



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-14181-TDI/1093

## MONITORAMENTO E PREVISÃO IMEDIATA DE TEMPESTADES SEVERAS USANDO DADOS DE RADAR

Antônio Paulo de Queiroz

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Paulo Toledo Machado, aprovada em 3 de dezembro de 2008.

Registro do documento original:

<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/11.17.19.50>

INPE  
São José dos Campos  
2009

**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) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO:****Presidente:**

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

**Membros:**

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

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

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

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

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

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

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

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-14181-TDI/1093

## MONITORAMENTO E PREVISÃO IMEDIATA DE TEMPESTADES SEVERAS USANDO DADOS DE RADAR

Antônio Paulo de Queiroz

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Paulo Toledo Machado, aprovada em 3 de dezembro de 2008.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/11.17.19.50>>

INPE  
São José dos Campos  
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Q32m Queiroz, Antonio Paulo de.

Monitoramento e previsão imediata de tempestades severas usando dados de radar / Antônio Paulo de Queiroz. – São José dos Campos: INPE, 2009.

114p. ; (INPE-14181-TDI/1093)

Dissertação (Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

1. Radar meteorológico. 2. Conteúdo de água líquida integrado na atmosfera (VIL). 3. FORTRACC. 4. Índice de severidade. 5. Tempo severo. I.Título.

CDU 551.524.4

---

Copyright © 2009 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, microfílmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 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, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, 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.

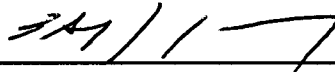
Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Mestre em  
Meteorologia

Dra. Chou Sin Chan



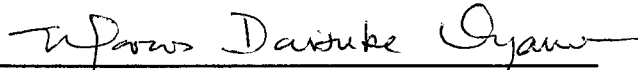
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



Membro da Banca / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Aluno (a): Antônio Paulo de Queiroz

São José dos Campos, 03 de dezembro de 2008



*“... é o tempo da travessia e se não ousarmos fazê-la, teremos ficado para sempre, à  
margem de nós mesmos”.*

*Fernando Pessoa*





À

*Luciene, Danielle e Leticia.*



## AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais Damião e Joséfa (*in memoriam*) por tudo que ensinaram durante a vida, indicando sempre o caminho correto a seguir.

A minha irmã Luiza, pelo interesse, cuidado e carinhos dedicados durante tantos anos.

Ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) e Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) por proporcionar este Mestrado e acreditar no caminho da capacitação profissional através da pesquisa.

Ao Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMET) pela disponibilização dos dados do radar meteorológico de Bauru.

Ao Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, pelos ensinamentos, incentivos e apoio transmitidos durante o curso.

Ao Dr. Frederico Angelis, pelos conhecimentos transmitidos na área de radar meteorológico.

Ao Dr. Carlos Augusto Morales pelos algoritmos fornecidos que foram muito importantes para a manipulação dos dados dos radares.

Aos Mestres Alan, Wagner e Izabelly, pela amizade e ensinamentos de programação em IDL e do sistema FORTRACC, que foram valiosos durante o transcorrer do curso.

A todos os amigos do INPE, pelas horas de estudo e divertimentos que tornaram a caminhada menos sacrificante.

E um agradecimento especial a minha mulher Luciene, e minhas filhas Danielle e Letícia, que sempre me apoiaram nos bons e maus momentos, tiveram paciência durante as várias mudanças de cidade e forneceram o melhor combustível para que eu prosseguisse adiante: o amor.



## RESUMO

Este trabalho teve por objetivo adaptar e avaliar o *FORTRACC* para uso com imagens do radar e analisar os parâmetros *VIL*, *DVIL* (Densidade de *VIL*), máxima refletividade vertical, altura da máxima refletividade, diferença de altura entre o nível de 45 dBZ e o nível de congelamento (0°C), como parâmetros precursores de tempestades severas, e criar um índice de severidade com os parâmetros selecionados. Tempo severo foi definido para este trabalho, como qualquer evento meteorológico que causou algum tipo de dano à superfície como granizo, ventos de rajada, enchentes ou alagamentos. A fim de caracterizar as estruturas precipitantes foram definidos novos limiares para os campos de *VIL* e de refletividades. No caso do campo de *VIL*, utilizou-se o limiar de 10 kg m<sup>-2</sup>, a fim de separar os núcleos de maior intensidade na região do radar. Para o campo de refletividades, foi escolhida a altura de 3 km e o limiar de 20 dBZ. O *FORTRACC*-dBZ e o *FORTRACC*-*VIL*, devido a sua melhor resolução (2X2 km<sup>2</sup>) quando comparado ao *FORTRACC* utilizado com dados de satélite (4X4 km<sup>2</sup>), consegue monitorar o rápido crescimento inicial das estruturas precipitantes no radar apresentando um crescimento de expansão inicial aproximadamente entre 500X10<sup>-6</sup> e 600X10<sup>-6</sup> s<sup>-1</sup> de acordo com o tempo de duração do ciclo de vida inicial. Para o cálculo do índice de severidade foram selecionados 20 casos de ocorrência de tempo severo, 10 dos quais serviram como controle para criação do índice e os 10 restantes como valores de teste. Assim, com o estudo para os 10 casos de controle, podemos dizer que um pixel pode ser considerado com potencial para tempo severo, quando o seu índice de severidade for igual ou maior que 1,2. Esse índice foi aplicado para os 10 casos de teste e conseguiu identificar 90% dos eventos de tempo severo.



# TRACKING AND NOWCASTING PREDICTION OF SEVERE STORMS USING RADAR DATA

## ABSTRACT

This work evaluate the technique FORTRACC (Forecast and Track of Active Cloud Cluster) for use with radar images and analyzes the parameters Vertically Integrated Liquid (VIL), VIL Density (DVIL), maximum vertical reflectivity, height of the maximum reflectivity and height of the 45 dBZ level above 0°C and create an severity index. Severe weather was defined as any meteorological event that caused some type of damage surface as hail, gust or floods, inside of the area 150 km covering radar. System FORTRACC was adapted to follow rain structures above of threshold  $10 \text{ kg m}^{-2}$  in order to identify the structures most active in the fields of VIL and 20 dBZ (height of 3 km) in fields of reflectivity. The FORTRACC-VIL and FORTRACC-dBZ, have a better resolution ( $2 \times 2 \text{ km}^2$ ) compared to FORTRACC-satellite ( $4 \times 4 \text{ km}^2$ ), to track the rapid growth of initial structures precipitating showing a growth of approximately  $500 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  and  $600 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  in accordance with time of initial cycle of life. 10 selected cases of severe weather had been considered as control data and 10 cases had been used to test the parameters. Using as threshold the found minimum values for the control parameters, got an index of equal or bigger 90%, as observed with the test data.





## SUMÁRIO

**Pág.**

### **LISTA DE FIGURAS**

### **LISTA DE TABELAS**

### **LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS**

### **LISTA DE SÍMBOLOS**

<b>1.INTRODUÇÃO.....</b>	<b>29</b>
1.1Objetivos.....	30
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>33</b>
2.1 Teoria Básica do Radar.....	33
2.1.1 Descrição do Radar Meteorológico.....	33
2.1.2 O Radar Convencional.....	35
2.1.3 O Radar Doppler.....	36
2.1.4 O Ganho da Antena.....	38
2.1.5 Volume iluminado pelo pulso.....	39
2.1.6 A Equação Radar.....	40
2.1.7 Alvos Esféricos.....	42
2.2 O Radar de São Roque (DECEA).....	46
2.3 O Radar de Bauru (IPMET).....	48
2.4 Qualidade das Informações Coletadas pelo Radar.....	49
2.5 O Produto <i>VIL</i> .....	51
2.6 O Produto <i>DVIL</i> .....	53
2.7 A variação $dh/dt$ .....	53
2.8 Técnicas de previsão <i>nowcasting</i> .....	54
2.8.1 O Sistema <i>FORTRACC</i> .....	56
2.9 Tipos de Tempestades Convectivas.....	59
2.9.1 Tempestades Severas.....	63

2.9.2 Sistemas convectivos que são desenvolvidos e/ou atravessam o Estado de São Paulo.....	65
<b>3. DADOS E METODOLOGIA.....</b>	<b>67</b>
3.1 Obtenção dos dados.....	67
3.2 Área de estudo.....	69
3.3 Seleção dos dados.....	70
3.4 Filtragem dos dados do radar de São Roque.....	73
3.5 Cálculo do <i>VIL</i> e <i>DVIL</i> .....	77
3.6 Comparação dos dados dos radares de São Roque e Bauru.....	78
3.7 Adaptação do <i>FORTRACC</i> .....	80
3.7.1 <i>FORTRACC-VIL</i> .....	80
3.7.1.1 Definição do limiar.....	80
3.7.1.2 Obtenção das curvas de expansão.....	81
3.7.2 <i>FORTRACC-dBZ</i> .....	83
3.7.2.1 Definição do limiar.....	83
3.7.2.2 Obtenção das curvas de expansão.....	83
3.8 Índice de Severidade.....	84
3.8.1 Índice de Severidade Dinâmico.....	88
<b>4. RESULTADOS.....</b>	<b>91</b>
4.1 Climatologia dos dados de radar.....	91
4.1.1 Climatologia dos dados de radar de São Roque.....	91
4.1.2 Climatologia dos dados de radar de Bauru.....	93
4.2 Simulação do <i>FORTRACC-VIL</i> para um caso selecionado.....	96
4.3 Simulação do <i>FORTRACC-dBZ</i> para um caso selecionado.....	98
4.4 Análise dos parâmetros que compõem o Índice de Severidade.....	100
4.4.1 Análise dos parâmetros para o Radar de São Roque.....	100
4.4.2 Análise dos parâmetros para o Radar de Bauru.....	107
4.5 Aplicação do Índice de Severidade para o Radar de São Roque.....	112
4.6 Aplicação do Índice de Severidade para o Radar de Bauru.....	113
<b>5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....</b>	<b>115</b>
5.1 Conclusões do trabalho.....	115

5.2 Sugestões para trabalhos futuros.....	117
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>119</b>



## LISTA DE FIGURAS

2.1 - Esquema mostrando a relação entre a distância $r$ , o tempo $t$ e a velocidade de propagação $c_m$ das ondas eletromagnéticas.....	35
2.2 - Diagrama básico de um radar pulsado convencional.....	35
2.3 - Diagrama básico de um radar Doppler.....	36
2.4 - Idealização da distribuição de energia emitida por um radar em um lóbulo principal e uma série de lóbulos laterais.....	38
2.5 - Esquema do volume iluminado por um pulso de radar.....	40
2.6 – Seção transversal de retro-espalhamento de uma esfera normalizada como uma função da circunferência normalizada pelo comprimento de onda.....	42
2.7 - Mapa do Estado de São Paulo, com a localização do radar meteorológico de São Roque do DECEA, indicada pela cruz vermelha. O círculo interno, centrado no radar, mostra o raio de alcance de 150 km e o círculo mais externo o de 250 km.....	46
2.8 - Mapa do Estado de São Paulo, com a localização do radar meteorológico de Bauru do IPMET-UNESP, indicada pela cruz vermelha. O círculo interno, centrado no radar, mostra o raio de alcance de 240 km.....	48
2.9- Efeitos no preenchimento do feixe de micro-ondas.....	49
2.10 - Fontes de erros nas medidas de precipitação de um sistema frontal: 1) o feixe passa sobre precipitação rasa a longas distâncias; 2) evaporação em baixos níveis, sob o feixe; 3) intensificação orográfica da precipitação, em montanhas sob o feixe; 4) sinal do radar anormalmente alto, devido à banda brilhante provocado por gelo ou neve fundentes; 5) subestimação da intensidade de chuviscos devido a ausência de grandes gotas; 6) o feixe se curva devido à fortes variações locais no índice de refração do ar, quando atravessa regiões de propriedades termodinâmicas distintas.....	50
2.11 - Variação da área do SC em função do tempo de vida.....	59
2.12 - Esquema de uma tempestade de célula simples em três estágios de desenvolvimento (a) estágio de <i>cumulus</i> , (b) estágio maduro, e (c) estágio de dissipação. As isotermas de $0^\circ$ e $-40^\circ$ estão indicadas em cor laranja.....	60

2.13 - Esquema de uma tempestade multicelular desenvolvendo-se em um ambiente de forte cisalhamento vertical do vento. O perfil vertical do vento é mostrado a esquerda.....	61
2.14 - Esquema básico de uma imagem composta de radar para tempestades supercélulas. Na Figura da esquerda temos seções transversais horizontais e da direita seções transversais verticais. A escala de refletividade está em dBZ. RFE são regiões de fracos ecos e $Z_e$ max indicam as regiões de ecos mais fortes.....	62
3.1 - Esquema de varredura volumétrica do radar meteorológico.....	67
3.2 - Receitas de varredura para obtenção do volume tridimensional de dados.....	68
3.3 - Esquema mostrando o preenchimento do feixe pelos cubos.....	69
3.4 - Modelo conceitual da trajetória da precipitação e movimentos verticais médios através de um corte vertical de uma linha de instabilidade. Asterísticos representam os hidrometeoros e os círculos cheios a intensidade da precipitação (círculos grandes - precipitação intensa; círculos pequenos - precipitação fraca)....	74
3.5 - Perfis médios de refletividades para precipitação estratiforme para as quatro estações: (sólido) jan., (pontilhado) abr., (tracejado) jul. e (tracejado-pontilhado) out. 1998 para a região indicada no mapa.....	75
3.6 - Perfil médio de refletividades para precipitação convectiva durante estágio maduro, para o período de 16 de setembro a 7 de novembro 2002 para a região indicada no mapa.....	76
3.7 - Campo da altura máxima de 20 dBZ, para o dia 26 de novembro de 2006 as 02:30Z, entre 46 e 150 km do radar de São Roque. A Figura da esquerda está sem a aplicação do filtro e a da direita foi aplicado o filtro.....	77
3.8 - Campos de <i>VIL</i> para o radar de Bauru sem o ajuste (a) e com o ajuste (b) de 12,97 dBZ nos valores das refletividades.....	79
3.9 - Campos de <i>VIL</i> para o radar de São Roque (a) e mosaico formado pelos radares de São Roque e Bauru (b) com os valores das refletividades ajustados.....	80
3.10 - Variação relativa da área com o tempo de acordo com o tempo de vida das estruturas de <i>VIL</i> . Valores positivos indicam crescimento, valores negativos significam decrescimento das estruturas de <i>VIL</i> .....	82
3.11 - Variação relativa da área com o tempo de acordo com o tempo de vida das	

estruturas precipitantes. Valores positivos indicam crescimento, valores negativos significam decréscimo das estruturas de 20 dBZ.....	84
3.12 - Evolução temporal dos parâmetros para os 10 casos de controle.....	85
4.1 - Frequência de distribuição de <i>VIL</i> para o grupo 1 que abrange os casos não severos, e o grupo 2, para os pixels severos do radar de São Roque.....	91
4.2 - Distribuição de frequência dos topos dos ecos de 20, 35 e 45 dBZ para os pixels do grupo 1, abrange os casos não severos do radar de São Roque.....	92
4.3 - Distribuição de frequência dos topos dos ecos de 20, 35 e 45 dBZ para os eventos do grupo 2 que abrange os pixels severos do radar de São Roque.....	93
4.4 - Frequência de distribuição de <i>VIL</i> para o grupo 1 que abrange os casos não severos, e o grupo 2, para os pixels severos do radar de Bauru.....	94
4.5 - Distribuição de frequência dos topos dos ecos de 20, 35 e 45 dBZ para os eventos do grupo 1, abrange os casos não severos do radar de São Roque.....	95
4.6 - Distribuição de frequência dos topos dos ecos de 20, 35 e 45 dBZ para os eventos severos do radar de Bauru.....	95
4.7 - Esquerda: Previsão para 20:30Z do tamanho (número de pixels) da estrutura de <i>VIL</i> , ocorrida em 25/11/2006. Direita: idem anterior para 20:45Z.....	97
4.8 - Campos de <i>VIL</i> previstos com o <i>FORTRACC</i> e dados reais obtidos para o Radar de São Roque no dia 29 de novembro de 2006, entre 19:30Z e 20:00Z. O raio de 150 km está indicado.....	98
4.9 - Previsão para 03:15Z do tamanho (número de pixels) da estrutura de 20 dBZ, ocorrida em 03/12/2005.....	99
4.10 - Campos de <i>VIL</i> previstos com o <i>FORTRACC</i> e dados reais obtidos para o Radar de São Roque no dia 03 de dezembro de 2005, entre 02:30Z e 03:00Z. O raio de 150 km está indicado.....	100
4.11 - Variação do parâmetro <i>MAX REF</i> com a distância ao radar de São Roque....	101
4.12 - Campos de valores médios de <i>VIL</i> .....	102
4.13 - Campos de valores médios de <i>DVIL</i> .....	103
4.14 - Campos de valores médios de <i>MAX REF</i> .....	104
4.15 - Campos de valores médios de <i>ALT MAX REF</i> .....	105
4.16 - Campos de valores médios de <i>ALT WALDVOGEL</i> .....	106

4.17 - Campo de frequência do índice de severidade para o radar de São Roque.....	107
4.18 - Campos de valores médios de <i>VIL</i> .....	108
4.19 - Campos de valores médios de <i>DVIL</i> .....	108
4.20 - Campos de valores médios de <i>MAX REF</i> .....	109
4.21 - Campos de valores médios de <i>ALT MAX REF</i> .....	110
4.22 - Campos de valores médios de <i>ALT WALDVOGEL</i> .....	110
4.23 - Campo de frequência do índice de severidade para o radar de Bauru.....	112
4.24 - Radar de São Roque (250 km de raio). Em destaque observa-se que a região de São José dos Campos apresenta valores com índice de severidade > 1,2.....	113
4.25 - Radar de Bauru (240 km de raio). Em destaque observa-se que a região de Araraquara apresenta valores com índice de severidade > 1,2.....	114



## LISTA DE TABELAS

2.1 - Bandas de radar e os correspondentes intervalos de frequência e comprimentos de onda.....	34
2.2 - Relações empíricas entre o fator de refletividade $Z_e$ ( $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ ) e a intensidade da precipitação $R$ ( $\text{mm h}^{-1}$ ).....	45
3.1 - Estações Meteorológicas do DECEA, situadas dentro da área de cobertura de 150 km do radar de São Roque.....	70
3.2 - Seleção dos Eventos Significativos que ocorreram no Estado de São Paulo....	72
3.3 - Parâmetros para os 10 casos considerados de controle.....	87
3.4 - Cálculo do índice de severidade para o conjunto de teste.....	88
3.5 - Valores médios e desvio padrão dos parâmetros do índice dinâmico.....	89
3.6 - Índice dinâmico calculado para 5 casos de controle.....	90
3.7 - Índice dinâmico testado para 5 eventos de tempo severo.....	90



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

<i>ALAG</i> -	Alagamento
<i>ALT MAX REF</i> -	Altura da máxima refletividade
<i>ALT WALDVOGEL</i> -	Altura de Waldvogel
<i>CAPPI</i> -	<i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i>
<i>CC</i> -	Célula Convectiva
<i>CPTEC</i> -	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
<i>DECEA</i> -	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
<i>DOP</i> -	Divisão de Operações
<i>DSA</i> -	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
<i>DVIL</i> -	Densidade de VIL
<i>EXP</i> -	Expansão de área
<i>FORTRACC</i> -	<i>Forecast and Track of Active Cloud Cluster</i>
<i>GRZ</i> -	Granizo
<i>INDICE</i>	Índice de Severidade
<i>INDICE<sub>din</sub></i>	Índice de Severidade Dinâmico
<i>IPMET</i> -	Instituto de Pesquisas Meteorológicas
<i>MAX REF</i>	Máxima Refletividade
<i>MDS</i> -	Mínimo Sinal Detectável
<i>PPI</i> -	<i>Plan Position Indicator</i>
<i>PRF</i> -	<i>Pulse Repetition Frequency</i>
<i>RJD</i> -	Rajada
<i>SC</i> -	Sistema Convectivo
<i>SCIT</i> -	<i>Storm Cell Identification and Tracking</i>
<i>TITAN</i> -	<i>Thunderstorm, Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting</i>
<i>TRMM</i> -	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
<i>UHF</i> -	<i>Ultra High Frequency</i>
<i>UPC</i> -	Universidade Politécnic da Catalunya

<i>USP</i>	Universidade de São Paulo
<i>VHF -</i>	<i>Very High Frequency</i>
<i>VIL</i>	<i>Vertically Integrated Liquid</i>
<i>WS -</i>	<i>Windshear</i>

## LISTA DE SÍMBOLOS

$A_{ef}$	Área efetiva da antena
$A_{esf}$	Área da esfera
$A_{\sigma}$	Área do alvo interceptada por $P_{\sigma}$
$c$	Velocidade da luz
$c_m$	Velocidade da onda eletromagnética
$D_a$	Diâmetro da antena
$D_e$	Diâmetro da esfera
$DP$	Desvio padrão
$f$	Frequência
$G$	Ganho da antena
$h$	Largura do pulso
$h_p$	Altura do pulso
$ K $	Parâmetro do índice de refração
$k$	Coefficiente de absorção da esfera
$M$	Conteúdo de água líquida
$n$	Índice de refração da esfera
$N$	Número de gotas com determinado diâmetro
$N_o$	Número de gotas por volume por intervalo de raio
$P_r$	Energia re-irradiada pelo alvo
$P_t$	Potência transmitida
$P_{\sigma}$	Energia interceptada pelo alvo
$r$	Distância do alvo
$R$	Taxa de precipitação
$R_t$	Raio médio da Terra
$S$	Densidade de potência
$t$	Intervalo de tempo
$V_i$	Volume iluminado
$w_t$	Velocidade terminal da gota

- $Z$  - Refletividade
- $Z_e$  - Refletividade em escala logarítmica
- $\lambda$  - Comprimento de onda
- $\theta_0$  - Ângulo de abertura horizontal do feixe
- $\theta_e$  - Ângulo de elevação do feixe
- $\theta_o^g$  - Ângulo do feixe de abertura em graus
- $\theta_o^r$  - Ângulo do feixe de abertura em radianos
- $\phi_o$  - Ângulo de abertura vertical do feixe
- $\rho_w$  - Densidade da água
- $\Delta h$  - Espessura da camada
- $\tau$  - Duração do pulso

## 1 INTRODUÇÃO

A importância da previsão meteorológica para períodos muito curtos de tempo (*nowcasting*) tem aumentado nos últimos anos, devido ao aumento considerável de desastres naturais como furacões, enchentes, deslizamentos de terra, tempestades de granizo, etc. Consequentemente, a crescente influência dos sistemas de radar meteorológico tem revelado ser de grande utilidade operacional, na detecção e acompanhamento de fenômenos meteorológicos adversos.

Através de muitos anos de estudos, reconheceu-se que a previsão de tempo severo requer o conhecimento da estrutura vertical da atmosfera. Com esse conhecimento pode-se verificar, por exemplo, a ocorrência de granizo em uma nuvem de tempestade. Os trabalhos iniciais focaram a identificação de granizo a partir da distribuição vertical dos ecos de radar (DONALDSON, 1960). Um produto de radar que tem se mostrado uma excelente ferramenta para detecção de granizo é o *VIL* (*Vertically Integrated Liquid* - conteúdo de água líquida integrado verticalmente), proposto por Greene e Clark (1972). O rápido crescimento de valores de *VIL* é um forte indicador de “desenvolvimento explosivo” de tempestades severas.

