.; GRODY N. C. Retrieval of liquid and ice water content in atmosphere using SSM/I. **Microwave Radiometer and Remote Sensing of Environment**, ed. VSP, p. 281-295, 1994.
- WENG F.; GRODY N. C. Retrieval of ice cloud parameters using microwave imaging radiometer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.57, p.1069-1081. 2000.
- WENG, F.; ZHAO L.; FERRARO R. R.; POE G.; LI X.; GRODY, N. C. Advanced microwave sounding unit cloud and precipitation algorithms. **Radio Science**, v.38, p.8068-8079. 2003.
- WIELICKI B. A.; BARKSTROM B. R.; HARRISON E. F.; LEE R. B. III; SMITH G. L.; COOPER J. E. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.77, p.853–868. 1996.
- ZHAO L.; WENG F. Retrieval of ice cloud parameters using the advanced microwave sounding unit. **Journal of Applied Meteorology**, v.41, p.384-395. 2002.