Combinando as varreduras volumétricas de radares meteorológicos com o sistema *FORTRACC* (*Forecast and Track of Active Cloud Cluster*) pode-se seguir as estruturas precipitantes com o tempo. Esse sistema atualmente funciona operacionalmente na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) como resultado dos trabalhos de Machado et al. (1998). O sistema, que atualmente é adaptado para os dados de satélite, contribui para o monitoramento e fornecimento de informações sobre expansão e velocidade dos sistemas convectivos de mesoescala.

O CPTEC, o Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA), e o Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMET) estão realizando uma integração da rede de radares meteorológicos desde 2004, com apoio da Universidade de São Paulo (USP). O resultado dessa integração foi o estabelecimento de uma rede de radares que opera de

forma sincronizada 24 horas por dia, produzindo dados que são enviados a todos esses centros. Esses dados são processados e disponibilizados em forma de mosaicos que englobam toda a área de cobertura de cada radar (ANGELIS et al., 2006).

Apesar do CPTEC elaborar mosaicos de radares, alguns produtos ainda não foram desenvolvidos e disponibilizados para a consulta do público interessado. Alguns desses produtos poderiam contribuir para o monitoramento de tempestades severas tais como o *FORTRACC-VIL* (sistema *FORTRACC* acompanhando estruturas precipitantes em campos de *VIL*), *FORTRACC-dBZ* (sistema *FORTRACC* acompanhando estruturas precipitantes em campos de refletividade a uma altura constante próxima a superfície), índice de severidade (para indicar se um pixel de radar tem condições de produzir tempo severo), possibilitando assim, a obtenção de ferramentas de apoio a áreas como gerenciamento e planejamento de recursos hídricos, agricultura, defesa civil, proteção ao vôo e previsão imediata de tempo.

## 1.1 Objetivos

Os objetivos principais desta pesquisa são:

- analisar os parâmetros *VIL*, *DVIL* (Densidade de *VIL*), máxima refletividade vertical, altura da máxima refletividade, diferença de altura entre o nível de 45 dBZ e o nível de congelamento (0°C), como parâmetros precursores de tempestades severas, e criar um índice de severidade com os parâmetros selecionados,
- adaptar e avaliar o *FORTRACC* para uso com imagens do radar.

A descrição resumida do conteúdo de cada capítulo deste trabalho é dada a seguir:

O Capítulo 1 apresenta uma introdução na qual é mostrada a importância e relevância do estudo bem como os objetivos a serem alcançados.

O Capítulo 2 apresenta conceitos de alguns elementos teóricos que servem de fundamentação do estudo proposto, tais como o princípio de funcionamento do radar



meteorológico e obtenção do parâmetro *VIL*. O Capítulo também apresenta uma revisão bibliográfica para embasar a metodologia a ser utilizada neste estudo.

O Capítulo 3 apresenta o período e o formato dos dados que foram utilizados e de que forma foram obtidos, e a metodologia que foi adotada neste trabalho.

O Capítulo 4 apresenta os resultados obtidos a partir do desenvolvimento da pesquisa.

O Capítulo 5 apresenta a conclusão do trabalho e sugestões para trabalhos futuros.



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Teoria Básica do Radar

#### 2.1.1 Descrição do Radar Meteorológico

O Radar é um sistema eletromagnético para detecção e localização de objetos por meio de ecos de rádio. Seu nome deriva das palavras *radio detection and ranging*. Teve seu principal desenvolvimento durante os anos 30, quando a Inglaterra se preparava para a Segunda Guerra Mundial, sendo usado para indicar e monitorar navios e aviões de guerra. Sob esse aspecto a chuva obscurecia os alvos e causava grande dificuldade para operadores de radares militares (BATTAN, 1962). Entretanto, em meteorologia a caracterização e monitoramento de tempestades é o uso primário do radar.

A radiação eletromagnética, como o próprio nome sugere são oscilações de campos elétricos e magnéticos, associados e que se propagam através do espaço transportando energia à velocidade da luz ( $c$ ). Uma das características importantes da radiação eletromagnética é sua frequência ( $f$ ), outra é seu comprimento de onda ( $\lambda$ ). Eles são relacionados com a velocidade  $c$  da luz através da Equação 2.1.

$$f = c / \lambda \quad (2.1)$$

As frequências utilizadas pelos radares variam desde 100 MHz até 100 GHz. Algumas frequências são tão utilizadas pelos radares que foram convenientemente designadas por letras. A Tabela 2.1 lista as bandas do espectro eletromagnético que comumente são utilizadas pelos radares, com suas frequências e comprimentos de ondas (RINEHART, 1997).

Tabela 2.1 – Bandas de radar e os correspondentes intervalos de frequência e comprimentos de onda.

Banda	Frequência	Comprimento de onda
HF	3 – 30 MHz	100-10 m
VHF	30-300 MHz	10-1 m
UHF	300-100 MHz	1-0,3 m
L	1-2 GHz	30-15 cm
S	2-4 GHz	15-8 cm
C	4-8 GHz	8-4 cm
X	8-12 GHz	4-2,5 cm
K <sub>u</sub>	12-18 GHz	2,5-1,7 cm
K	18-27 GHz	1,7-1,2 cm
K <sub>a</sub>	27-40 GHz	1,2-0,75 cm
mm ou W	40-300 GHz	7,5 – 1 mm

O radar meteorológico é um sensor ativo que transmite pulsos de energia eletromagnética em intervalos de tempo regulares, concentrados em um feixe de pequena abertura através de uma antena rotativa. Os alvos iluminados pelo feixe do radar podem absorver parte desta energia e irradiá-la em diversas direções. A fração da energia que retorna ao radar é medida pelo receptor e, conhecendo-se o intervalo de tempo  $t$  entre a emissão e o retorno do eco, é possível determinar a distância  $r$  do alvo. Considerando a velocidade de propagação das ondas eletromagnéticas no meio igual a  $c_m$ , o intervalo de tempo  $t$  é relacionado a distância  $r$  pela Equação 2.2 (RINEHART, 1997).

$$r = \frac{c_m t}{2} \quad (2.2)$$

A Figura 2.1 esquematiza um pulso de energia viajando no espaço, interagindo com o alvo e retornando ao radar, onde se obtém a distância  $r$  através da Equação 2.2.

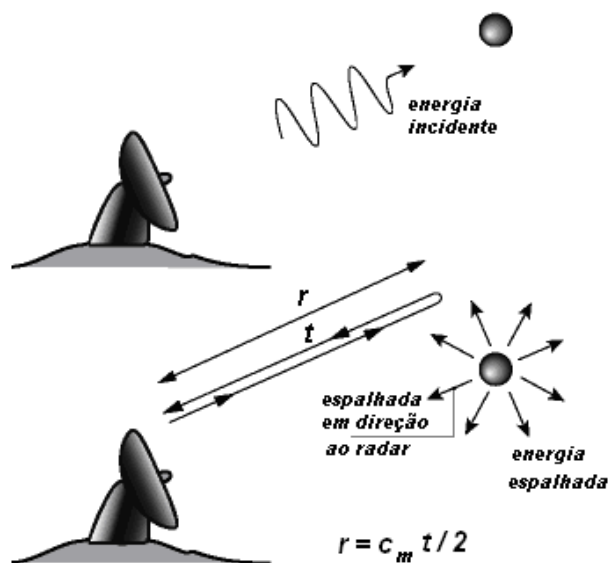


Figura 2.1 – Esquema mostrando a relação entre a distância  $r$ , o tempo  $t$  e a velocidade de propagação  $c_m$  das ondas eletromagnéticas.

Fonte: Adaptado do sítio eletrônico da Universidade Politécnica da Catalunya – UPC.

### 2.1.2 O Radar Meteorológico Convencional

O radar convencional consiste de quatro componentes básicos: o transmissor que gera sinal eletromagnético de alta potência e alta frequência, a antena que envia e recebe os sinais, o receptor que detecta e amplifica o sinal de retorno e o sistema de exibição que mostra numa tela os alvos detectados. A Figura 2.2 mostra um diagrama com os principais elementos de um radar pulsado convencional.

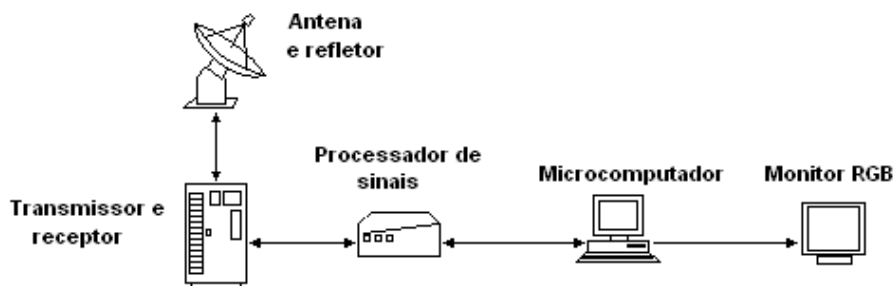


Figura 2.2 – Diagrama básico de um radar pulsado convencional.

### 2.1.3 O Radar Doppler

Nos primeiros anos da década de 60 teve-se o desenvolvimento das técnicas Doppler de radar. Radares Doppler são capazes de quantificar, além da potência retro-espalhada pelo alvo (obtida pelos radares convencionais), a sua velocidade radial. A Figura 2.3 mostra um diagrama com os principais elementos de um radar Doppler.

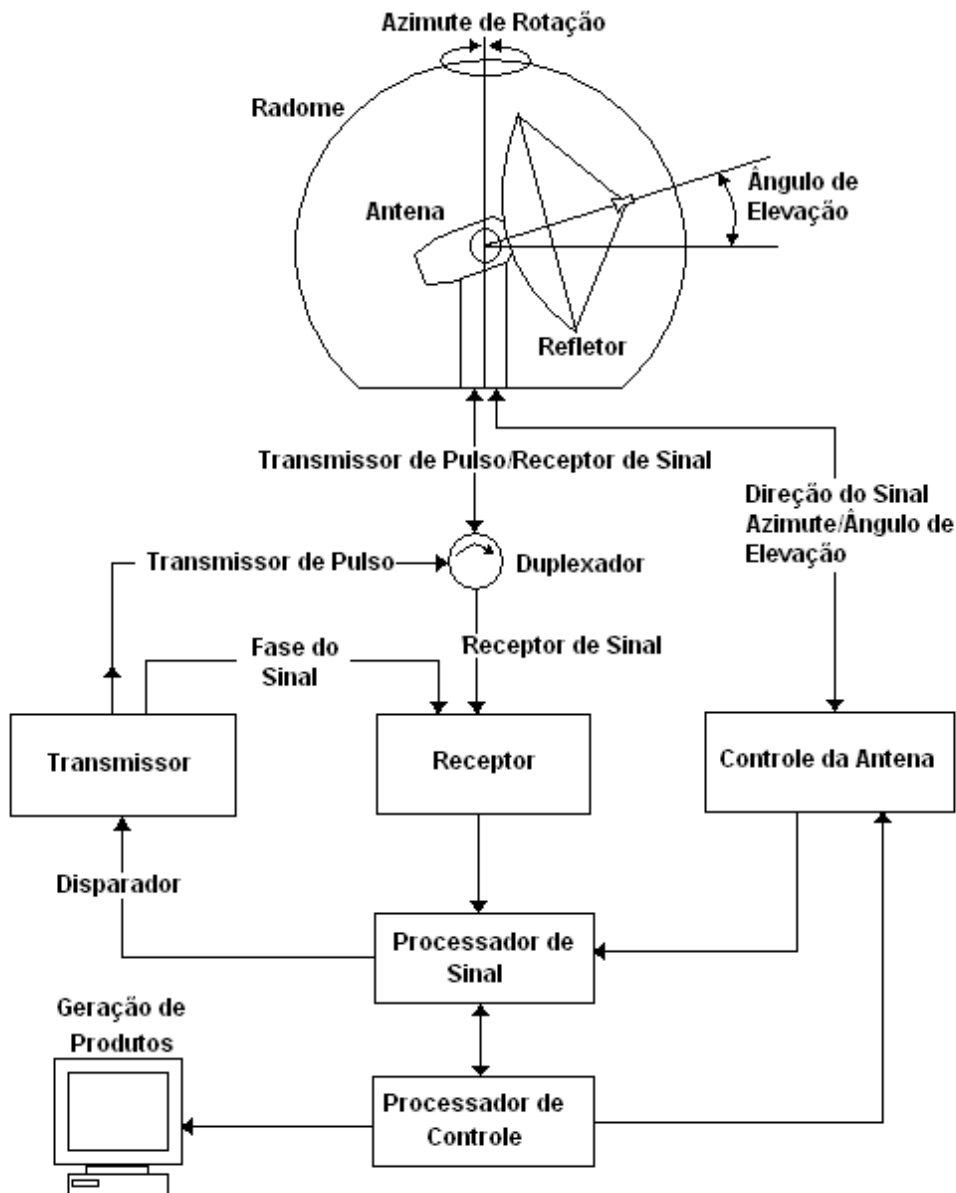


Figura 2.3 – Diagrama básico de um radar Doppler.

Fonte: Adaptada de Meischner (2003).

Basicamente o radar meteorológico apresenta a seguinte operação. O transmissor é controlado pelo processador de sinal e produz pulsos de ondas eletromagnéticas que são direcionados para o duplexador, que funciona como um sistema de chaveamento, enviando o sinal transmitido para a antena. A antena irradia as ondas eletromagnéticas concentrando a sua energia em uma determinada direção. As ondas eletromagnéticas podem interagir com os hidrometeoros (chuva, neve ou granizo) das nuvens. Parte da energia retro-espalhada volta em direção à antena, e desta vez, o duplexador direciona os sinais retro-espalhados para o receptor. O tempo transcorrido entre transmissão e recepção é pequeno, da ordem de microssegundos. Os sinais emitidos pela antena podem superar 1 MW enquanto os sinais recebidos podem chegar a  $10^{-14}$  W. Dessa forma, o radar pulsado apresenta dois períodos distintos de funcionamento: o primeiro, no qual ele transmite um pulso de energia, e o segundo, no qual ele “escuta” o eco deste pulso produzido pelos alvos.

Os pulsos de energia são transmitidos durante certo intervalo de tempo em uma dada frequência de repetição de pulso – *PRF* (*Pulse Repetition Frequency*). Grande parte dos radares convencionais opera com *PRF* de 150 a 300 Hz e os radares Doppler, que são capazes de determinar a velocidade de deslocamento dos alvos, operam entre 700 e 3000 Hz. Sabendo-se a elevação e o azimute da antena, pode-se localizar a região do espaço onde estão os hidrometeoros. Para uma mesma elevação e azimute a quantidade de pulsos transmitidos varia em função da *PRF* e da velocidade de rotação da antena. Portanto, a amostragem final dos alvos localizados dentro de um feixe de micro-ondas será função dessas duas variáveis. A intensidade do sinal de retorno está relacionada com a distribuição da quantidade e tamanho dos hidrometeoros, e a diferença de fase entre o sinal transmitido e o sinal recebido está associada à velocidade de deslocamento radial dos hidrometeoros contidos dentro do volume iluminado pelo pulso. Assim, no caso da precipitação de hidrometeoros, a potência, o tempo, e a fase do sinal de retorno são computados e convertidos em taxa de precipitação, distância do radar e velocidade radial de deslocamento, respectivamente (DOVIÁK; ZRNIC, 1984).

### 2.1.4 O Ganho da Antena

A maioria das antenas usadas nos radares é direcional, isto é, focam a energia em uma direção particular. Uma antena que envia radiação igualmente em todas as direções é chamada de isotrópica. Da teoria das antenas tem-se que o ganho de uma antena é dado em função de sua área efetiva  $A_{ef}$  e o comprimento de onda transmitido. Portanto:

$$G = \frac{4\pi A_{ef}}{\lambda^2} \quad (2.3)$$

O ganho da antena representa a colimação do feixe de micro-ondas. Assim a máxima potência fica concentrada no lóbulo principal de energia. Geralmente abrange mais de 90% da energia irradiada. Porém, uma parte dessa energia irradiada é perdida pelos chamados lóbulos laterais, formados devido às dimensões finitas e qualidade construtiva da antena. Os ecos de retorno dos lóbulos laterais são recebidos como ruído, prejudicando o resultado da leitura dos dados. A Figura 2.4 esquematiza o lóbulo principal e os lóbulos laterais de um radar.

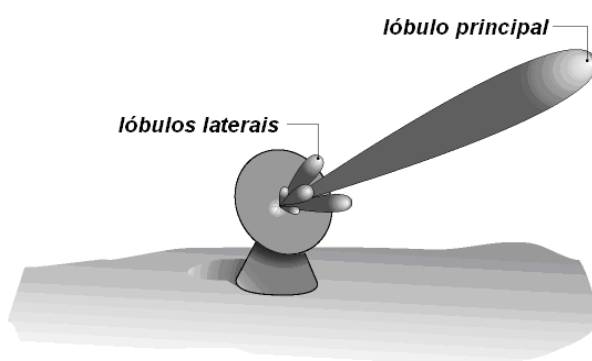


Figura 2.4 – Idealização da distribuição de energia emitida por um radar em um lóbulo principal e uma série de lóbulos laterais.

Fonte: Adaptada do sítio eletrônico da Universidade Politécnica da Catalunya – UPC.



A largura do feixe principal, onde a metade da potência total transmitida está concentrada pode ser calculada em função do comprimento de onda transmitido ( $\lambda$ ) e do diâmetro da antena ( $D_a$ ) (parabólica circular, iluminada no foco) conforme as equações 2.4 e 2.5 (Doviak and Zrnic, 1993).

$$\theta_0^g = \frac{72,76\lambda}{D_a} \quad (\text{ângulo em graus}) \quad (2.4)$$

$$\theta_0^r = \frac{1,27\lambda}{D_a} \quad (\text{ângulo em radianos}) \quad (2.5)$$

$\theta_0^g$  e  $\theta_0^r$  são os ângulos de abertura do feixe, que forma um cone onde a metade da potência transmitida está concentrada. Para um radar Doppler, como o radar de São Roque, que opera na banda S ( $\lambda=11$  cm) com diâmetro da antena de 4 m, tem-se uma largura do feixe de aproximadamente 2 graus.

### 2.1.5 Volume iluminado pelo pulso

O volume iluminado ( $V_i$ ) pelo pulso aumenta com o quadrado da distância ao radar, conforme indicado na Equação 2.6. Dois ou mais alvos que couberem dentro do volume iluminado serão tomados com um só alvo, resultando em um único eco, portanto  $V_i$  representa a resolução volumétrica do radar (RINEHART,1997).

$$V_i = \frac{\pi(r^2)\theta_0\phi_0 h}{8 \ln 2} \quad (2.6)$$

Na Equação 2.6,  $\theta_0$  representa o ângulo de -3dB do feixe, na horizontal e  $\phi_0$  representa o ângulo de -3dB do feixe, na vertical, conforme indicado na Figura 2.5.

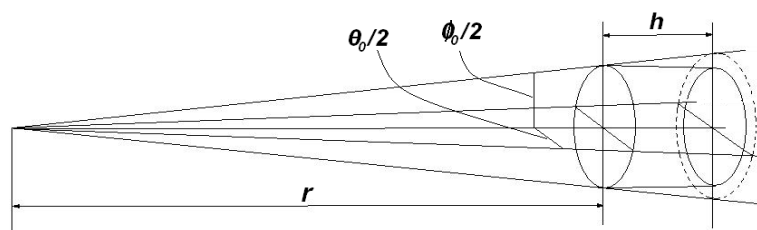


Figura 2.5 – Esquema do volume iluminado por um pulso de radar.

Fonte: Adaptada De Tectelcom (1998).

A largura do pulso ( $h$ ), é o comprimento no espaço correspondente a duração  $\tau$  do pulso transmitido e depende da velocidade da luz ( $c$ ), conforme indicado pela Equação 2.7. Esta distância corresponde à máxima resolução espacial de um radar.

$$h = \frac{c\tau}{2} \quad (2.7)$$

### 2.1.6 A Equação Radar

Pode-se determinar informações a respeito da natureza dos alvos, através de medidas da potência que retorna ao radar. A equação radar relaciona a potência recebida à secção transversal retro-espalhada do alvo. A teoria foi desenvolvida inicialmente para o caso de um alvo pontual isolado.

Considera-se um radar emitindo uma potência de pico  $P_t$  isotropicamente, formando um campo esférico se expandindo na atmosfera com a velocidade da luz. A área dessa esfera é dada por:

$$A_{esf} = 4\pi r^2 \quad (2.8)$$

Em que,  $r$  é a distância ao radar ou raio da esfera.

A densidade de potência (ou potência por unidade de área) é simplesmente a potência transmitida por área, então:

$$S = \frac{P_t}{A} \quad (2.9)$$

A energia interceptada por um alvo ( $P_\sigma$ ) de área  $A_\sigma$  é dada por:

$$P_\sigma = \frac{P_t A_\sigma}{A} \quad (2.10)$$

A antena é usada para focar a energia num feixe estreito, aumentando a potência relativa ao valor transmitido isotropicamente, assim, devido a energia concentrada num feixe, a pequena área  $A_\sigma$  intercepta uma quantidade de potência dada por:

$$P_\sigma = \frac{G P_t A_\sigma}{A} \quad (2.11)$$

em que,  $G$  é o ganho da antena.

A energia re-irradiada pelo alvo ( $P_r$ ) na direção da antena é dada por:

$$P_r = \frac{P_\sigma A_{ef}}{A} = \frac{P_t G A_\sigma A_{ef}}{A^2} \quad (2.12)$$

em que,  $A_{ef}$  é a área efetiva da antena do radar. A área efetiva da antena pode ser expressa em termos do ganho da antena ( $G$ ) e do comprimento de onda do radar ( $\lambda$ ):

$$A_{ef} = \frac{G \lambda^2}{4\pi} \quad (2.13)$$

Assim:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 A_\sigma}{64\pi^3 r^4} \quad (2.14)$$

Como o tamanho físico do alvo não corresponde necessariamente ao tamanho medido pelo radar, define-se então um novo parâmetro  $\sigma$  que corresponde a área da secção transversal de retro-espalhamento, tal que

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{64\pi^3 r^4} \quad (2.15)$$

Esta é a forma da equação radar para um alvo simples de secção transversal de retro-espalhamento (ROGERS, 1979).

### 2.1.7 Alvos Esféricos

Para partículas de água ou gelo esféricas algumas considerações devem ser feitas (RINEHART, 1997):

Podemos definir o parâmetro de tamanho  $\alpha$  como sendo igual a  $2\pi r/\lambda$  onde  $r$  é o raio da partícula esférica e  $\lambda$  é o comprimento de onda do radar. Quando uma partícula esférica apresenta  $\alpha$  maior que 10, a área da secção transversal de retro-espalhamento pode ser considerada como sendo igual à área geométrica do alvo, ou seja,  $\sigma = \pi r^2$ , conforme mostrado na Figura 2.6.

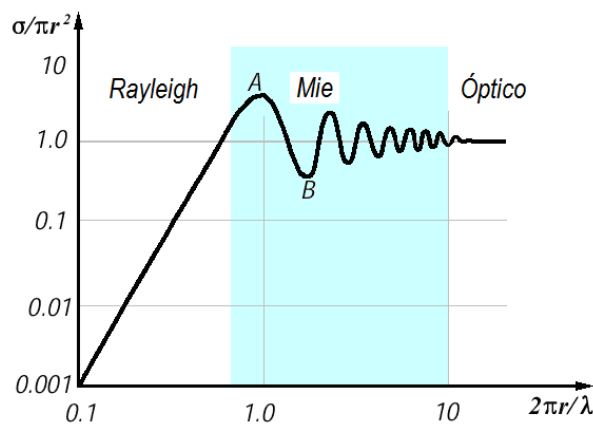


Figura 2.6 – Seção transversal de retro espalhamento de uma esfera normalizada como uma função da circunferência normalizada pelo comprimento de onda.

Fonte: Adaptada de Skolnik (1980).

Quando  $\alpha$  estiver entre 1 e 10, tem-se o espalhamento Mie e para partículas esféricas com raio bem menor que o comprimento de onda, tem-se a aproximação Rayleigh. Para

partículas nessas condições, a área transversal de retro-espalhamento é proporcional a sexta potência do diâmetro da esfera

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4} \quad (2.16)$$

em que,  $|K|^2$  é o parâmetro associado ao índice de refração complexo do meio, definido por:

$$K = \frac{(m^2 - 1)}{(m^2 + 2)} \quad (2.17)$$

em que,  $m=n+ik$ ,  $n$  é o índice de refração da esfera e  $k$  é o coeficiente de absorção da esfera.

O valor de  $|K|^2$  depende do material, da temperatura e do comprimento de onda do radar. A maior dependência está relacionada com o material. Em geral, para radares meteorológicos este coeficiente é  $|K|^2=0,93$  para a água líquida, e  $|K|^2=0,197$  para o gelo.

A seção transversal de espalhamento é produzida pelo efeito integrado de todos os hidrometeoros dentro do volume iluminado pelo pulso de micro-ondas. Os hidrometeoros são formados por partículas, gotículas, gotas, cristais de gelo, neve e granizo. Então, pode-se deduzir  $\sigma$  a partir da contribuição individual de cada hidrometeoro. Assim:

$$\sigma = \sum_i \sigma_i = \frac{\pi^5 |K|^2}{\lambda^4} \sum_i D_i^6 \quad (2.18)$$

em que,  $D_i$  o diâmetro de cada gota e  $i$  é a  $i$ -ésima gota presente no volume iluminado.

Ao considerar o volume iluminado pelo pulso tem-se que:

$$\sigma = \frac{\sum_i \sigma_i}{V} = \frac{\pi^5 |K|^2}{\lambda^4} \frac{\sum_i D_i^6}{V} \quad (2.19)$$

em que,  $\sum_i D_i^6 / V$  dentro do volume iluminado é a principal quantidade a ser medida pelo radar. Esse valor é conhecido como Refletividade Radar ( $Z_e$ ) e é expresso em  $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ . A refletividade é uma variável que depende do número e espectro de gotas e pode variar desde valores próximos de  $0,001 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$  (névoa úmida) até  $36.000.000 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$  (granizo grande ~ 5 a 10 cm). Devido a essa grande variação utiliza-se  $Z_e$  numa escala logarítmica:

$$Z = 10 \log_{10} \left( \frac{Z_e}{1 \text{ mm}^6 / \text{m}^3} \right) \quad (2.20)$$

Com unidades de dBZ, isto é, número de decibéis relativos a refletividade de  $1 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$  para o espectro acima mencionado tem-se uma variação de -30 a 76,5 dBZ.

O radar não mede diretamente a chuva, ele recebe uma determinada densidade de potência refletida pelos alvos de chuva denominado refletividade. Esta refletividade possui uma relação física com o espectro de gotas observado. A partir deste espectro pode-se determinar uma relação entre a refletividade do radar e a taxa de precipitação correspondente.

A refletividade efetiva  $Z_e$  de alvos meteorológicos pode ser encontrada a partir de:

$$Z_e = \int_0^{\infty} N(D_i) D_i^6 dD_i \quad (2.21)$$

em que,  $D_i$  é o diâmetro da gota e  $N$  é o número de gotas com um determinado diâmetro. Segundo Atlas et al. (1973) a taxa de precipitação é dada por:

$$R = \int_0^{\infty} \frac{\pi D_i^3}{6} N(D_i) w_t(D_i) dD_i \quad (2.22)$$

em que  $w_t$  é a velocidade terminal da gota (m/s) de diâmetro  $D_i$  (em mm) dada por:

$$w_t(D_i) = 9.65 - 10.3 \exp(-0.6D_i) \quad (2.23)$$

Conhecendo-se a distribuição do tamanho de gotas e a velocidade com que uma gota de um dado diâmetro cai, pode-se usar o fator de refletividade do radar  $Z_e$  ( $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ ) para calcular a taxa de precipitação usando a relação:

$$Z_e = aR^b \quad (2.24)$$

conhecida como Relação  $Z_e$ - $R$ . Nessa relação  $R$  é medido em  $\text{mm h}^{-1}$ ,  $a$  e  $b$  são coeficientes que dependem do tamanho e distribuição do espectro de gotas na atmosfera. A relação  $Z_e$ - $R$  mais conhecida é a de Marshall e Palmer (1948) em que  $a$  e  $b$  são respectivamente 200 e 1,6. A Tabela 2.2 mostra algumas das relações  $Z_e$ - $R$  pesquisadas para diferentes tipos de precipitação.

Tabela 2.2 – Relações empíricas entre o fator de refletividade  $Z_e$  ( $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ ) e a intensidade da precipitação  $R$  ( $\text{mm h}^{-1}$ ).

<b>Relação entre <math>Z_e</math> e <math>R</math></b>	<b>Tipo de Precipitação</b>	<b>Referência</b>
$Z_e=200R^{1,6}$	Chuva Estratiforme	Marshall e Palmer (1948)
$Z_e=31R^{1,71}$	Chuva Orográfica	Blanchard (1953)
$Z_e=500R^{1,5}$	Chuva Convectiva	Joss et al. (1970)
$Z_e=1780R^{2,21}$	Flocos de Neve	Sekhon and Srivastava (1970)
$Z_e=325R^{1,36}$	Região de Bauru	Calheiros et al. (1987)
$Z_e=176,5R^{1,29}$	Região de Maceió	Moraes (2003)

## 2.2 O Radar de São Roque (DECEA)

Esta pesquisa utilizou as informações coletadas por um radar Doppler, banda S instalado na cidade de São Roque, conhecido como RMT 0100D que está localizado nas coordenadas de 23° 36' 07'' de latitude sul e 047° 05' 39'' de longitude oeste, instalado a uma altitude de 1147 m. A Figura 2.7 mostra a localização geográfica do radar, bem como seu raio de ação e alguns detalhes do relevo da região. A maior parte do relevo dentro do círculo de 250 km de raio compreende um amplo planalto, entre 300 e 900 m de altitude. A transição entre a planície litorânea e planalto se faz por uma escarpa abrupta, a Serra do Mar, com altitude entre 800 e 1100 m. O maciço da Serra da Mantiqueira está localizado em parte dentro da área de cobertura do radar, possui aproximadamente 500 km de extensão e se inicia próximo à cidade paulista de Bragança Paulista. Segue para o leste até a região do Parque Nacional do Itatiaia onde adentra Minas Gerais até a cidade de Barbacena. Seu ponto culminante é a Pedra da Mina com 2798 m de altitude, na divisa entre São Paulo e Minas Gerais.

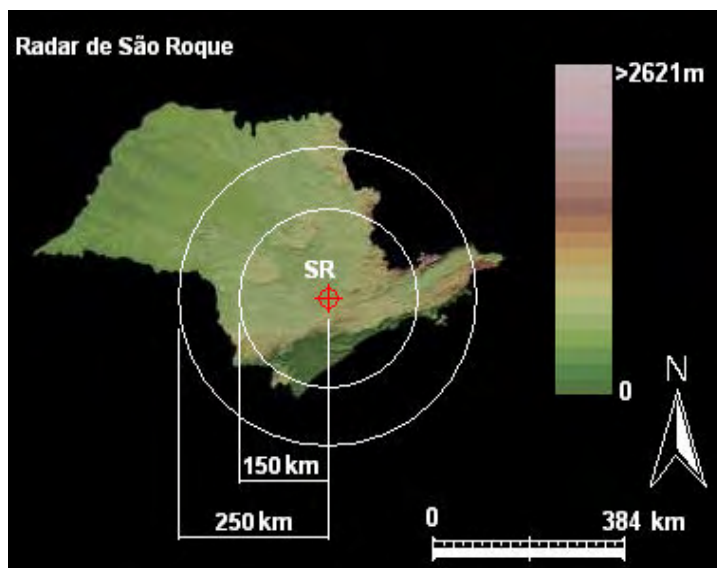


Figura 2.7 - Mapa do Estado de São Paulo, com a localização do radar meteorológico de São Roque do DECEA, indicada pela cruz vermelha. O círculo interno mostra o raio de alcance de 150 km e o círculo mais externo o de 250 km. Fonte: Adaptada do sítio eletrônico <<http://www.cnpm.embrapa.br>>.



O círculo de 250 km de raio indica a área de alcance para a qual foram fornecidos os dados de refletividade pelo DECEA. A fim de obter resultados mais precisos foram considerados os dados do círculo com raio de 150 km do radar de São Roque, conforme indicado na Figura 2.7. A função principal do radar é auxiliar o controle de tráfego aéreo dos Aeroportos de Congonhas e Cumbica . Esse radar coleta informações digitais a cada 15 minutos, tem um comprimento de onda de 0,109 m e uma largura de pulso de 1,99 graus. Foi fabricado pela empresa Tectelcom Aeroespacial Ltda. como parte do Projeto Alvorada do DECEA, que prevê a construção de uma rede de 10 radares meteorológicos na região centro-sul do Brasil. O primeiro radar RMT 0100D foi instalado no Sítio do Gama (DF) em 1997. Atualmente além do radar do Gama e São Roque estão em operação os radares de Pico do Couto (RJ), Morro da Igreja (SC), Santiago (RS) e Canguçu (RS). Para completar o Projeto Alvorada estão previstas as instalações dos radares de Chapada dos Guimarães (MG), Jaraguari (MS), Três Marias (MG) e Catanduvas (PR).

As principais especificações do Sistema RMT 0100D são:

Radar: tipo pulsado, Doppler, coerente na recepção, oscilador a magnetron coaxial.

Banda: S (2.7 GHz a 2.9 GHz).

Potência de pico: 850 kW.

Sensibilidade: Mínimo Sinal Detectável (*MDS*) = -114 dBm.

Capacidade de detecção: melhor que 12dBZ a 200km.

Largura do feixe: aproximadamente 2 graus.

Largura dos pulsos: Pulso Curto = 1 $\mu$ s; Pulso Longo = 2 $\mu$ s.

*PRF*: Pulso Longo = 250Hz a 400Hz; Pulso Curto = 400Hz a 1200Hz.

Tipo de Antena: Refletor parabólico sólido em alumínio com 4,0 m de diâmetro útil. (4,20 m de diâmetro externo).

Ganho da Antena: 38,6 dBi.

Aceleração Angular: 15°/s<sup>2</sup>.

Limites mecânicos de elevação: - 5° a 95°.

Modo de Operação: Local ou Remota.

### 2.3 O Radar de Bauru (IPMET)

O radar meteorológico de Bauru banda S Doppler, modelo EEC DWR-88S, pertence ao Instituto de Pesquisas Meteorológicas – IPMET - está localizado nas coordenadas de 22° 21' 36'' de latitude sul e 049° 01' 48'' de longitude oeste, instalado a uma altitude de 624 m. Existem duas serras relativamente próximas ao radar, com altitudes superiores a 1000 m: a Serra de Botucatu e a Serra de São Pedro. A Serra de Botucatu está localizada a aproximadamente 80 km a sudeste da posição do radar, e a Serra de São Pedro está localizada a cerca de 100 km a leste do radar. Os dados volumétricos do radar de Bauru foram fornecidos pelo IPMET para a área de alcance do radar de São Roque, equivalente ao círculo com 240 km de raio, conforme indicado na Figura 2.8.

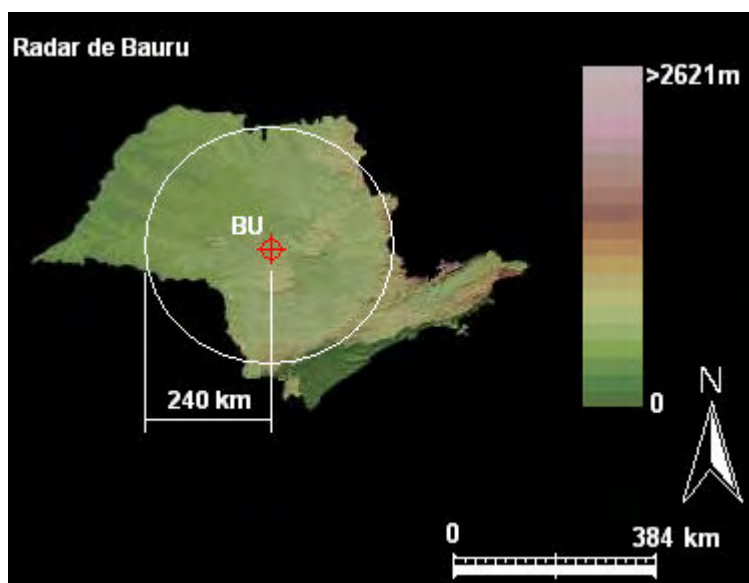


Figura 2.8 - Mapa do Estado de São Paulo, com a localização do radar meteorológico de Bauru do IPMET-UNESP, indicada pela cruz vermelha. O círculo interno, centrado no radar, mostra o raio de alcance de 240 km.

Fonte: Adaptada do sítio eletrônico <<http://www.cnpm.embrapa.br>>.

## 2.4 Qualidade das Informações Coletadas pelo Radar

Quando se faz medidas com radar meteorológico o eco resultante pode apresentar erros provocados por diferentes causas. Os limites dos ecos do radar não são os limites visuais da tempestade, pois o sistema consegue detectar apenas os hidrometeoros a partir de um determinado tamanho e concentração de partículas, que variam conforme as características do aparelho. A abertura do feixe principal pode provocar grandes incertezas na determinação da quantidade de precipitação, pois o volume iluminado aumenta com a distância. Isso faz com que locais distantes do radar possuam abertura do feixe tão grande de tal modo que uma nuvem inteira pode estar contida dentro do feixe. Também é comum ocorrer que somente parte da nuvem seja iluminada pelo feixe de micro-onda, deixando assim, uma grande parte sem preenchimento. A Figura 2.9 representa dois casos distintos, em A o feixe é totalmente preenchido pela precipitação, e portanto uma medida mais precisa da intensidade da precipitação é medida pelo radar. Já em B o feixe é parcialmente preenchido e a potência retro-espalhada que retorna à antena representa somente uma pequena porção do volume iluminado, comprometendo a qualidade da medição de precipitação.

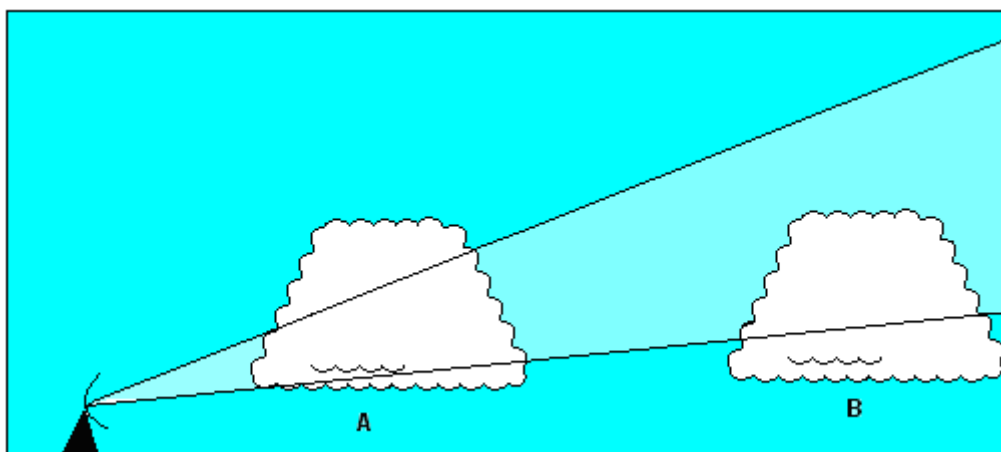


Figura 2.9 – Efeitos no preenchimento do feixe de micro-ondas.

Cerca de 90 % da potência total transmitida fica concentrada no ângulo sólido formado entre os feixes do lóbulo principal, porém, em situações especiais de posição da antena, os lóbulos laterais podem produzir distorções. A interação da energia eletromagnética

presente nos lóbulos laterais com o relevo, solo ou edifícios ao longo de sua trajetória produz medidas de refletividade que não estão relacionadas com a precipitação. Essas medidas são decorrentes dos chamados ecos de terreno (*clutter*) e ocorrem normalmente quando a antena apresenta baixas elevações. Normalmente os ecos de terreno têm características distintas dos ecos de precipitação e, devido sua localização quase sempre constante, são desconsiderados pelos operadores do radar.

Outros fatores interferem na qualidade dos dados do radar meteorológico. Devido à curvatura da terra o feixe do radar encontra a precipitação em diferentes alturas da nuvem, conforme a distância do alvo ao radar. Browning (1981) mostrou algumas fontes de erros na medida de precipitação por radar devido a esses efeitos, e que estão esquematizadas na Figura 2.10.

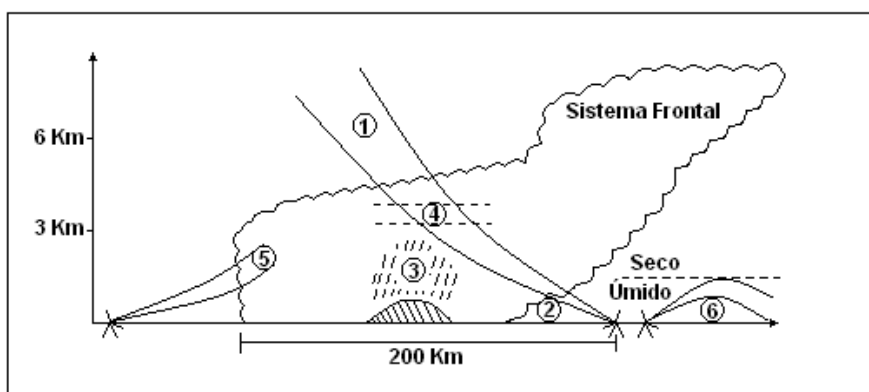


Figura 2.10 – Fontes de erros nas medidas de precipitação de um sistema frontal: 1) o feixe passa sobre precipitação rasa a longas distâncias; 2) evaporação em baixos níveis, sob o feixe; 3) intensificação orográfica da precipitação, em montanhas sob o feixe; 4) sinal do radar anormalmente alto, devido à banda brilhante provocado por gelo ou neve fundentes; 5) subestimação da intensidade de chuviscos devido a ausência de grandes gotas; 6) o feixe se curva devido às fortes variações locais no índice de refração do ar, quando atravessa regiões de propriedades termodinâmicas distintas.

Fonte: Baseada em Browning (1981).

French et al. (1995) observaram que existem muitas fontes de erros associadas com observações de refletividade do radar, tais como aquelas devidas a banda brilhante,

granizo e aproximações da distribuição do tamanho de gotas. Outras incertezas estão associadas à calibração do radar, ventos horizontais e verticais, atenuação por gases atmosféricos, chuva e pela água que escorre sobre a redoma protetora da antena (BROOCK, 2001).

## 2.5 O Produto *VIL*

A concentração de água líquida numa nuvem é de importância meteorológica considerável. Sua magnitude e distribuição espacial são fatores importantes no estudo da dinâmica das nuvens, pois indicam o grau de condensação e o desenvolvimento que ocorreu. Mudanças no conteúdo de água são importantes termodinamicamente porque são acompanhadas por grandes variações de energia (MASON, 1957).

A magnitude e a distribuição relativas do conteúdo de água líquida podem ser determinadas por medidas de radar se certas suposições forem feitas a respeito da distribuição do tamanho das gotas numa nuvem.

Uma distribuição de tamanho de gotas foi proposta por Marshall e Palmer (1948):

$$N(D_i) = N_0 \exp(-bD_i) \quad (2.25)$$

onde  $D_i$  é o diâmetro da gota,  $N(D_i)$  é o número de gotas de diâmetro  $D_i$ , e  $N_0$  e  $b$  são parâmetros da distribuição (interceptação do eixo das ordenadas e coeficiente de atenuação da função respectivamente).

Podemos relacionar o conteúdo de água líquida  $M$  com a refletividade do radar  $Z$ . Matematicamente  $M$  e  $Z$  são definidos por:

$$M = \frac{\rho_w \pi}{6} \int_0^x N(D_i) D_i^3 dD_i \quad \text{e} \quad (2.26)$$

$$Z = \int_0^x N(D_i) D_i^6 dD_i \quad (2.27)$$

onde  $x$  é o diâmetro da gota máximo e  $\rho_w$  é a densidade da água. Para estas equações o erro é pequeno se o limite de integração superior,  $x$ , é substituído por  $\infty$ . Assim:

$$M = \frac{N_0 \rho_w \pi}{6} \int_0^{\infty} \exp(-bD_i) D_i^3 dD_i = \frac{N_0 \rho_w \pi}{6} \frac{\Gamma(4)}{b^4} = \frac{N_0 \rho_w \pi}{b^4} e \quad (2.28)$$

$$Z = N_0 \int_0^{\infty} \exp(-bD_i) D_i^6 dD_i = \frac{N_0 \Gamma(7)}{b^7} = \frac{720 N_0}{b^7}. \quad (2.29)$$

Eliminando o parâmetro  $b$  dos campos de  $M$  e  $Z$  temos:

$$M = \frac{N_0 \pi \rho_w}{(720 \times 10^{18} N_0)^{4/7}} Z^{4/7}. \quad (2.30)$$

Para  $N_0 = 8 \times 10^6 \text{ m}^{-3} \text{ m}^{-1}$  (número de partículas por volume por intervalo de raio) e  $\rho_w = 10^6 \text{ g m}^{-3}$ ,

$$M = 3.44 \times 10^{-3} Z^{4/7} \quad (2.31)$$

onde as unidades de  $M$  são  $\text{g m}^{-3}$  e de  $Z$  é  $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ . O fator de  $10^{18}$  no denominador da Equação 2.30 foi utilizado para converter as unidades de  $Z$  de  $\text{m}^6 \text{m}^{-3}$  para  $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ .

Através da integração de  $M$  com a altura entre a base e o topo do eco, define-se o parâmetro  $VIL$  (conteúdo de água líquida integrado verticalmente) que tem unidade de massa por unidade de área (GREENE; CLARK, 1972), assim

$$VIL = \int_{base}^{topo} M dh = 3.44 \times 10^{-6} \int_{base}^{topo} Z^{4/7} dh, \quad (2.32)$$

onde  $h$  é a altura expressa em metros e  $VIL$  tem unidades de  $\text{kg.m}^{-2}$ .  $M$  e  $VIL$  representam a massa de gotas em um volume unitário e área unitária, respectivamente.

Observa-se que o parâmetro  $VIL$  apresenta uma dependência com as características da massa de ar atuante. Convecção em massas de ar frias produz granizo severo com relativamente baixos valores de  $VIL$ , enquanto que em massas de ar quentes podem não

produzir granizo severo com altos valores de *VIL*. Amburn e Wolf (1996) testaram o produto densidade de *VIL* (*DVIL*), que independe das características da massa de ar.

## 2.6 O produto *DVIL*

A hipótese de dividir o *VIL* ( $\text{kg m}^{-2}$ ) pelo topo do eco (m), criando um *VIL* normalizado chamado de *DVIL* foi testada por Amburn e Wolf (1996). O quociente é multiplicado por 1000 para produzir  $\text{g m}^{-3}$ . Portanto podemos escrever:

$$DVIL=(VIL/\text{Topo do eco})\times 1000 \quad (2.33)$$

Amburn e Wolf observaram que trovoadas com altos topos e com altos *VILs* nem sempre produzem grandes granizos e, trovoadas com baixos topos e com baixos *VILs* ocasionalmente podem produzir grandes granizos. Contudo, as refletividades máximas em ambos são similares quando ambos produzem similares tamanhos de granizos. Os resultados do estudo com o radar Doppler de Inola, instalado em Oklahoma nos Estados Unidos mostraram que  $DVIL \geq 3,5 \text{ g m}^{-3}$  tem probabilidade de detecção de granizo de 0,90.

Gomes e Held (2004) utilizaram o radar Doppler de Bauru para estudar a utilização do parâmetro *DVIL* (considerando o topo do eco de 10 dBZ) como indicador para tempestades potencialmente severas na área central do Estado de São Paulo. Concluíram que os valores de *DVIL* entre 2,3 e 3,3  $\text{g m}^{-3}$  poderia ser associado a tempestades produzindo ventos intensos e granizo, enquanto que para limiares de  $DVIL > 3,3 \text{ g m}^{-3}$ , poderia ser emitido um alerta de tempestade extremamente severa.

Outro ponto que deve ser considerado na análise do *DVIL* ou do *VIL* é nos casos de ocorrência da banda brilhante que pode incluir altos valores de refletividade nos níveis em torno do zero grau, que não correspondem necessariamente a uma quantidade de água que pode ser estimada pela Equação 2.32.

## 2.7 A variação $dh/dt$

Os sistemas convectivos apresentam um ciclo de vida bem característico e fortemente

relacionado com o crescimento e decréscimo do topo de nuvem. Machado et al. (2004) apresentam gráficos da variação de perfis de refletividade de radar e observam que a derivada da variação temporal da altura do topo da nuvem ( $dh/dt$ ) pode ser um bom descritor do ciclo de vida e da intensidade dos sistemas convectivos. Essa derivada pode ser associada ao movimento vertical no interior da camada de nuvem definida para um limiar utilizado. Por exemplo,  $dh/dt$  negativo, ilustra que um sistema precipitante teve um movimento descendente, por outro lado um  $dh/dt$  positivo ilustra um movimento ascendente. A magnitude deste sinal pode ser um preditor do comportamento da célula precipitante no instante futuro.

## **2.8 Técnicas de previsão *nowcasting***

A previsão *nowcasting* compreende etapas como a iniciação de tempestades, sua evolução e seu deslocamento. A maioria das técnicas desenvolvidas para a previsão *nowcasting* da atividade convectiva incorpora de alguma forma o rastreamento, com a extrapolação do deslocamento das tempestades. Existem técnicas utilizadas em previsão imediata utilizando radar meteorológico tais como, método do centróide, o da correlação cruzada e outros mais complexos que fazem uso das transformadas de Fourier (COLLIER, 1996). Estudos comparativos desses métodos (JACKSON, 1993) indicam que algoritmos utilizando correlação apresentam informações mais apuradas de velocidade e direção para grandes áreas de refletividade. Algoritmos utilizando o método do centróide podem seguir tempestades isoladas mais eficazmente e podem fornecer informações das características das células.

O método do centróide foi inicialmente desenvolvido por Wilk e Gray (1970) para ecos de radar. A técnica de identificação do centróide foi inicialmente aplicada utilizando-se o radar meteorológico *WSR-57* dos Estados Unidos a fim de estimar o movimento das tempestades e precipitações. Esta técnica identifica áreas de ecos contíguos acima de um determinado limiar de refletividade. Usando uma extrapolação linear, o centróide do eco de um determinado instante, pode ser combinado com outro centróide do tempo subsequente, e assim é calculado o movimento do eco. As dificuldades aparecem



quando os ecos se dividem ou se juntam, e técnicas de “*clustering*” têm sido desenvolvidas a fim de contornar esses erros (COLLIER,1996).

Um algoritmo que utiliza o método dos centróides foi chamado *SCIT*, *Storm Cell Identification and Tracking*, utilizado no radar meteorológico Doppler *WSR-88D*. Johnson et al (1998) descrevem a técnica utilizada para identificar, caracterizar, seguir e prever o movimento das células de tempestade identificadas em três dimensões. O algoritmo utiliza sete limiares de refletividade (30, 35, 40, 45, 50, 55 e 60 dBZ) para a identificação das tempestades em três dimensões. A identificação é feita por etapas, começando com uma dimensão, que identifica “segmentos” de tempestade ao longo de uma radial do radar. A seguir, depois que a última radial da varredura de uma elevação for processada, segmentos individuais são combinados em duas dimensões, baseados na proximidade espacial, formando componentes de área. Depois de processar todas as elevações, é identificado uma célula tridimensional de tempestade. No sistema *SCIT*, para uma determinada área de refletividade ser considerada uma célula de tempestade, tem que apresentar uma refletividade máxima de pelo menos 30 dBZ e possuir uma área horizontal de 5 quilômetros quadrados.

Dixon e Winer (1993) aprimoraram um sistema desenvolvido para aplicação em *nowcasting* do deslocamento de tempestades, baseado na metodologia de centróides, denominado *TITAN* (*Thunderstorm, Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting*). Este método define as tempestades como regiões tridimensionais de refletividades excedendo um determinado limiar e combinando-as de modo lógico, entre duas observações consecutivas de radar. O método usa como base as informações do radar em coordenadas cartesianas. Fusões e divisões são identificadas através de lógica geométrica considerando as posições e formas das tempestades. Por fim, as previsões são baseadas no ajuste linear considerando a história da tempestade em relação às suas posições e formas. Atualmente o sistema *TITAN* está sendo aplicado utilizando dados dos radares meteorológicos Doppler de Bauru e Presidente Prudente, do IPMET, Instituto de Pesquisas Meteorológicas.

Henry (1993) analisou o relacionamento entre duração da tempestade com o tamanho,

que foi medido pelo volume e refletividade máxima. Neste estudo, definiu-se tempestade com um limiar de refletividade máxima de pelo menos 35 dBZ e um volume mínimo de 50 km<sup>3</sup>, usando o algoritmo *TITAN*. Tempestades de uma única célula e de múltiplas células foram analisadas separadamente e as características das tempestades foram obtidas a cada 30 min. O estudo mostrou que tempestades com volumes maiores que 400 km<sup>3</sup> e refletividades máximas de 53 dBZ ou maiores, possuem um ciclo de vida médio de 30 min ou mais.

O *TRT* (*Thunderstorms Radar Tracking*), proposto por Hering et al. (2004), é um sistema de previsão imediata de tempestades, desenvolvido pela MeteoSwiss em colaboração com a Météo-France, para detecção automática, rastreamento e características das células convectivas intensas. O *TRT* utiliza imagens compostas da rede de radares Doppler, banda-C, da Suíça com resolução temporal de 5 min e espacial de 2 km. Operacionalmente 20 elevações do radar produzem uma varredura volumétrica originando um volume de dados Cartesianos consistindo de 12 *CAPPIs* entre 1 e 12 km de altura. Uma célula é definida como uma região de *pixels* de radar cuja refletividade excede determinado limiar. As trajetórias são criadas a partir de uma sequência de imagens de radar, indicando o movimento dos centros das células.

A diferença proposta por esta pesquisa com relação aos outros métodos existentes é o uso dos campos de *VIL*, para acompanhar as estruturas precipitantes com o sistema *FORTRACC*. O parâmetro *VIL* consegue separar as estruturas precipitantes mais intensas e não somente a precipitação mais intensa em um dado nível de altura (os dois casos foram testados com o *FORTRACC*).

### **2.8.1 O sistema *FORTRACC***

O *FORTRACC* é um método automático que se caracteriza pela determinação de trajetórias e ciclo de vida dos sistemas convectivos (SC), propondo a utilização de imagens *GOES-10* como base fundamental de dados. Esse sistema foi desenvolvido

baseado nos trabalhos de Machado et al. (1998 e 2004) que sugere que a área de expansão dos sistemas convectivos pode ser associada com a divergência dos ventos de altos níveis e seu ciclo de vida. O *FORTRACC* é utilizado operacionalmente na DSA/CPTEC definindo os SCs, a partir de imagens *GOES-10*, através dos limiares de temperatura de brilho de 235K e 210K. Além do acompanhamento dos SC, o método inclui a extrapolação das imagens a partir de um conjunto mínimo de três imagens anteriores.

Primeiramente, a imagem do satélite *GOES* é transformada em uma nova imagem cujos *pixels* são classificados segundo dois tipos de informações: temperatura menor que 235K (SC) ou maior que 235K (ausência de SC). Baseando-se nesta classificação é necessário aplicar um método que permita isolar os agrupamentos de *pixels* classificados como SC, identificando-os. Nesta etapa são eliminados os SCs com tamanhos menores que um número mínimo de *pixels* (atualmente 90 de 4X4 km<sup>2</sup>) de forma a permitir o monitoramento contínuo na escala de tempo das imagens (a cada 15 minutos).

Para cada SC são calculados, considerando os limiares de temperatura, os parâmetros morfológicos, radiativos e de localização, relativos aos SC anterior (VILA, 2003; MACHADO, 1998). Os parâmetros morfológicos calculados são: tamanho do SC (número de *pixels* e área em km<sup>2</sup>), levando em conta as coordenadas de latitude e longitude do centro geométrico do SC; raio efetivo do SC; fração convectiva e número de células convectivas (CC - aglomerados de *pixels* que possuem a temperatura de brilho imediatamente mais baixa que o limiar inferior, no caso 210K); tamanho das cinco maiores CCs encontradas no SC; eixo de inércia; inclinação e excentricidade. Os parâmetros radiativos calculados são: as temperaturas média e mínima do sistema e a temperatura média das cinco maiores células convectivas. A localização baseia-se nas coordenadas do centro geométrico das cinco maiores CCs, na data e hora da ocorrência.

O método de identificação de um mesmo SC no tempo "t" e nas imagens sucessivas em "t+Δt" é baseado no critério de mínima superposição da área dos SC em imagens sucessivas (MATHON; LAURENT, 2001). O número de pixels mínimo para considerar

a continuidade do SC utilizado na DSA é de pelo menos 15% dos pixels para um  $\Delta t = 15$  minutos. Se a superposição for menor, o sistema não é considerado como sendo o mesmo sistema no tempo anterior.

O cálculo da velocidade do SC é feito nos casos em que existe continuidade do sistema. É calculada a diferença da posição do centro de massa no instante "t" e do instante "t+ $\Delta t$ " dividido por " $\Delta t$ ". A partir desta informação é possível gerar uma lista que descreve a variação temporal do SC durante seu ciclo de vida desde sua primeira detecção até a dissipação completa, constituindo uma família.

A partir do estudo estatístico das famílias geradas a partir de um conjunto de dados, o trabalho concentra-se no estudo da variável  $1/A * (\partial A / \partial t)$ . Este parâmetro é indicativo do crescimento (ou decrescimento) relativo do sistema com respeito a sua área média em um intervalo de tempo  $\Delta t$ . Se o valor é positivo o sistema está em processo de expansão e em caso de negativo seu estado é de dissipação. Machado e Laurent (2004) descrevem as equações que estimam o modelo do ciclo de vida de um SC, definindo a variável  $1/A * (\partial A / \partial t)$  como sendo tipicamente uma reta:

$$1 / A * (\partial A / \partial t) = mt + b \quad (2.34)$$

Os valores de  $m$  e  $b$  dependem do tempo de vida total do sistema.

Assim é definido o ciclo de vida dos sistemas baseando-se na informação estatística do comportamento destes, que se baseia na classificação dos sistemas de acordo com o tempo total de seu ciclo de vida. Para cada classificação foi calculado o valor médio de expansão inicial, o tempo em que o parâmetro  $1/A * (\partial A / \partial t)$  esteve próximo a zero (mínima expansão) e o tempo de finalização do SC. O resultado é um conjunto de retas com o valor de  $1/A * (\partial A / \partial t)$  para cada classificação considerada.

A primeira estimativa do tempo total do ciclo de vida de um SC que apresenta continuidade é feita a partir da expansão inicial. De acordo com o modelo de previsão proposto, a área que o sistema terá nas próximas horas depende do valor do parâmetro de expansão. Este valor é calculado com base na expansão inicial do sistema e no

conjunto de retas. Dado o tempo decorrido desde o início do ciclo de vida do SC e a expansão atual, é calculado um ponto no espaço expansão-tempo onde existe o conjunto de retas. Uma vez que este ponto encontra-se externo ao conjunto de retas, ele é induzido a utilizar a reta mais próxima para representar a sua expansão. No entanto se o ponto encontra-se em meio às duas retas o programa calcula uma nova reta, por interpolação das duas retas definidas, que representa a sua expansão. Atualmente os SC são classificados, segundo o seu tempo estimado de vida, em SC com duração menor que 2 horas, com duração entre 2 e 8 horas e com mais que 8 horas, conforme o conjunto de retas representado na Figura 2.11. Uma descrição detalhada deste método encontra-se no trabalho de Vila et al. (2008).

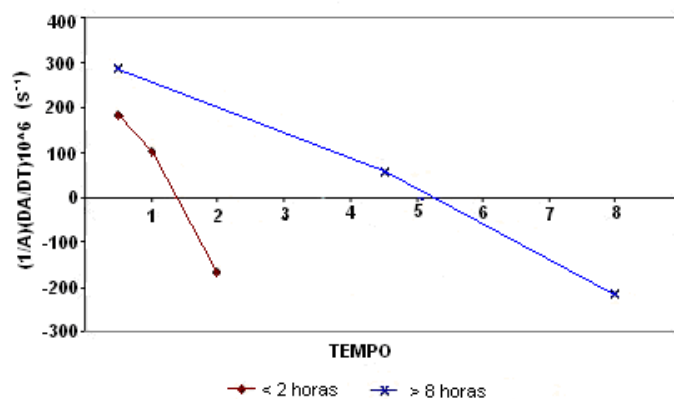


Figura 2.11 – Variação da área do SC em função do tempo de vida.

Fonte: Adaptada de Machado et al. (2003).

## 2.9 Tipos de Tempestades Convectivas

Byers e Braham (1949) basicamente classificaram as tempestades convectivas em dois tipos: tempestades de massa de ar e linhas de tempestades. Mais recentemente, Weisman e Klemp (1986) dividiram as tempestades em três categorias: de células simples, multicélulas e supercélulas.

Tempestades de células simples ou de massa de ar são aquelas usadas para descrever pequenas nuvens *cumulonimbus* isoladas, produzidas por convecção local em uma massa de ar instável. Apresentam um ciclo de vida bem característico com três estágios: estágio inicial ou de *cumulus*, maturidade e dissipação (BYERS; BRAHAM, 1949). Na

fase inicial, conforme mostrado na Figura 2.12 (a), a nuvem apresenta correntes ascendentes, com maior velocidade no centro ( $\sim 10 \text{ m s}^{-1}$ ), nas bordas ocorre a mistura com o ar ambiente. Não há presença de raios nem precipitação, em geral o radar meteorológico não detecta esta fase. A fase madura (Figura 2.12 (b)) caracteriza-se pelo aparecimento de raios e início da pancada de chuva. A precipitação organiza a corrente descendente por arrasto. O ar seco exterior, que penetra na nuvem por entranhamento produz evaporação das gotículas, provocando um resfriamento (o ar torna-se mais denso) e acelera a corrente descendente, conforme indicado na parte direita da Figura 2.12 (b). Como a nuvem apresenta-se orientada verticalmente, devido ao fraco cisalhamento, a precipitação cai próxima à corrente ascendente. A corrente ascendente, então começa a erosionar, dando início a fase de dissipação. Nesta fase, o topo da nuvem atinge a tropopausa e se espalha horizontalmente, conforme indicado na Figura 2.12 (c). Ocorre o predomínio de correntes descendentes, formando em superfície, uma massa de ar mais fria e úmida, terminando assim, o ciclo de vida da tempestade (WALLACE; HOBBS, 2006).

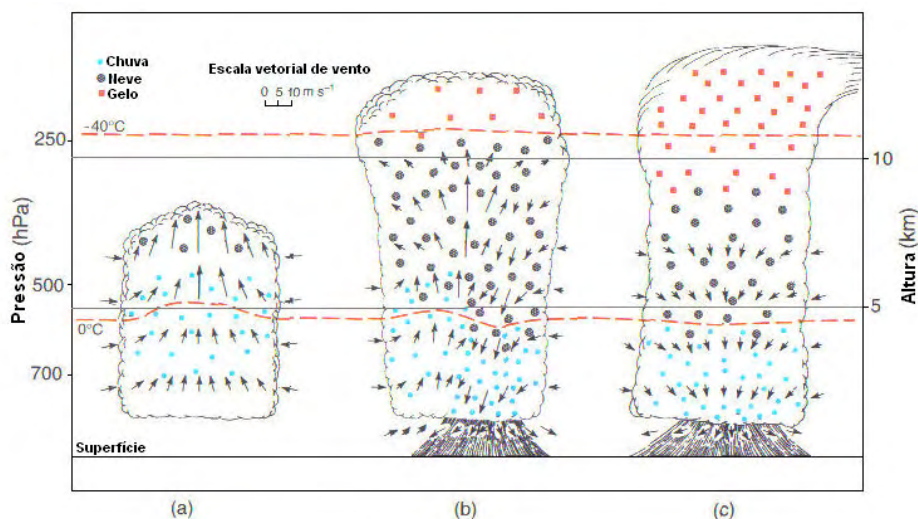


Figura 2.12 - Esquema de uma tempestade de célula simples em três estágios de desenvolvimento (a) estágio de *cumulus*, (b) estágio maduro, e (c) estágio de dissipação. As isotermas de 0° e -40° estão indicadas em cor laranja.

Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs (2006).

Tempestades multicelulares são caracterizadas pela sucessão de células, cada uma evoluindo com seu ciclo de vida próprio, formando um aglomerado de nuvens. Uma característica das tempestades multicelulares é a presença de uma frente de rajada, onde o ar quente e úmido da camada limite é levantado pelo ar mais denso e frio, que diverge quando as correntes descendentes atingem a superfície. Novas células tendem a se formar ao longo do avanço da frente de rajada, sustentando a tempestade multicelular. Browning (1977) chama essas novas células de ‘células filhas’, sendo que essas novas células periféricas, formadas de *cumulus congestus* se deslocam em direção ao sistema de tempestade e se fundem com a ‘célula mãe’.

Um modelo de uma tempestade multicelular é mostrado na Figura 2.13 com coordenadas movendo-se com a tempestade. Novas células convectivas são geradas quando o ar levantado pela frente de rajada, alcança o nível de livre convecção, e assim começa a elevar-se pela força de empuxo. Formam-se em ambientes com forte cisalhamento vertical, onde as correntes ascendentes e descendentes estão desacopladas e dotadas de certa organização. As correntes ascendentes atingem a tropopausa e se espalham lateralmente, levando os cristais de gelo e formando a bigorna. Em alguns casos essa corrente é tão intensa que penetra a estratosfera criando um domo de nuvem (*overshootings*).

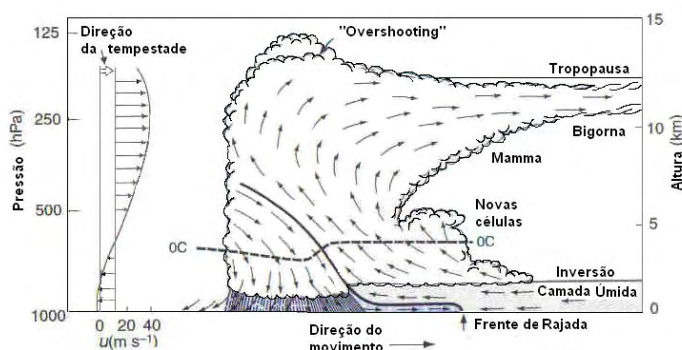


Figura 2.13 - Esquema de uma tempestade multicelular desenvolvendo-se em um ambiente de forte cisalhamento vertical do vento.

Fonte: adaptado de Wallace e Hobbes (2006).

Tempestades supercélulas apresentam uma característica que as distingue das outras, que é a corrente ascendente rotacional (WEISMAN; KLEMP, 1986). A rotação induz a formação de um mesociclone (isto é, região de pressões mínimas) dentro da corrente ascendente (WALLACE; HOBBS, 2006). São o tipo mais destruidor dentre todos. Supercélulas podem produzir fortíssimos ventos e até tornados. Destacam-se pela sua persistência, 2 a 6 horas, em um sistema de uma única célula. As correntes ascendentes podem exceder  $40 \text{ m s}^{-1}$  capazes de sustentar grandes pedras de granizo. A estrutura de uma típica tempestade supercélula é revelada pela imagem de radar, como mostrado no esquema da Figura 2.14. A forte assimetria dos padrões nos níveis mais baixos reflete o predomínio do deslocamento da tempestade para a direita. Outra característica observada com o radar é a presença de uma região de fracos ecos (RFE) entre 4 e 7 km de altura, no local correspondente às correntes ascendentes rotacionais.

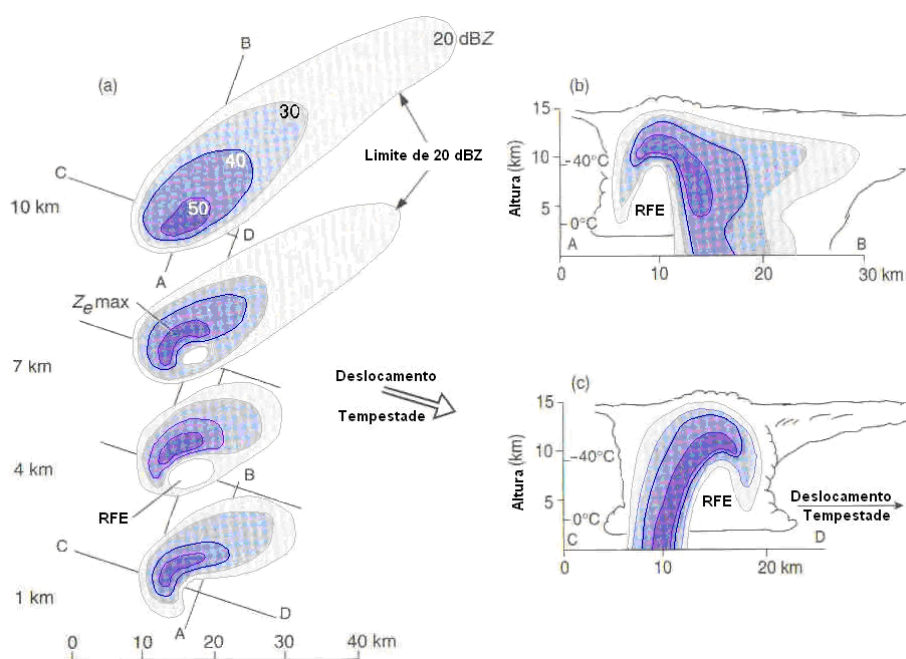


Figura 2.14 - Esquema básico de uma imagem composta de radar para tempestades supercélulas. A Figura da esquerda representa seções transversais horizontais e a Figura da direita, seções transversais verticais. A escala de refletividade está em dBZ. RFE são regiões de fracos ecos e  $Z_e \text{ max}$  indicam as regiões de ecos mais fortes.

Fonte: Adaptado de Houze (1993).



### 2.9.1 Tempestades Severas

Tempestades severas são tempestades capazes de gerar granizo grande (com pedras de 2 cm ou mais de diâmetro ao atingirem a superfície) e/ou rajadas de vento com força destrutiva (velocidade de 50 kt / 26 m s<sup>-1</sup>) e ou tornados (JOHN; DOSWELL, 1992; MOLLER, 2001). Vale ressaltar que este padrão foi estudado para a América do Norte.

A região que compreende as latitudes médias e subtropicais da América do Sul a leste dos Andes apresenta condições potencialmente favoráveis à ocorrência de tempestades severas (BROOKS, 2003), um dos fatores é a presença de jato de baixos níveis (JBN) de norte, pois efetua o transporte de umidade proveniente da Amazônia (BERRI; INZUNZA, 1993) e permite o acoplamento entre escoamento de jatos de baixos e altos níveis, que é um mecanismo relevante para as tempestades (UCCELLINI, 1979).

A ocorrência de tempestades severas é consequência de uma combinação favorável entre correntes de ar e campos termodinâmicos de larga escala e de fatores geográficos (LUDLAN, 1963). Nos trópicos e na estação quente em latitudes mais altas, as trocas verticais efetuadas pela convecção profunda são o principal método da atmosfera recuperar o balanço, entre o aquecimento da superfície por ondas curtas e o esfriamento atmosférico por ondas longas (LILLY, 1975).

Além dos mecanismos dinâmicos, as tempestades severas necessitam para sua origem e desenvolvimento, de distribuições verticais favoráveis de temperatura e umidade (FAWBUSH; MILLER, 1952; LUDLAM, 1966). Essas estratificações características levam a estudos que procuram identificar parâmetros termodinâmicos que sirvam como previsores de tempestades severas (SHOWALTER, 1953; ZAWADSKI et al., 1981).

Nas regiões tropicais, onde os gradientes horizontais de temperatura são fracos, o nível de atividade convectiva está intimamente relacionado com a estratificação térmica e de vapor d'água (BETTS, 1974). Num ambiente propício para o desenvolvimento de tempestades severas tem-se uma camada de ar quente e úmido em baixos níveis sobreposta por uma camada de inversão térmica e, da média para a alta troposfera, tem-

se ar seco com taxa de esfriamento vertical próxima à da adiabática seca. A inversão contribui para a severidade dos distúrbios convectivos, pois enquanto estiver presente, inibe a penetração para cima do ar da camada úmida permitindo somente a formação de pequenos *cumulus* e *stratocumulos*. Devido ao aquecimento diurno e/ou à advecção horizontal, o ar sob a inversão se torna progressivamente mais quente e úmido, ao mesmo tempo em que a média e alta troposfera se tornam mais frias, formando-se uma condição de alta instabilidade condicional e convectiva na região. Quando a inversão é eliminada por levantamento de larga escala ou por algum mecanismo local a instabilidade é liberada rápida e violentamente provocando convecção profunda.

As não-uniformidades da superfície tais como montanhas, vales, litoral, grandes lagos, etc. podem exercer um forte controle no desenvolvimento de tempestades convectivas através de circulações locais de mesoescala (HILL; BROWNING, 1979; PIELKE, 1981).

Através de observações de imagens de satélite (PURDOM, 1973), verifica-se que a existência de nevoeiro ou nuvens baixas pela manhã exerce um forte efeito organizador na convecção da tarde. Neste caso a explicação que se propõe é de que a região coberta de nuvens tem seu ciclo de aquecimento superficial diurno atrasado em relação às áreas vizinhas, levando a uma divergência de massa e de umidade em baixos níveis, provocando um forte desenvolvimento de nuvens convectivas nas áreas onde não havia nuvens.

As variações de umidade e de temperatura observadas na camada limite provocadas por irregularidades na superfície, como por exemplo, o efeito de ilha de calor de grandes cidades, podem também ser o responsável pelo desenvolvimento de tempestades severas (HARNACK; LANDSBERG, 1975).

Nascimento (2004) discutiu a previsão de tempestades severas no Brasil, utilizando parâmetros convectivos e modelos de mesoescala. Sugere uma discussão sobre o que é uma tempestade severa dentro do contexto brasileiro. Por exemplo, as tempestades

típicas de verão produzem grande volume de precipitação e inundações repentinas, apesar de suas correntes verticais não serem tão intensas como uma tempestade severa clássica de latitudes médias. Ressaltou que os meteorologistas australianos incluem inundações repentinas e chuvas intensas na definição de tempo severo (MILLS; COLQUHOUN, 1998) e concluiu que para a previsão de tempo severo no Brasil é necessário: 1) conhecer melhor os ambientes atmosféricos sinóticos e de mesoescala propícios ao desenvolvimento de tempestades severas no Brasil, 2) estudar procedimentos que maximizem a extração de informação relevante dos dados observados e de modelos de mesoescala que identifiquem estes ambientes atmosféricos visando uma implementação operacional.

### **2.9.2 – Sistemas convectivos que são desenvolvidos ou atravessam o Estado de São Paulo**

Vários sistemas locais, tropicais ou mesmo extratropicais são desenvolvidos ou simplesmente atravessam o Estado de São Paulo:

- sistemas convectivos de mesoescala com origem no Paraguai que estão muitas vezes associados com jatos de baixos níveis naquela região (DUQUIA; SILVA DIAS, 1994),
- linhas de instabilidades originárias do Mato Grosso do Sul (SALES; PEREIRA FILHO, 2000),
- vórtices ciclônicos associados à atividades convectivas na América do Sul (GAN; RAO, 1991).

Além dos sistemas sinóticos que se propagam sobre o Estado de São Paulo, outros sistemas associados à circulação local também contribuem para a formação de sistemas convectivos, tais como:

- frentes de brisa marítima (PEREIRA FILHO, 2000),
- aquecimento diferencial da superfície devido ao “efeito da ilha de calor urbana” (VICENTE et al., 2002),
- sistemas convectivos severos provocando microexplosões ou tornados

(MASSAMBANI et al., 1992; MENEZES e SILVA DIAS, 1998; AMORIM et al., 1999).

Gandú (1984) fez uma análise estatística de ecos de radar utilizando o radar de São Roque entre janeiro de 1979 e março de 1980 e verificou que o regime de precipitação na região é determinado principalmente pelas condições de larga escala. Os ecos individuais observados na região leste do Estado de São Paulo apresentam uma tendência geral de deslocamento de oeste para leste com velocidade média de  $7 \text{ m s}^{-1}$ . Os diâmetros variaram de 1 a 30 km, com um valor médio de 6,6 km.

### 3 DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 Obtenção dos dados

Para a realização deste estudo foram obtidos os dados do radar meteorológico de São Roque do DECEA e do radar meteorológico de Bauru do IPMET-UNESP. Os dados de radar são originados através de varreduras volumétricas, conforme mostrado no esquema da Figura 3.1, onde o feixe do radar é apontado para um ângulo de elevação definido e mantido constante durante uma rotação em azimute completa (giro em torno do eixo vertical), em velocidade constante. Cada campo de refletividades obtido dessa maneira é chamado de *PPI* (*Plan Position Indicator*). O feixe é então movido para um novo ângulo de elevação e nova rotação é executada. Após um número definido de rotações, o espaço varrido pelo feixe é formado por um conjunto de “cascas” cônicas sobrepostas, cada uma com espessura determinada pela abertura do feixe principal do radar.

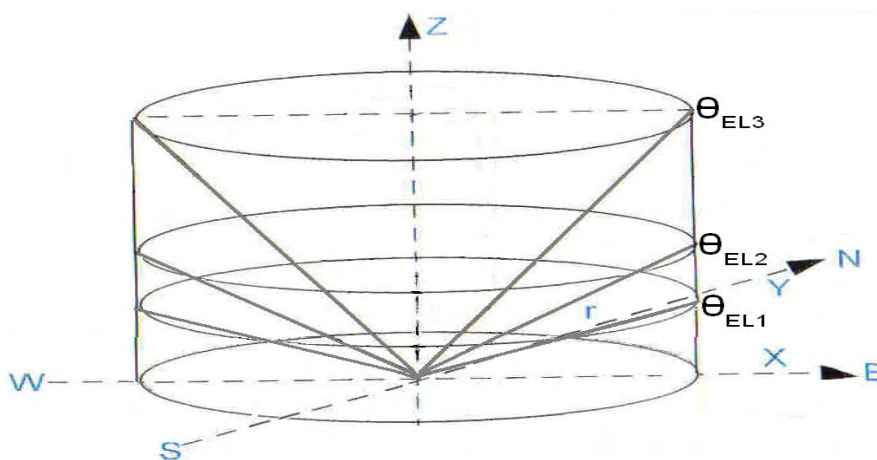


Figura 3.1 - Esquema de varredura volumétrica do radar meteorológico.

As estratégias de varreduras volumétricas para os radares meteorológicos de São Roque (15 elevações) e Bauru (16 elevações) estão representadas na Figura 3.2 considerando-se uma atmosfera em condições de refração padrão.

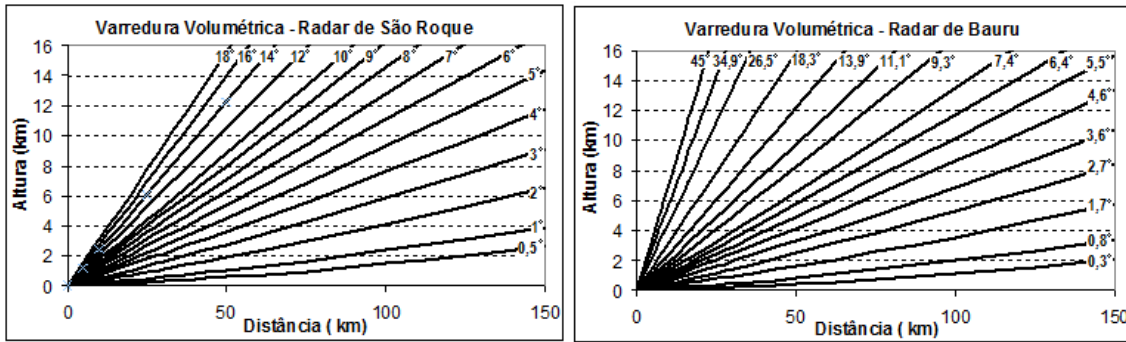


Figura 3.2 – Receitas de varredura para obtenção do volume tridimensional de dados.

O arquivo volumétrico de dados do radar apresenta informações do ângulo de azimute, elevação e distância de cada volume iluminado (*bin*) onde estão os hidrometeoros. Também fornece informações da refletividade dos alvos, e nos radares Doppler, velocidade radial média e largura espectral de velocidades. Estes dados estão em coordenadas polares, centrado no radar e com o norte como referência angular de azimute, conforme indicado no esquema da Figura 3.1. Através da utilização de algoritmos, as coordenadas polares são transformadas em coordenadas cartesianas, pelo processo chamado de ‘Método de Amostragem Tridimensional’ (ANAGNOSTOU et al., 2000). Nesse método, o espaço tridimensional em coordenadas polares é preenchido com ‘cubos’ em coordenadas cartesianas com resolução de  $1 \times 1 \text{ km}^2$  na horizontal e 1 km na vertical. Assim, cada cubo recebe determinado peso, de acordo com a relação entre seu volume e o volume ocupado pelo *bin*. Se o volume de um cubo, corresponde a 50% do volume do *bin*, então receberá como peso o valor 0,5, se o volume englobar todo o *bin*, receberá como peso o valor 1,0. Para distâncias próximas ao radar, onde o feixe tem pequena abertura, verifica-se que somente parte do volume do cubo é preenchido pelo *bin*, conforme indicado na Figura 3.3.

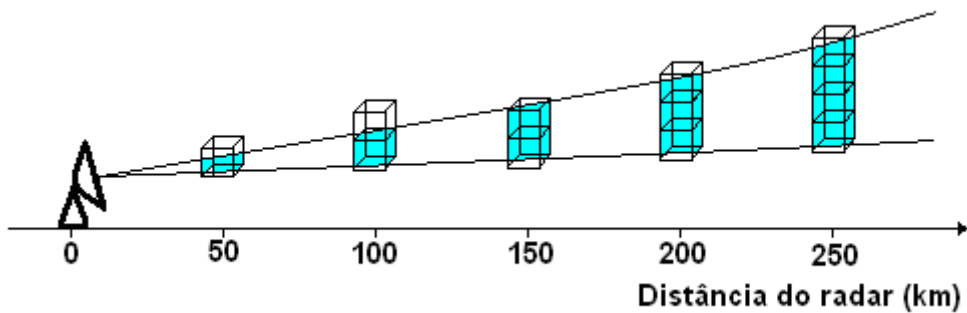


Figura 3.3 - Esquema mostrando o preenchimento do feixe pelos cubos.

A medida que a distância aumenta, torna-se necessário mais cubos para preencher o feixe, devido ao aumento da largura do feixe. Além disso, com o aumento da distância do radar, o feixe torna-se mais alto devido ao efeito da curvatura da terra. Considerando-se uma atmosfera em condições padrão de refração, para um ângulo de elevação  $\theta_e$  de  $0,5^\circ$ , pode-se relacionar a distância do alvo ( $r$ ) com a altura do feixe ( $h_p$ ) através da Equação (3.1) (COLLIER, 1996):

$$h_p = \frac{r^2 \cos^2 \theta_e}{2 \times \frac{4}{3} \times R_t} + r \sin \theta_e \quad (3.1)$$

Onde  $R_t$  é o raio médio da terra. Para uma distância de 150 km e considerando  $R_t$  igual a 6373 km tem-se que  $h = 2,6$  km. Somando-se a esse valor a altitude do radar de São Roque (1,15 km) temos uma altitude do feixe aproximadamente igual a 3,7 km. Portanto, a fim de obter resultados mais precisos, a distância de 150 km foi escolhida para limitar a região de alcance do radar de São Roque, onde os dados foram trabalhados.

### 3.2 Área de Estudo

A área de estudo está localizada dentro do raio de cobertura qualitativa, de 150 km, do radar meteorológico do DECEA instalado no município de São Roque a 1147 m de altitude, região sudeste do Estado de São Paulo, coordenadas de  $23^\circ 36'$  de latitude sul e  $47^\circ 06'$  de longitude oeste. Após a análise dos parâmetros e determinação do índice de

severidade, o índice foi testado para área de cobertura do radar do IPMET, de 240 km de raio, situado na cidade de Bauru, localizada nas coordenadas de 22° 22' de latitude sul e 49° 02' de longitude oeste, instalado a uma altitude de 624 m.

### 3.3 Seleção dos Dados

O período utilizado para a pesquisa foi o de novembro e dezembro de 2005, janeiro de 2006, novembro e dezembro de 2006. O período dos dados do radar de Bauru foi o mês de dezembro de 2006 a partir do dia 25, e os meses de janeiro, fevereiro e março de 2007. Inicialmente, foi feito um levantamento das estações meteorológicas de superfície disponíveis dentro da área de cobertura qualitativa do radar meteorológico de São Roque, correspondente ao círculo de raio de 150 km. As estações meteorológicas do DECEA estão indicadas na Tabela 5.1. Após a aquisição dos dados dessas estações, foram selecionados os períodos com registro de trovoadas, granizo, chuva forte ou rajadas, indicativos de tempo severo. Para esse trabalho considera-se chuva forte, uma intensidade de precipitação acima de 25 mm h<sup>-1</sup> até 50 mm h<sup>-1</sup>.

Tabela 3.1 - Estações Meteorológicas do DECEA, situadas dentro da área de cobertura de 150 km do radar de São Roque.

Nome	Indicativo	Lat.	Lon.	Fonte	Distância ao radar
Campinas	SBKP	23° 00' S	47° 08' W	Redemet	68 km
Marte	SBMT	23° 30' S	46° 38' W	Redemet	48 km
São Paulo	SBSP	23° 37' S	46° 39' W	Redemet	50 km
Guarulhos	SBGR	23° 26' S	46° 28' W	Redemet	58 km
Santos	SBST	23° 56' S	46° 18' W	Redemet	90 km
São José dos Campos	SBSJ	23° 14' S	45° 52' W	Redemet	132 km

Com o desenvolvimento do Método de Amostragem Tridimensional, foi adaptado um algoritmo para transformar os dados brutos volumétricos de refletividade do radar



banda-S, em campos de refletividade com altura constante denominados de *CAPPIs* (*Constant Altitude Plan Position Indicator*). O algoritmo original foi obtido através do convênio firmado entre as instituições DECEA/CPTEC/USP na área de radar meteorológico. O espaço tridimensional de refletividades compreende uma grade de 150 pontos de latitude e 150 pontos de longitude, formando *pixels* de  $2 \times 2$  km<sup>2</sup> de resolução espacial, com 15 níveis de altura (CAPPIs) variando de 2 até 16 km, cada nível com separação de 1 km de espessura. Cada varredura do radar de São Roque dura aproximadamente 7,5 minutos. Os dados do radar são disponibilizados a cada 15 minutos.

Com os dados de refletividade do *CAPPI* de 3 km, foram selecionados visualmente casos de chuva forte, com valores de refletividade superiores a 45 dBZ equivalente a aproximadamente 25 mm h<sup>-1</sup> pela relação de Marshall e Palmer (1948). Em seguida, esses casos foram comparados com os registros de tempo significativo no sítio eletrônico do CPTEC. A Divisão de Operações do CPTEC (DOP) adota o seguinte procedimento: os dados indicativos de tempo severo, antes de serem incluídos no sítio eletrônico, são analisados pelos técnicos e previsores, comparados com imagens de satélite ou radar e, quando há coerência com os dados analisados, são disponibilizados para o público em geral. Assim, foram selecionados 20 casos de tempo severo para esta pesquisa.

Tempo severo foi definido para este trabalho, como qualquer evento meteorológico que causou algum tipo de dano à superfície como granizo (GRZ), ventos de rajada (RJD), cisalhamento do vento – *windshear* (WS), enchentes ou alagamentos (ALAG). Nos dados obtidos de granizo não havia informação do diâmetro. Uma boa discussão sobre definição de tempo severo no Brasil, com uma revisão atualizada dos parâmetros convectivos, pode ser encontrada no trabalho de Nascimento (2005).

Na seleção dos 20 casos (Tabela 3.2), para a análise do período de ocorrência do evento, considerou-se 45 minutos antes do evento ter início e 45 minutos depois do evento ter terminado. Os eventos indicados não foram todos aqueles que ocorreram durante o período de estudo, mas sim aqueles para os quais havia dados disponíveis de radar.

Tabela 3.2 - Seleção dos Eventos Significativos que ocorreram no Estado de São Paulo.

Caso	Data	Hora do Início (GMT)	Hora do Término (GMT)	Evento – Local de Ocorrência
01	04/11/2005	10:15	20:30	GRZ - São Paulo
02	23/11/2005	14:30	20:45	GRZ - São Paulo
03	18/12/2005	16:00	23:45	GRZ - Itú
04	21/12/2005	16:00	00:45	ALG - São Paulo
05	22/12/2005	14:30	19:45	GRZ - São Paulo
06	24/12/2005	13:15	23:15	ALG - São Paulo
07	03/01/2006	00:30	03:45	ALG - São Paulo
08	10/01/2006	15:00	21:15	GRZ - São Paulo
09	11/01/2006	15:30	23:45	GRZ - Ibiúna, Piedade
10	01/11/2006	13:15	20:30	RJD - 18:00Z - SBKP
11	06/11/2006	16:15	20:00	RJD - 21:20 – SBKP
12	18/11/2006	14:15	23:30	ALG - São Paulo

(continua)

Tabela 3.2 – Conclusão.

Caso	Data	Hora do Início (GMT)	Hora do Término (GMT)	Evento – Local de Ocorrência
13	20/11/2006	19:15	20:30	GRZ - Rio Claro
14	25/11/2006	16:30	01:15	RJD - 19:52Z - SBGR
15	27/11/2006	14:15	19:30	RJD -17:35Z - SBMT
16	28/11/2006	17:45	23:00	WS -20:00Z - SBSP
17	29/11/2006	17:30	23:00	RJD - 17:25Z - SBGR
18	04/12/2006	15:00	22:30	ALG – São Paulo
19	06/12/2006	17:00	22:45	GRZ – São Paulo
20	15/12/2006	17:00	22:30	GRZ – São Paulo

### 3.4 Filtragem dos dados do radar de São Roque

Com a visualização dos *CAPPIs* do radar de São Roque verificou-se que havia muitos valores espúrios, se caracterizando por faixas descontínuas radiais variando desde 5 até 50 dBZ, estendendo-se verticalmente causados possivelmente por problemas mecânicos de funcionamento do radar. Os ruídos nos *CAPPIs* foram propagados e observados nos campos de *VIL*, conteúdo de água líquida integrado verticalmente. Fez-se uma média de diversos campos de *VIL*, e verificou-se através de observação visual que os ruídos eram de natureza aleatória.

A fim de implementar filtros para diminuir ou eliminar os efeitos dos ruídos foram obtidas imagens das alturas máximas de 20, 35 e 40 dBZ para que as estruturas

precipitantes fossem visualizadas, e assim escolher os filtros que afetassem o mínimo possível tais estruturas.

As estruturas precipitantes apresentam grande variação em intensidade, área e ciclo de vida (ROGERS, 1979). Existem diferenças entre precipitação convectiva e estratiforme causadas por processos microfísicos na formação da precipitação e magnitude dos movimentos verticais dentro da nuvem. Precipitação estratiforme existe quando o movimento vertical no interior da nuvem é pelo menos uma ordem de grandeza menor que a velocidade terminal das partículas de neve (HOUGHTON, 1968). Portanto, as partículas de gelo nas regiões mais altas devem precipitar enquanto crescem, pois não são sustentadas ou carregadas para cima. Nos processos convectivos, os movimentos verticais são da ordem de  $1-10 \text{ m s}^{-1}$  ou mais, igualando ou excedendo as velocidades terminais típicas dos cristais de gelo.

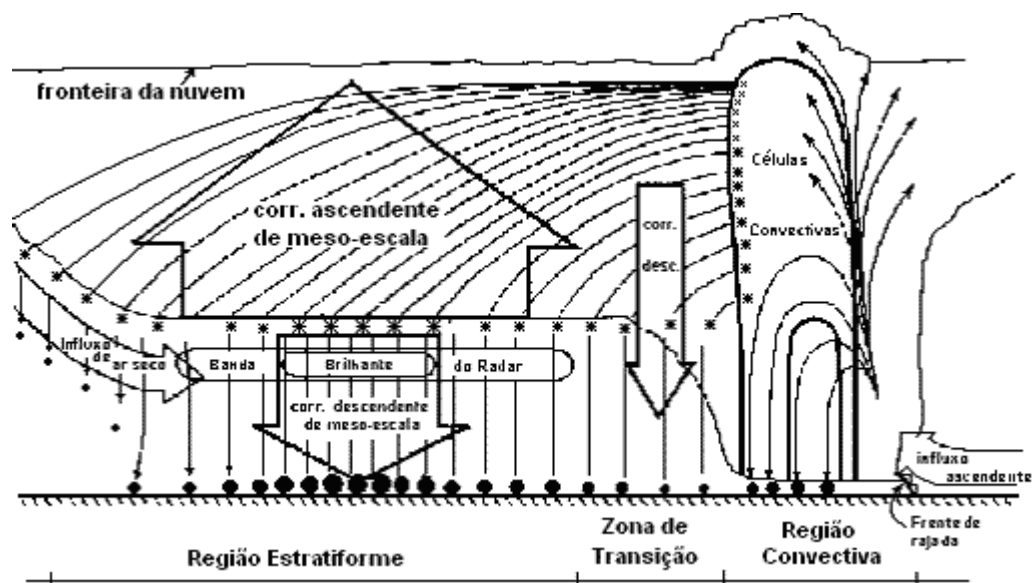


Figura 3.4 - Modelo conceitual da trajetória da precipitação e movimentos verticais médios através de um corte vertical de uma linha de instabilidade. Asterísticos representam os hidrometeoros e os círculos cheios a intensidade da precipitação (círculos grandes - precipitação intensa; círculos pequenos - precipitação fraca).

Fonte: Adaptada de Biggerstaff e House (1993).

Biggerstaff e House (1993) elaboraram um modelo conceitual de um corte transversal de uma linha de instabilidade (Figura 3.4) indicando o campo de refletividade de radar. As células convectivas são caracterizadas por ecos de radar intensos e verticais. Os hidrometeoros da região estratiforme passam pela camada de degelo (região em torno de 0°C), derretem e formam uma região horizontal de altas refletividades, conhecida como banda brilhante do radar.

Baseando-se nos perfis médios de refletividade para regiões estratiformes (SHIN et al., 1999) e convectivas (MACHADO et al., 2005) foi implementado um filtro de modo a afetar o mínimo possível as estruturas precipitantes. A Figura 3.5 mostra os perfis de refletividade estratiforme médios para as 4 estações, entre janeiro de 1998 a janeiro de 1999, usando o satélite *TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)*. A região de estudo está indicada no lado direito da Figura 3.5.

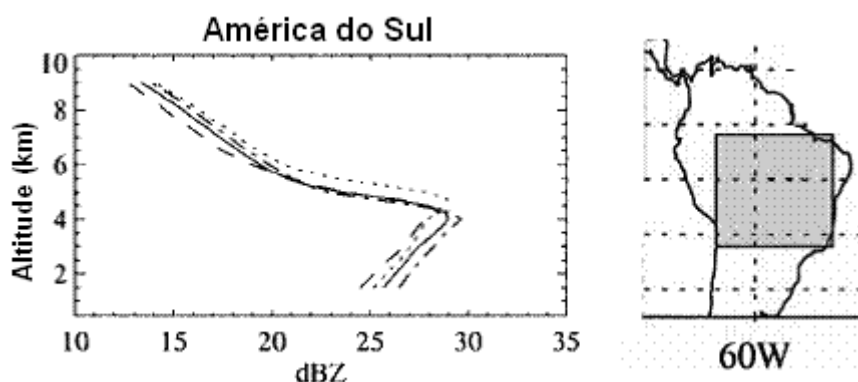


Figura 3.5 - Perfis médios de refletividades para precipitação estratiforme para as quatro estações: (sólido) jan., (pontilhado) abr., (tracejado) jul. e (tracejado-pontilhado) out. de 1998 para a região indicada no mapa.

Fonte: Adaptada de Shin et al (1999).

A Figura 3.6 mostra o perfil de refletividade médio para precipitação convectiva no estágio maduro, para o período de 16 de setembro a 7 de novembro de 2002. Foi usado um radar banda S, e a região de estudo está indicada ao lado. Observando-se esses perfis, nota-se que a altura da refletividade média máxima está entre 3 e 5 km para ambos os casos, precipitação convectiva e estratiforme.

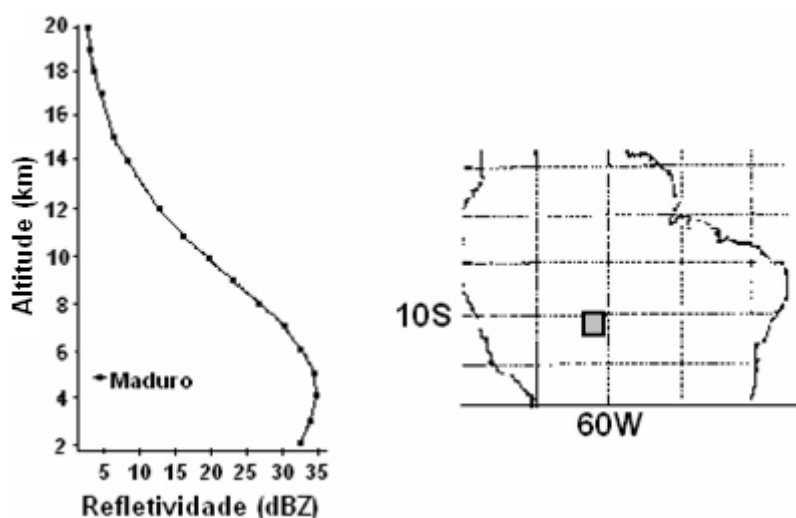


Figura 3.6 - Perfil médio de refletividades para precipitação convectiva durante estágio maduro, para o período de 16 de setembro a 7 de novembro 2002 para a região indicada no mapa.

Fonte: Adaptado de Machado et al.(2005).

Assim, criou-se um filtro que atua numa coluna atmosférica com a seguinte característica: se a refletividade for menor que 20 dBZ em 3, 4 e 5 km de altura e maior que 20 dBZ em cada uma das seguintes alturas: 12, 13, 14, 15 e 16 km. Se uma coluna apresentar estas condições é considerada ruído e substituída pela coluna sem ruído mais próxima. Portanto, os principais sistemas precipitantes, tanto convectivos como estratiformes são pouco afetados por esse filtro, pois se caracterizam por regiões com valores médios de refletividades maiores que 20 dBZ próximo de 4 km e valores menores que 20 dBZ acima de 12 km de altura conforme indicado nas Figuras 3.5 e 3.6.

A Figura 3.7 mostra a aplicação desse tipo de filtro em um campo de alturas máximas de 20 dBZ, do dia 26 de Novembro de 2006 as 02:30Z, para os pixels situados entre 46 e 150 km do radar de São Roque. O campo da esquerda na Figura 3.7 mostra uma condição sem o filtro. Os ruídos em forma de faixas radiais estão situados a sudoeste do radar. Observa-se que esses ruídos diminuem com a aplicação do filtro conforme mostrado no campo da direita da Figura 3.7. A aplicação do filtro não retira a totalidade

dos ruídos, porém não afeta a estrutura da precipitação, indicada pelos topos dos ecos de 20 dBZ.

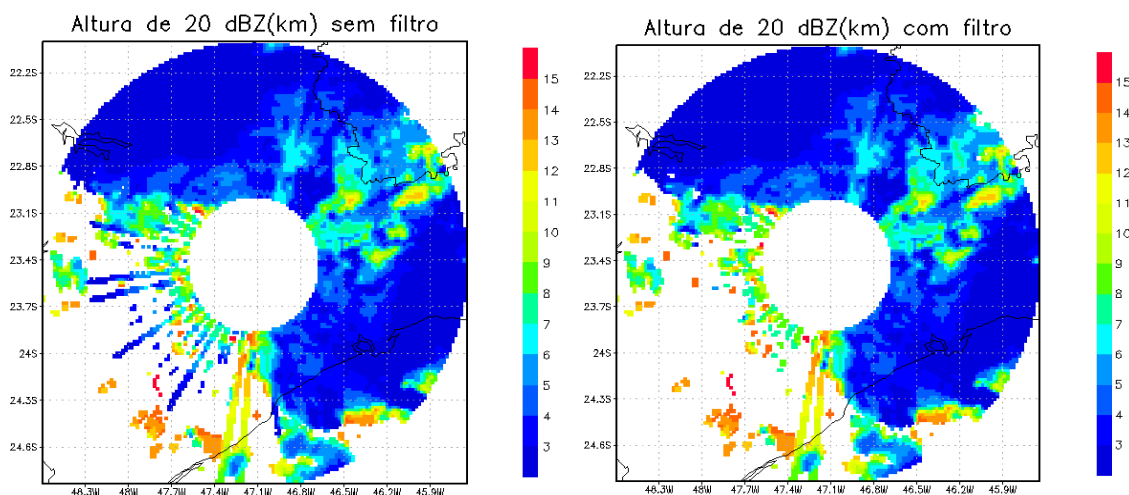


Figura 3.7 – Campo da altura máxima de 20 dBZ, para o dia 26 de Novembro de 2006 as 02:30Z, entre 46 e 150 km do radar de São Roque. A Figura da esquerda está sem a aplicação do filtro e a da direita foi aplicado o filtro.

### 3.5 Cálculo do *VIL* e *DVIL*

Basicamente o método consiste em obter a distribuição espacial das refletividades dos ecos dentro da área de 150 km de raio do radar meteorológico, formando uma grade cartesiana de 2 km de resolução horizontal, com 15 níveis de altitude (*CAPPIs*) variando de 2 até 16 km. Após a obtenção dos *CAPPIs*, fez-se a filtragem dos dados de refletividades, conforme descrito na seção 3.4. A fim de se obter uma diminuição do efeito da fusão do gelo (banda brilhante), no aumento dos valores de refletividade e consequentemente no valor do *VIL*, foi realizado um truncamento nos valores, ou seja, considerou-se todos os valores de refletividade acima de 56 dBZ como sendo iguais a 57 dBZ, conforme o trabalho de Hering et al. (2006). As refletividades são convertidas em quantidade de água líquida e depois integradas para a determinação do *VIL*. Assim, com o processamento de dados tridimensionais do radar tem-se a extração de campos bidimensionais de *VIL*. O campo do *VIL* é obtido pela seguinte fórmula computacional:

$$VIL = \sum 3.44 \times 10^{-6} [(Z_i + Z_{i+1})/2]^{4/7} \times \Delta h \quad (3.2)$$

onde  $VIL$  tem unidade de massa por área ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ),  $Z_i$  ( $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ) é a refletividade no nível  $j$  e  $\Delta h$  é a espessura da camada, em metros. A refletividade é uma variável que depende do número total de alvos (gotas) e é proporcional à sexta potência do diâmetro do alvo. Portanto, altos valores de refletividades implicam em altos valores de  $VIL$ , indicando a presença de grandes conteúdos de água líquida.

O parâmetro  $DVIL$  é calculado dividindo o  $VIL$  ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ) pelo topo do eco (m) e multiplica-se o resultado por 1000 para transformar a unidade em  $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ . Foi utilizado o valor de 10 dBZ como topo do eco. Gomes e Held (2004) utilizaram o limiar de 10 dBZ para o cálculo do  $DVIL$ , em um estudo na região de cobertura do radar de Bauru.

### 3.6 Comparação dos dados dos radares de São Roque e Bauru

Os valores de refletividade obtidos com o radar meteorológico de Bauru, quando comparados com os valores de refletividade derivados do satélite *TRMM*, apresentaram uma diferença estatística em torno de  $-6$  dBZ (Anagnostou et al, 2000). Por sua vez, Costa em 2007 constatou que o radar de São Roque apresenta uma diferença média de refletividade de  $+6,97$  dBZ em relação ao radar a bordo do satélite *TRMM*. A fim de verificar se estas discrepâncias permanecem, foram utilizados dados de varreduras volumétricas dos dois radares (Bauru e São Roque) para calcular o campo de  $VIL$  em uma região contida no espaço de intersecção dos dois radares meteorológicos.

Escolheu-se um evento em que havia estruturas precipitantes na área de intersecção dos dois radares: Bauru e São Roque. A data e hora escolhida foi 13:00 Z do dia 20 de janeiro de 2007. No interior da área de intersecção dos dois radares foi delimitada uma região de estudo compreendida entre  $-22,78^\circ$  e  $-22,75^\circ$  de latitude e entre  $-48,18^\circ$  e  $-48,15^\circ$  de longitude. Para cada *CAPPI* entre 6 e 10 km de altura (separados de 1 km), foram tiradas as médias dos valores de refletividade  $Z$  ( $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ ) e posteriormente transformados em dBZ, compreendidas na região de estudo, para os dois radares. Os



*CAPPIs* entre 6 e 10 km foram escolhidos para evitar os efeitos da banda brilhante (em torno de 4,5 km de altura) e do cone cego do radar (na área de cobertura escolhida acima de 11 km de altura), respectivamente. Assim, foram calculadas as diferenças entre essas refletividades médias dos dois radares, para cada nível entre 6 e 10 km. Em seguida foi feita uma média das diferenças entre as refletividades e no caso, obteve-se o valor de 12,47 dBZ, ou seja, próximo ao valor de 12,97 dBZ, obtido quando são somadas as diferenças de refletividade entre os dois radares, conforme os trabalhos de Costa (2007) e Anagnostou et al. (2000).

A Figura 3.8a mostra como ficou o campo de *VIL* as 13:00Z, com os dados de Bauru sem o ajuste da diferença de 12,47 dBZ entre os valores de refletividades dos radares de Bauru e de São Roque. Nota-se que os valores de *VIL* não ultrapassam 10 kg.m<sup>-2</sup>.

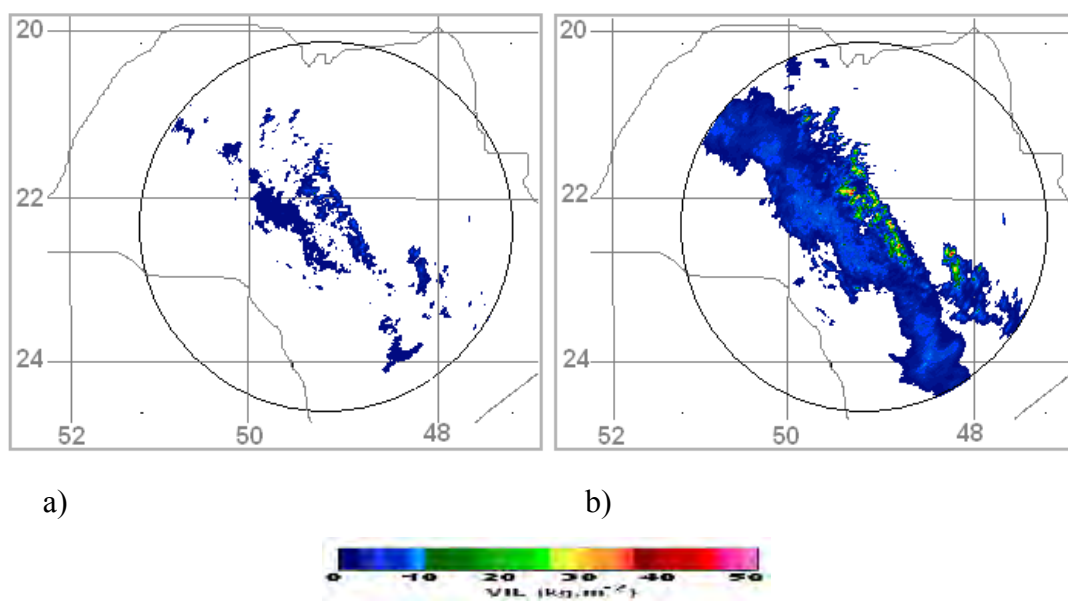


Figura 3.8 – Campos de *VIL* para o radar de Bauru sem o ajuste (a) e com o ajuste (b) de 12,97 dBZ nos valores das refletividades.

Com o ajuste, mostrado na Figura 3.8b, observa-se que os campos de *VIL* apresentam algumas áreas com altos valores, ultrapassando 40 kg.m<sup>-2</sup>, indicando as regiões com formações mais intensas. Na Figura 3.8 foram incluídos os limites do Estado de São Paulo e o limite da cobertura (240 km) do radar de Bauru. A Figura 3.9a mostra o

campo de *VIL* para a cobertura do radar de São Roque, com 250 km de raio. A Figura 3.9b indica o mosaico formado pelos dois radares. A região que foi escolhida para a verificação das diferenças, está indicada com um pequeno quadrado vermelho, no interior da área de intersecção dos dois radares compreendida entre  $-22,78^\circ$  e  $-22,75^\circ$  de latitude e entre  $-48,18^\circ$  e  $-48,15^\circ$  de longitude, conforme mostrado em destaque.

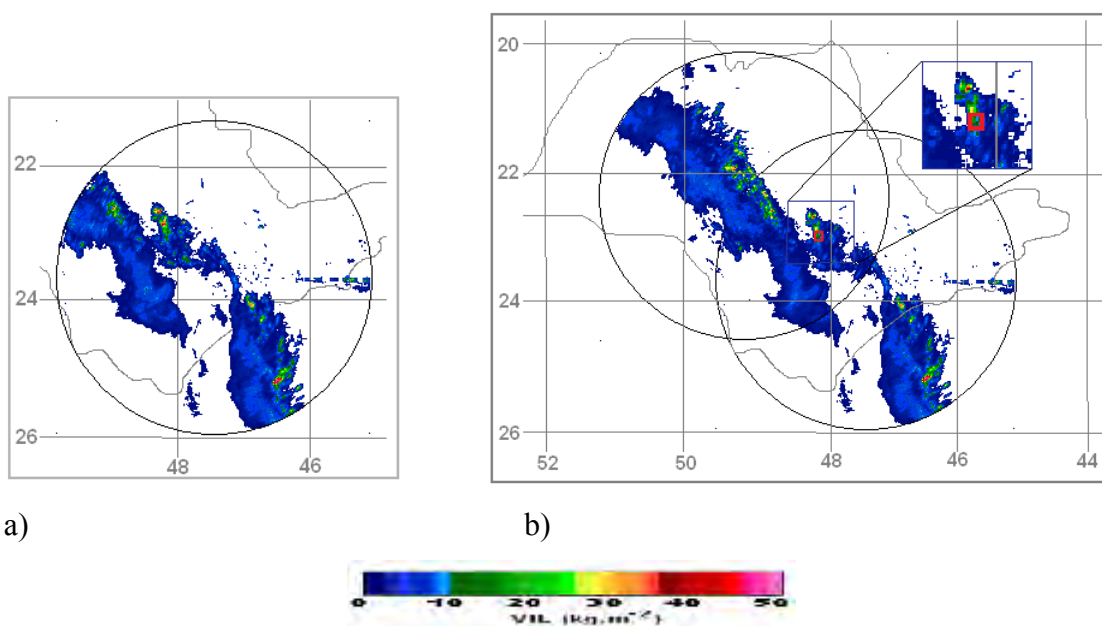


Figura 3.9 - Campos de *VIL* para o radar de São Roque (a) e mosaico formado pelos radares de São Roque e Bauru (b) com os valores das refletividades ajustados.

Portanto, uma vez verificado que a diferença entre as refletividades medidas pelos dois radares permanece, os dados de Bauru foram ajustados em +6 dBZ e os dados de São Roque em -7 dBZ conforme os trabalhos de Anagnostou et al (2000) e Costa (2007).

### 3.7 Adaptação do *FORTRACC*

#### 3.7.1 *FORTRACC* – *VIL*

##### 3.7.1.1 Definição do limiar

O limiar de 235 K de temperatura de brilho, utilizado no *FORTRACC*-satélite (*FORTRACC* que utiliza imagens de satélite) para definir o SC, foi modificado para

acompanhamento de estruturas em campos de *VIL*. No caso do campo de *VIL*, utilizou-se o limiar de  $10 \text{ kg m}^{-2}$ , a fim de separar os núcleos de maior intensidade na região do radar. Breidenbach et al. (1995) utilizaram o limiar de  $10 \text{ kg m}^{-2}$  como valor inicial na investigação de potencial de tempo severo. A partir da definição do limiar são gerados aglomerados de *pixels (clusters)* para todas aquelas estruturas cujo tamanho em pixels seja superior a um valor mínimo, definido como 10. Esse valor de 10 *pixels* ( $2 \times 2 \text{ km}^2$ ), corresponde a uma área de  $40 \text{ km}^2$  e equivale a uma célula de tempestade com diâmetro de cerca de 7 km, que está próximo ao valor médio encontrado por Gandú (1986) para tempestades isoladas, observadas pelo antigo radar de São Roque, porém abaixo dos 10-30 km de diâmetro médio encontrado por Byers e Braham (1949), para células de tempestades individuais. Importante notar, que o *FORTRACC*-satélite identifica os SC, como aglomerados de pixels que possuam a temperatura de brilho imediatamente mais baixa que o limiar inferior, no caso 235 K. Já para o *FORTRACC*-radar, a identificação das estruturas precipitantes é baseada nos aglomerados de pixels que possuam valores de *VIL* superiores a  $10 \text{ kg m}^{-2}$ .

### 3.7.1.2 Obtenção das curvas de expansão

Para observar a tendência de crescimento e desenvolvimento das estruturas de *VIL*, foi feito um estudo estatístico dos ciclos de vida das estruturas de *VIL*, que passamos a chamar de famílias, geradas a partir de um conjunto de dados, para obter a variável  $1/A * (\partial A / \partial t)$ . Este parâmetro é indicativo do crescimento (ou decréscimo) da estrutura de *VIL*, com respeito a sua área média (*A*) em um intervalo de tempo correspondente a 15 minutos. Se o valor é positivo a estrutura está em processo de expansão e se é negativo seu estado é de dissipação. Machado e Laurent (2004) verificaram que o ciclo de vida de um SC pode ser caracterizado por retas que relacionam expansão com duração do tempo de vida do SC.

O estudo estatístico baseia-se na classificação em grupos das estruturas de *VIL* de acordo com o tempo total de seu ciclo de vida. Para cada classificação foi calculado o valor médio de expansão inicial, o tempo em que o parâmetro  $1/A * (\partial A / \partial t)$  esteve próximo a zero (mínima expansão) e o tempo de finalização da estrutura de *VIL*. O

resultado do estudo estatístico é um conjunto de curvas com o valor de  $1/A * (\partial A / \partial t)$ , para cada grupo, de acordo com o tempo total do seu ciclo de vida: menor que 0,75 horas, entre 0,75 e 1,64 horas e acima de 1,64 horas, conforme a Figura 3.10.

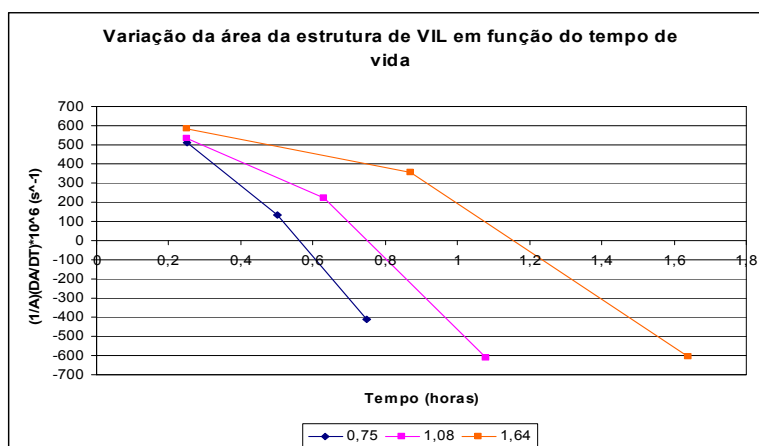


Figura 3.10 – Variação relativa da área com o tempo de acordo com o tempo de vida das estruturas de *VIL*. Valores positivos indicam crescimento, valores negativos significam decrescimento das estruturas de *VIL*.

Para o levantamento das curvas, e com o objetivo de obter-se um conjunto mais homogêneo para estudar as características físicas, foram selecionadas as famílias que não sofreram o processo de divisão ou fusão. Posteriormente foram excluídas as famílias com nascimento dentro da borda de 10 km da área de cobertura do radar, pois estas famílias poderiam afetar a estatística sobre os parâmetros morfológicos do sistema, já que parte dela poderia estar fora dos limites considerados na imagem, e também, a fim de evitar que as estruturas que tiveram o nascimento fora da imagem, ao penetrar na área de cobertura, fossem caracterizadas como sistemas novos em expansão. Adicionalmente se exigiu que as famílias tivessem ao menos 4 membros, isto é, tempo de vida de pelo menos 45 minutos (0,75 horas). Para o período de estudo, e após a filtragem, foram selecionadas 114 famílias, para as quais foram levantadas as curvas de expansão da Figura 3.10.

### **3.7.2 FORTRACC – dBZ**

#### **3.7.2.1 Definição do limiar**

O *FORTRACC* também foi utilizado para o monitoramento de estruturas de precipitação presentes nos campos de refletividade. Os dados volumétricos do radar foram transformados em campos de refletividade a altitude constante (*CAPPI*) com resolução de  $2 \times 2 \text{ km}^2$ . O *CAPPI* selecionado foi o de 3,0 km de altitude, pois está em uma altitude relativamente mais baixa, e proporciona uma boa indicação da precipitação que ocorre na superfície. Para determinar as estruturas precipitantes, foi estabelecido o limiar de refletividade de 20 dBZ, correspondente a precipitação de 0,65 mm/h pela relação Z-R de Marshall e Palmer. A partir da definição desse limiar foram gerados aglomerados de pixels (clusters) para todas aquelas estruturas cujo tamanho em pixels seja superior a um valor mínimo, definido como 10 (mesmo tamanho utilizado para as estruturas de *VIL*, seção 3.7.1.1).

#### **3.7.2.2 Obtenção das curvas de expansão**

Para o levantamento das curvas de expansão das estruturas de 20 dBZ, utilizou-se a mesma metodologia usada para o levantamento das curvas de expansão das estruturas de *VIL*, ou seja, baseou-se na classificação em grupos das estruturas de 20 dBZ de acordo com o tempo total de seu ciclo de vida. Para cada classificação foi calculado o valor médio de expansão inicial, o tempo em que o parâmetro  $1/A * (\partial A / \partial t)$  esteve próximo a zero (mínima expansão) e o tempo de finalização da estrutura de 20 dBZ. O resultado do estudo estatístico é um conjunto de curvas com o valor de  $1/A * (\partial A / \partial t)$ , para cada grupo, de acordo com o tempo total do seu ciclo de vida: menor que 0,75 horas, entre 0,75 e 1,09 horas e acima de 1,73 horas, conforme a Figura 3.11. Para a obtenção das curvas de expansão foram selecionadas 103 famílias.

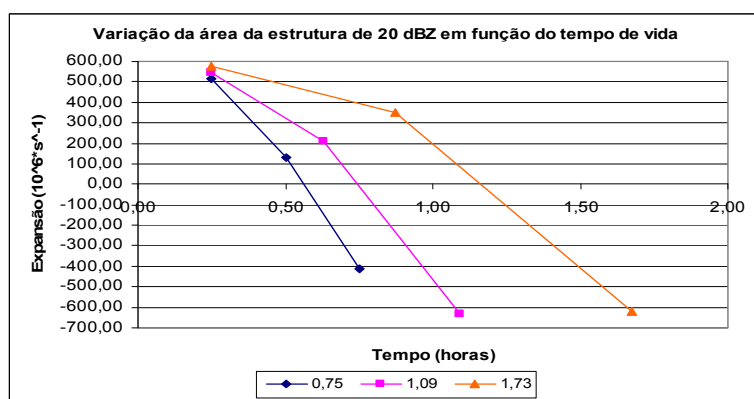


Figura 3.11 – Variação relativa da área com o tempo de acordo com o tempo de vida das estruturas precipitantes. Valores positivos indicam crescimento, valores negativos significam decréscimo das estruturas de 20 dBZ.

Com a obtenção das curvas de expansão com o *FORTRACC-VIL* e *FORTRACC-dBZ*, Figura 3.10 e Figura 3.11 respectivamente, nota-se a diferença entre os valores de expansão inicial para sistemas convectivos de mesoescala, obtidos com dados de satélite e os valores de expansão inicial das estruturas de *VIL* e das estruturas precipitantes de 20 dBZ, obtidos com dados de radar. Para os SCs têm-se valores de expansão inicial aproximadamente entre  $200 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  e  $300 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  (Figura 2.11) e para as estruturas obtidas com o radar tem-se valores aproximadamente entre  $500 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  e  $600 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  de acordo com o tempo de duração do ciclo de vida. O *FORTRACC* para considerar um sistema convectivo numa imagem de satélite, monitora somente aqueles sistemas que tenham pelo menos 90 pixels ( $4 \times 4 \text{ km}^2$ ) de tamanho. Já o *FORTRACC* para considerar estruturas de precipitação com imagens de radar, monitora aquelas estruturas que tenham pelo menos 10 pixels ( $2 \times 2 \text{ km}^2$ ) de tamanho. Portanto o *FORTRACC*-radar apresenta uma melhor resolução espacial e consegue monitorar o crescimento explosivo inicial das estruturas precipitantes, observadas nas imagens de radar.

### 3.8 Índice de Severidade

Os parâmetros analisados para a obtenção do índice de severidade foram o *VIL*, o *DVIL*, máxima refletividade vertical (*MAX REF*), altura da máxima refletividade (*ALT MAX*

*REF*) e a diferença de altura entre o nível de 45 dBZ e o nível de congelamento (0°C), daqui em diante denominada de altura de Waldvogel (1979) (*ALT WALDVOGEL*) para caracterizar células com potencial para produzir granizo. Dos 20 casos selecionados de tempo severo, 10 serviram como controle e 10 foram utilizados para testar os parâmetros de severidade. Para cada caso de tempo severo foram analisados os campos de *VIL* de 45 minutos, antes da hora de ocorrência do caso significativo até 45 minutos depois. Foi identificada com o *FORTRACC*, a família responsável pela ocorrência do evento. Baseando-se no valor de *VIL* máximo da estrutura precipitante, tomou-se a média dos pixels: de máximo valor e dos 4 pixels vizinhos com maiores valores de *VIL*. Fez-se isso para todos os outros parâmetros. Assim, obteve-se uma evolução dos parâmetros com o tempo, 45 minutos antes da ocorrência do evento severo até 45 minutos depois, conforme mostrado na Figura 3.12, para os 10 casos selecionados como controle. Os valores dos parâmetros indicados estão normalizados. O horário da ocorrência do evento está indicado pelo tempo 0.

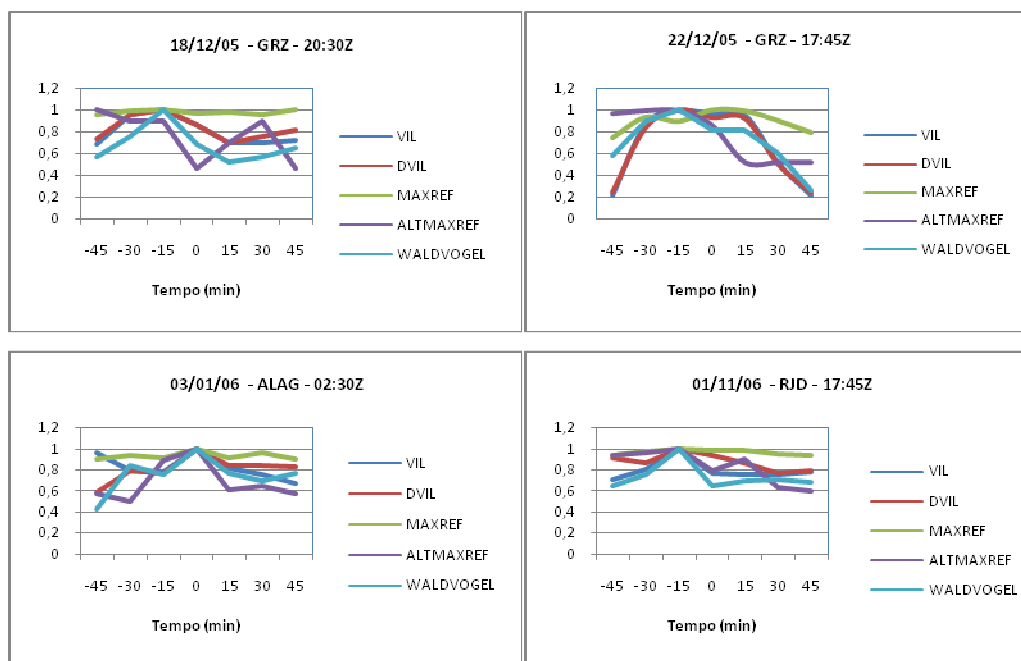


Figura 3.12 – Evolução temporal dos parâmetros para os 10 casos de controle.

(continua)

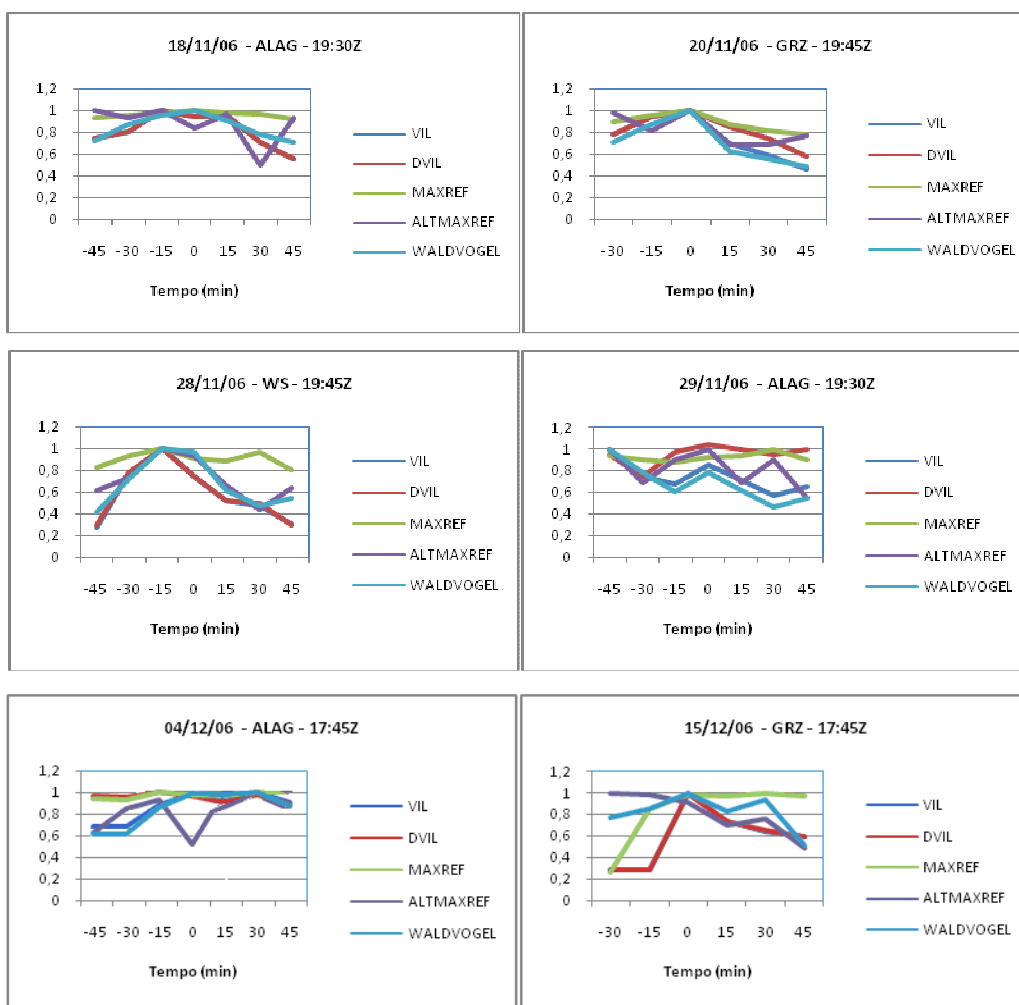


Figura 3.12 – Conclusão.

De maneira geral estes gráficos mostram um acréscimo dos valores dos parâmetros antes do horário do evento e um decréscimo depois da ocorrência do evento. Os máximos valores dos parâmetros de quase todos os casos, encontram-se dentro do intervalo de tempo entre 15 minutos antes do registro do evento e 15 minutos após a ocorrência.

Em seguida, foram analisados os parâmetros para o horário de ocorrência do evento severo. Com os dados dos 10 casos seleccionados de controle, foram obtidos os limiares mínimos para os parâmetros de severidade, para que um pixel fosse caracterizado como de tempo severo. Utilizou-se como limiares mínimos a média menos 1,5 vezes o desvio padrão, de cada limiar, como mostrado na Tabela 3.3.



Tabela 3.3 – Parâmetros para os 10 casos considerados de controle.

	18/12/05	22/12/05	03/01/06	01/11/06	18/11/06	20/11/06	28/11/06	29/11/06	04/12/06	15/12/06			
<b>Parâmetro</b>	<b>GRZ</b>	<b>GRZ</b>	<b>ALAG</b>	<b>RJD</b>	<b>ALAG</b>	<b>GRZ</b>	<b>WS</b>	<b>RJD</b>	<b>ALAG</b>	<b>GRZ</b>	<b>MEDIA</b>	<b>DESVIO</b>	<b>M-1,5DP</b>
VIL(kg/m <sup>2</sup> )	32,4	45,4	30,6	26,9	47,5	61,4	26,8	41,8	34,5	63,0	41,0	13,3	21,1
DVIL(g/m <sup>3</sup> )	2,0	2,8	1,9	2,2	3,0	3,8	1,7	2,6	2,2	3,9	2,6	0,8	1,4
MAX REF(dBZ)	55,1	59,1	56,6	55,4	57,8	64,0	53,5	54,8	55,2	60,2	57,2	3,2	52,4
ALT MAX REF(km)	5,6	6,6	5,6	4,8	3,2	7,6	7,0	8,6	5,0	8,8	6,3	1,8	3,6
ALT WALDVOGEL(km)	5,7	7,4	4,8	4,0	9,8	9,2	7,1	10,5	8,9	11,3	7,9	2,5	4,2
Índice	1,4	1,8	1,3	1,2	1,7	2,2	1,4	2,0	1,6	2,4			

Na sequência foram atribuídos pesos iguais para cada parâmetro e foi obtida a Equação 3.3 com os 10 casos de controle:

$$\begin{aligned} \text{ÍNDICE} = & \frac{VIL(\text{kg} / \text{m}^2)}{5 \times 21} + \frac{DVIL(\text{g} / \text{m}^3)}{5 \times 1,4} + \frac{MAXREF(\text{dBZ})}{5 \times 52} + \frac{ALTMAXREF(\text{km})}{5 \times 3,6} + \\ & \frac{ALTWALDVOGEL(\text{km})}{5 \times 4,2} \end{aligned} \quad (3.3)$$

Assim, com o estudo para os 10 casos de controle, podemos dizer que um *pixel* pode ser considerado com potencial para tempo severo, quando o seu índice de severidade for igual ou maior que 1,2. Esse índice foi aplicado para os 10 casos de teste e conseguiu identificar 90% dos eventos de tempo severo, conforme mostrado na Tabela 3.4.

Tabela 3.4 – Cálculo do índice de severidade para o conjunto de teste.

	04/11/05	23/11/05	21/12/05	24/12/05	10/01/06	11/01/06	06/11/06	25/11/06	27/11/06	06/12/06
Parâmetro	GRZ	GRZ	ALAG	ALAG	GRZ	GRZ	RJA	RJA	RJD	GRZ
VIL(kg/m <sup>2</sup> )	39,5	27,0	38,6	45,4	22,1	45,1	38,4	59,9	56,5	37,4
DVIL(g/m <sup>3</sup> )	2,6	1,7	2,4	2,8	1,4	2,8	2,6	3,7	3,5	2,3
MAX REF(dBZ)	58,8	53,4	42,5	61,5	51,2	55,5	55,6	57,6	60,1	56,8
ALT MAX REF(km)	7,0	7,0	10,0	8,0	5,0	7,0	6,0	7,0	10,0	5,0
ALT WAL(km)	5,3	6,8	7,2	9,6	5,1	8,8	6,1	11,6	11,6	6,1
Índice	1,6	1,4	1,8	2,0	1,1	1,9	1,6	2,3	2,4	1,5

Portanto, um pixel de radar pode ser caracterizado como severo, se o índice calculado para ele for maior que 1,2.

### 3.8.1 Índice de Severidade Dinâmico

Browning (1977) observou que alguns estágios do ciclo de vida de tempestades ordinárias (ou simples) apresentam duração entre 15-30 minutos. Assim, 30 minutos antes da ocorrência de determinado evento severo, uma nuvem de tempestade pode estar em seus estágios iniciais, caracterizando-se pela variação do topo e expansão da área da nuvem positivas. Baseando-se nisso, mais dois parâmetros foram incluídos no cálculo do índice de severidade: a variação do topo de 20 dBZ (DH/DT) e expansão (EXP) de 30 minutos antes do horário de ocorrência do evento. Esse novo índice foi denominado

de índice dinâmico ( $INDICE_{din}$ ). O DH/DT foi calculado da mesma maneira como foram obtidos os outros parâmetros (seção anterior). A expansão foi obtida diretamente da saída do *FORTRACC*, identificando a família, na qual o sistema que produziu o evento severo estava incluído. Utilizou-se dos 10 casos considerados como controle na seção anterior. Alguns valores de DH/DT e EXP de 30 minutos antes da hora do evento severo, não foram incluídos, pois não foi possível o cálculo (DH/DT) por falta do valor inicial, ou não foi possível identificar a família a qual pertencia a estrutura precipitante. Assim, obtiveram-se os valores médios, desvios padrões para DH/DT e EXP conforme mostrado na Tabela 3.5.

Tabela 3.5 – Valores médios e desvio padrão dos parâmetros do índice dinâmico

Parâmetro	Média (M)	Desvio Padrão (DP)	M - (0,5 X DP)
DH/DT (m/s)	3,51	4,45	1,29
EXP (1/s).10 <sup>6</sup>	775,98	300,84	625,55

Pode-se notar que o desvio padrão dessas variáveis dinâmicas são relativamente altas e portanto, após alguns testes, optou-se por utilizar como limiares de tempo severo, os valores correspondentes a média menos 0,5 vezes o desvio padrão.

Em seguida, os limiares foram normalizados e ponderados. A Equação 3.4 utilizada para determinação do índice dinâmico é mostrada abaixo:

$$\begin{aligned}
 \dot{INDICE}_{din} = & \frac{VIL(kg/m^2)}{7 \times 21} + \frac{DVIL(g/m^3)}{7 \times 1,4} + \frac{MAXREF(dBZ)}{7 \times 52} + \frac{ALTMXREF(km)}{7 \times 36} + \\
 & + \frac{ALTWALDVOGEL(km)}{7 \times 4,2} + \frac{DH/DT(m/s)}{7 \times 3,5} + \frac{EXP(s^{-1} \times 10^6)}{7 \times 776} \quad (3.4)
 \end{aligned}$$

O índice dinâmico foi aplicado para cinco casos considerados como controle. Os resultados estão mostrados na Tabela 3.6.

Tabela 3.6 – Índice dinâmico calculado para 5 casos de controle.

Caso	18/12/2005	22/12/2005	03/01/2006	01/11/2006	18/11/2006
Índice Dinâmico	0,82	1,36	1,17	0,89	1,11

Considera-se o pixel severo quando o valor do índice dinâmico for maior que 0,82. Em seguida, o índice foi testado para 5 casos, mostrados na Tabela 3.7.

Tabela 3.7 – Índice dinâmico testado para 5 eventos de tempo severo.

Caso	24/12/2005	10/01/2006	11/01/2006	25/12/2006	27/11/2006
Índice Dinâmico	0,98	0,78	1,27	1,19	1,57

Observa-se que o índice dinâmico conseguiu determinar 4 dos cinco casos severos testados obtendo um acerto de 80%.

## 4 RESULTADOS

### 4.1 Climatologia dos dados de radar

#### 4.1.1 Climatologia dos dados de São Roque

Fez-se um levantamento de alguns parâmetros estatísticos considerando os meses de novembro e dezembro de 2005, novembro e dezembro de 2006, para o radar de São Roque, correspondente a 4171 varreduras volumétricas a cada 15 minutos. A estatística não compreende a totalidade do período, mas sim, aqueles períodos em que havia os dados disponíveis e em bom estado (sem excesso de ruído). O algoritmo utiliza os dados dentro do anel entre 46 km e 150 km do radar, a fim de evitar a área do “cone cego” e utilizar os dados com melhor qualidade dentro da área de cobertura do radar. Valores de refletividade maiores que 56 dBZ foram considerados iguais a 57 dBZ, para evitar o efeito de fusão do gelo, o que implicaria em refletividades maiores. Os pixels dos radares foram separados em dois grupos. O primeiro grupo (grupo 1) abrangeu todos os pixels com  $VIL > 3 \text{ kg m}^{-2}$  e altura de 20 dBZ acima de 5 km. Nesse grupo foram incluídos os pixels sem potencial para tempo severo (com  $VIL < 10 \text{ dBZ}$ , segundo o trabalho de Breidenbach, 1995).

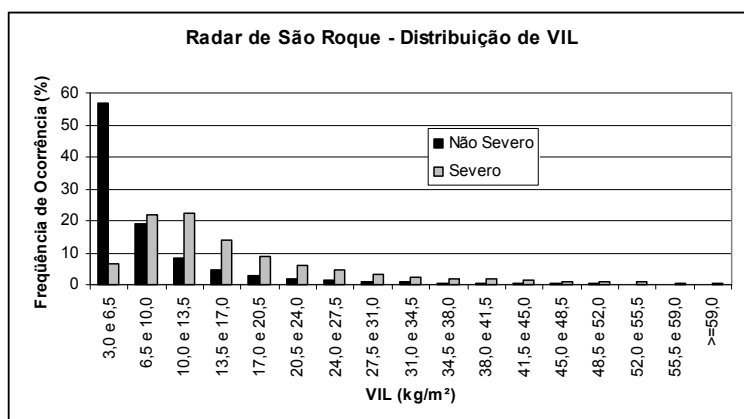


Figura 4.1 – Frequência de distribuição de  $VIL$  para o grupo 1 que abrange os casos não severos, e o grupo 2, para os pixels severos do radar de São Roque.

Assim, a partir da Figura 4.1, o grupo 1 foi indicado como não severo (apesar de abranger também os pixels severos). No segundo grupo (grupo 2) foram incluídos

somente os pixels com altura de 45 dBZ acima de 6 km de altura. Estas células apresentam uma camada atmosférica entre o nível de 0° C (aproximadamente 4,5 km de altura para a região de cobertura do radar e estação do ano) e o nível de 45 dBZ de pelo menos 1,4 km, que são capazes de produzir granizos que podem atingir o solo, conforme o trabalho de Waldvogel (1979). O gráfico da Figura 4.1 mostra a frequência de distribuição de *VIL*, para os dois grupos. Observa-se que para o primeiro grupo, com pixels severos e não severos, tem-se maior frequência de ocorrência de pixels com *VIL* entre 3,0 e 6,5 kg m<sup>-2</sup>, observa-se claramente uma distribuição de frequências com queda exponencial, ou seja, temos um maior número de nuvens sem apresentar severidade. Para os pixels considerados severos observa-se uma maior frequência entre 10,0 e 13,5 kg m<sup>-2</sup>.

A Figura 4.2 mostra a distribuição dos topos dos ecos de 20 dBZ, 35 dBZ e 45 dBZ para os pixels do grupo 1. Observa-se que as maiores frequências de ocorrência para os topos dos ecos de 20, 35 e 45 dBZ estão respectivamente nas seguintes classes: 10 e 11 km, 7 e 8 km e entre 5 e 6 km de altura respectivamente. A distribuição do topo do eco de 20 dBZ mostra que as nuvens apresentam um rápido crescimento inicial, atingem a altura entre 10 e 11 km e na maioria das vezes aí permanecem, sendo detectadas neste estágio com maior frequência pelo radar meteorológico de São Roque.

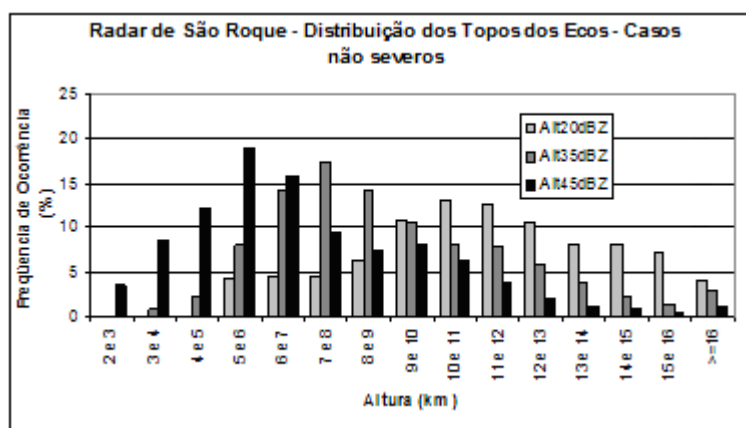


Figura 4.2 – Distribuição de frequência dos topos dos ecos de 20, 35 e 45 dBZ para os pixels do grupo 1, abrange os casos não severos do radar de São Roque.

A Figura 4.3 mostra a distribuição dos topos dos ecos de 20 dBZ, 35 dBZ e 45 dBZ para os pixels considerados severos dentro da área de cobertura do radar de São Roque. Observa-se que os dados com altura de topo de eco de 45 dBZ abaixo de 6 km não foram considerados para a análise estatística devido a imposição para caracterizar o píxel como severo conforme o critério de Waldvogel (1979). Os topos dos ecos de 35 e 45 dBZ são mais frequentes entre 9 e 10 km e entre 6 e 7 km respectivamente, resultados mais altos que para os casos não severos. Gomes et al. (2004) fez um estudo para tempestades severas para o mês de fevereiro entre 1995 e 2002, usando o radar de Bauru. Neste trabalho, verificou-se que o topo do eco de 10 dBZ apresentou uma distribuição de frequências semelhante à distribuição de 20 dBZ observada na Figura 4.3 (bimodal).

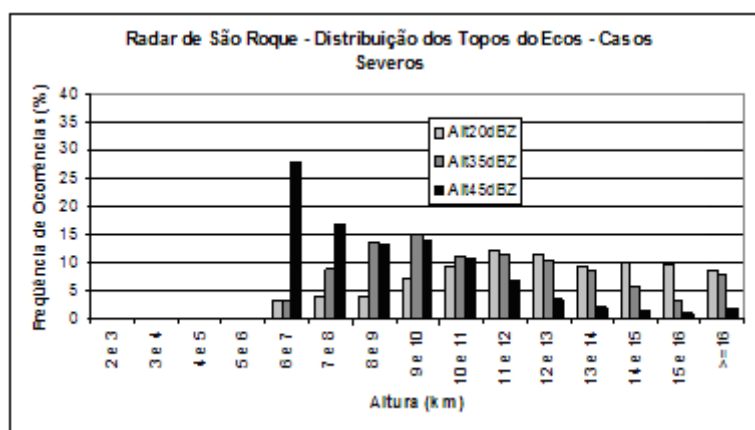


Figura 4.3 - Distribuição de frequência dos topos dos ecos de 20, 35 e 45 dBZ para os eventos do grupo 2 que abrangem os pixels severos do radar de São Roque.

#### 4.1.2 Climatologia dos dados de Bauru

Para o radar de Bauru o período de estudo compreendeu os meses de dezembro de 2006 (a partir do dia 25), janeiro, fevereiro e março de 2007 correspondentes a 14217 varreduras volumétricas do radar a cada 8 minutos. Considerou-se uma área correspondente ao anel entre 46 e 150 km do radar e as mesmas condições utilizadas para o radar de São Roque. A Figura 4.4 mostra a distribuição de frequências de

ocorrências para os valores de *VIL* considerando-se os casos do grupo 1 (abrange pixels não severos) e grupo 2 (abrange somente pixels severos), conforme descrição para o radar de São Roque. Optou-se por deixar as mesmas classes de distribuição de frequência que a distribuição de São Roque para fins de comparação.

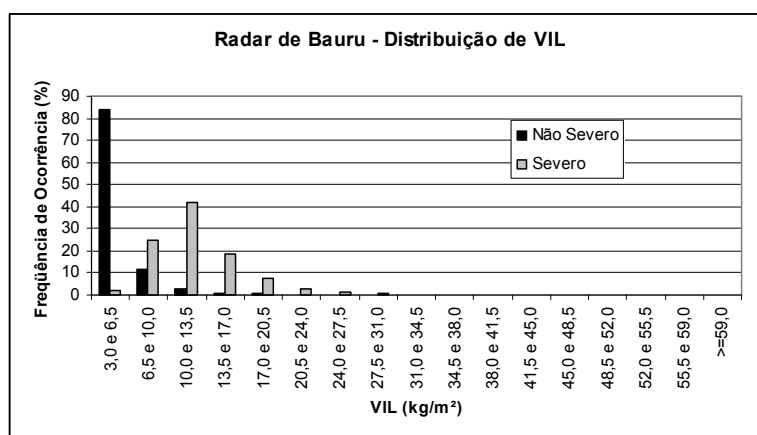


Figura 4.4 – Frequência de distribuição de *VIL* para o grupo 1 que abrange os casos não severos, e o grupo 2, para os pixels severos do radar de Bauru.

Nota-se na Figura 4.4, que os valores de *VIL* ocorrem com maior frequência entre 10,0 e 13,5 kg m<sup>-2</sup> para pixels considerados severos, mesma frequência de classe é observada para o caso do radar de São Roque. Observa-se que a frequência da classe de *VIL* entre 3,0 e 6,5 kg m<sup>-2</sup> ultrapassa 80% para o grupo 1, enquanto para São Roque, o grupo 1 apresenta uma frequência de 57% para a mesma classe. Conclui-se que a área de cobertura de Bauru apresenta uma maior quantidade de nuvens sem severidade do que a área de cobertura de São Roque. Outra explicação plausível estaria na diferença de medidas de refletividade entre os dois radares para um mesmo evento.



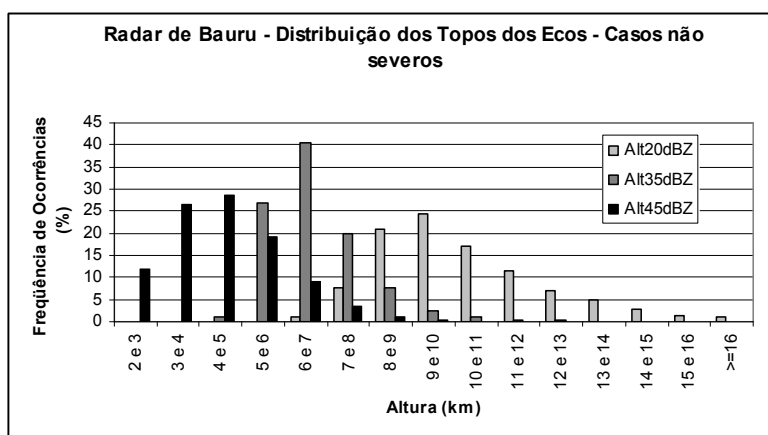


Figura 4.5 – Distribuição de frequência dos topos dos ecos de 20, 35 e 45 dBZ para os eventos do grupo 1, abrange os casos não severos do radar de São Roque.

A Figura 4.5 mostra a distribuição dos topos dos ecos para o radar de Bauru para os pixels do grupo 1. As classes com maiores frequências de ocorrência para os topos dos ecos de 20, 35 e 45 dBZ são respectivamente: 9 e 10, 6 e 7 e 4 e 5 km de altura. Comparando-se esses valores com aqueles do radar de São Roque, tem-se que a distribuição de frequência dos topos dos ecos para o radar de São Roque, apresenta as maiores frequências de ocorrência em classes com valores maiores de altura que os valores do radar de Bauru.

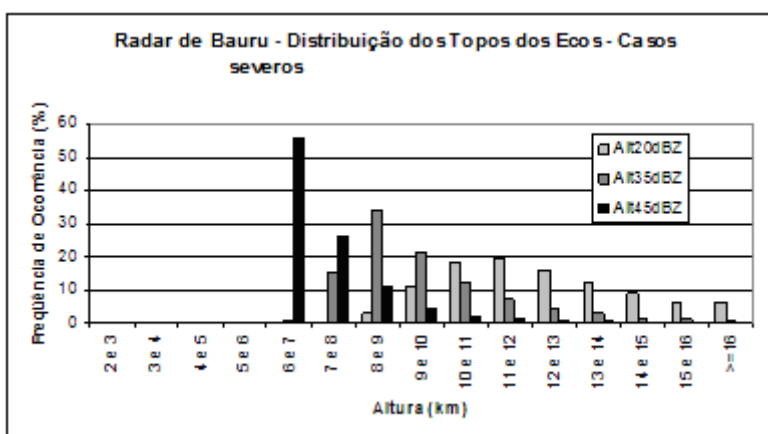


Figura 4.6 - Distribuição de frequência dos topos dos ecos de 20, 35 e 45 dBZ para os eventos severos do radar de Bauru.

A Figura 4.6 mostra a distribuição dos topos dos ecos para pixels considerados severos. Comparando-se esta distribuição com a distribuição de frequências do radar de São Roque, nota-se que a altura de 35 dBZ apresenta um máximo entre 8 e 9 km para o radar de Bauru, inferior a máxima ocorrência em São Roque que está entre 9 e 10 km de altura. Contudo, as classes de altura mais frequentes para os topos dos ecos de 20 e 45 dBZ (6 e 7 km e 11 e 12 km respectivamente) concordam com os valores encontrados para o radar de São Roque

#### **4.2 Simulação do *FORTRACC-VIL* para um caso selecionado**

O radar fornece imagens a cada 15 minutos e neste caso o *FORTRACC* foi adaptado para gerar previsões (imagens virtuais com base na evolução do ciclo de vida de cada uma das estruturas de VIL) até 45 minutos, já que acima desse tempo, a qualidade das imagens virtuais é muito baixa e assim, optou-se por limitar a previsão para esse intervalo.

Como exemplo, escolheu-se uma família do dia 25 de novembro de 2006, com duração de uma hora, início as 20:00Z e dissipação as 21:00Z. Primeiramente retirou-se a imagem das 20:30Z e depois a das 20:45Z. Foi observado como o *FORTRACC* estimou o tamanho (em pixels) para os dois casos faltantes. Os resultados estão mostrados na Figura 4.7, onde também estão indicados os valores reais para os números de pixels das imagens faltantes.

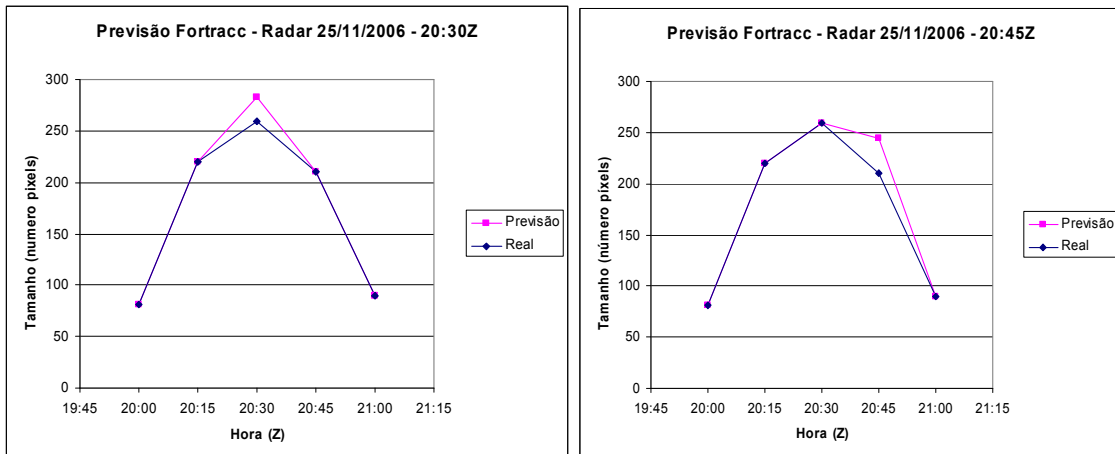


Figura 4.7 - Esquerda: Previsão para 20:30Z do tamanho (número de pixels) da estrutura de *VIL*, ocorrida em 25/11/2006. Direita: idem anterior para 20:45Z.

Analisando-se as imagens observa-se que o *FORTRACC* capturou a tendência de crescimento (decréscimo) para o horário das 20:30Z (20:45Z), contudo, o *FORTRACC* tende a superestimar a previsão dos tamanhos em pixels das estruturas de *VIL*, conforme indicado na Figura 4.7 à direita.

Um caso selecionado de tempo severo ocorreu no dia 29 de novembro de 2006, onde foi registrado 8 pontos de alagamento na cidade de São Paulo, segundo o Centro de Gerenciamento de Emergências (CGESP). A Figura 4.8 mostra a previsão realizada com o *FORTRACC* para os campos de *VIL*, nos horários: 19:30Z, 19:45Z e 20:00Z, correspondendo as previsões de 15, 30 e 45 minutos, respectivamente. Também estão indicados as condições reais observadas para os mesmos horários, dentro da área de cobertura de 150 km de raio do Radar de São Roque. Nota-se que a previsão para 15 minutos é a mais precisa (em amarelo), e conforme o tempo de previsão aumenta, a qualidade da previsão diminui. Na Figura 4.8 estão indicadas as direções de deslocamento das estruturas de *VIL* para a previsão e para os dados reais.

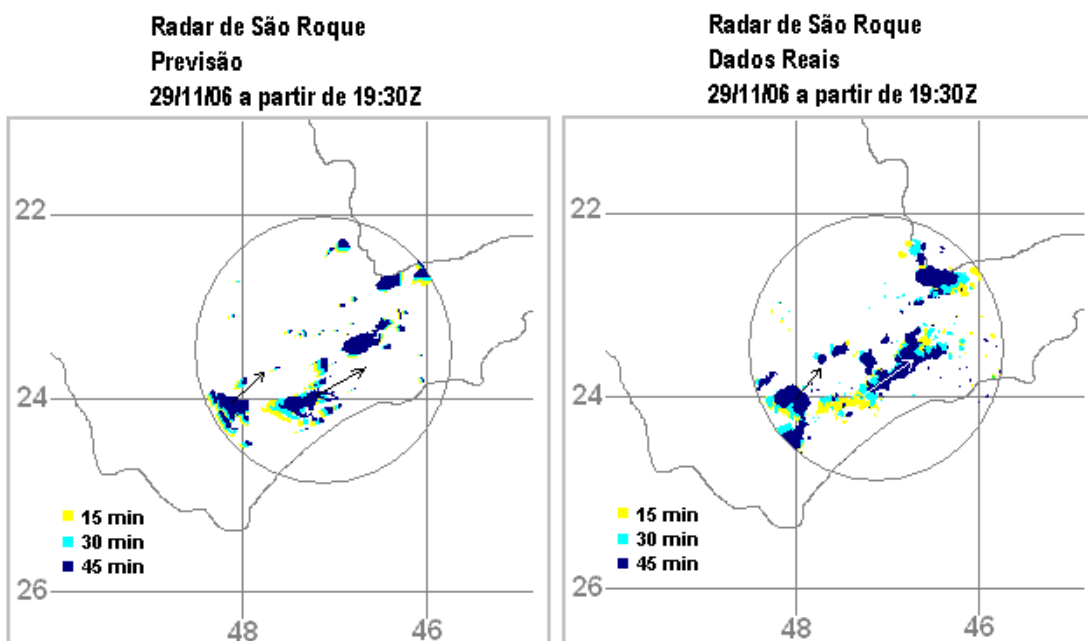


Figura 4.8 – Campos de *VIL* previstos com o *FORTRACC* e dados reais obtidos para o Radar de São Roque no dia 29 de novembro de 2006, entre 19:30Z e 20:00Z. O raio de 150 km está indicado.

#### 4.3 - Simulação do *FORTRACC*-dBZ para um caso selecionado

Do mesmo modo como foi feito no teste realizado com imagens faltantes para o *FORTRACC-VIL*, foi escolhida uma família do dia 03 de dezembro de 2005 com duração de duas horas e quinze minutos, que teve início as 01:30Z para o teste com o *FORTRACC*-dBZ. Retirou-se a imagem das 03:15Z para estudar a previsão de tamanho de pixels. O resultado é mostrado na Figura 4.9.

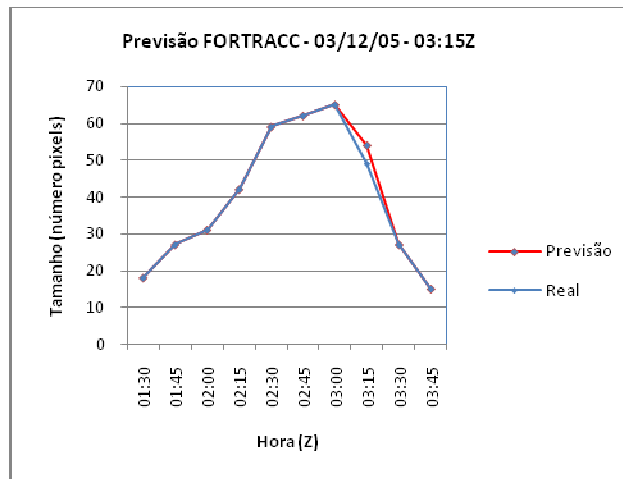


Figura 4.9 - Previsão para 03:15Z do tamanho (número de pixels) da estrutura de 20 dBZ, ocorrida em 03/12/2005.

Observa-se que o *FORTRACC*-dBZ tende a superestimar a quantidade de número de pixels para uma imagem faltante, assim com observado para o *FORTRACC-VIL*, embora acerte corretamente a tendência.

Para verificar como o *FORTRACC*-dBZ estava fazendo a previsão para 15, 30 e 45 minutos a partir da última imagem, fez-se uma simulação para o caso do dia 03 de dezembro de 2005 para o radar de São Roque. A previsão foi feita para os seguintes horários: 02:30Z, 02:45Z e 03:00Z. A Figura 4.10 indica como ficou a previsão para estruturas precipitantes de 20 dBZ. O raio de 150 km do radar também aparece indicado. Uma parte da figura aparece em destaque para melhor visualização das estruturas. A direção do movimento está indicada através de vetores. As imagens reais também foram produzidas para os mesmos horários. Observa-se que o *FORTRACC*-dBZ conseguiu indicar o sentido de deslocamento das estruturas de 20 dBZ.

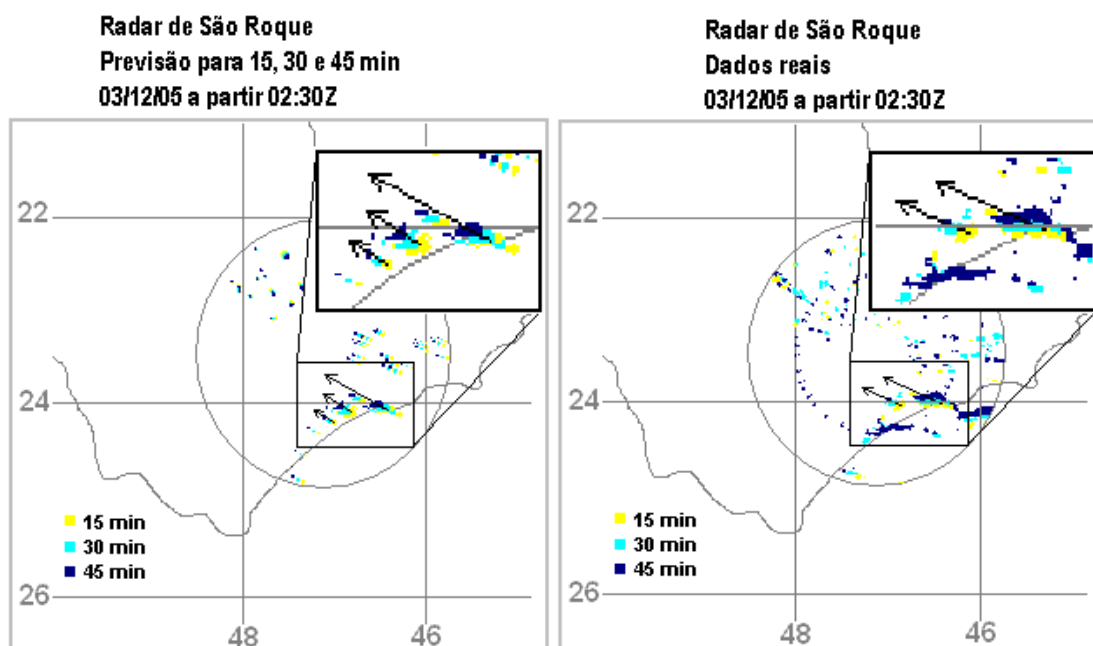


Figura 4.10 – Campos de dBZ previstos com o *FORTRACC* e dados reais obtidos para o Radar de São Roque no dia 03 de dezembro de 2005, entre 02:30Z e 03:00Z. O raio de 150 km está indicado.

#### 4.4 Análise dos parâmetros que compõem o índice de severidade

##### 4.4.1 Análise dos parâmetros para o Radar de São Roque

Foram criados os campos médios dos parâmetros que compõem o índice de severidade: *VIL*, *DVIL*, *ALT MAX REF*, *MAX REF* e *ALT WALDVOGEL*. O período utilizado para o estudo foi de novembro e dezembro de 2005, janeiro de 2006, novembro e dezembro de 2006. Obteve-se as médias de 3871 varreduras, para os pixels onde *VIL* >  $10 \text{ kg m}^{-2}$  a fim de separar as estruturas com maior potencial para tempestade severa (BREIDENBACH et al., 1995). As médias foram obtidas dentro da área de cobertura qualitativa do radar meteorológico, entre 46 e 150 km de raio. O raio de 46 km representa o limite do “cone cego” do radar no *CAPPI* de 16 km de altura. O raio de 150 km representa um limite a partir do qual o feixe do radar fica acima de 3,7 km, quando apresenta um ângulo de elevação de 0,5 graus, considerando-se a atmosfera com índice de refletividade padrão. Portanto, começa a haver perdas significativas na integração do

conteúdo de água líquida utilizada no cálculo do *VIL*, para distâncias maiores que 150 km do radar. Também foi estudado como cada parâmetro sofria influência da distância ao radar. Uma pesquisa realizada com o radar meteorológico de Bauru propôs a utilização de diferentes relações Z-R para cada intervalo de distância ao radar (CALHEIROS e ZAWADZKI, 1996). Assim, foram calculadas curvas para ajustar e diminuir a influência da distância para cada parâmetro. Um dos parâmetros que sofre influência da distância ao radar é a máxima refletividade da coluna atmosférica. Quanto mais distante um alvo estiver do radar, sofrerá maior atenuação dos gases atmosféricos e assim a refletividade medida será menor. Portanto foram aplicadas curvas de ajuste para diminuir esse efeito conforme mostrado na Figura 4.11, onde foram plotados os gráficos sem o ajuste (nota-se a diminuição do valor da máxima refletividade com a distância) e com o ajuste, entre 46 e 150 km de distância ao radar de São Roque. Esse procedimento foi feito para os outros parâmetros, porém não foram mostrados.

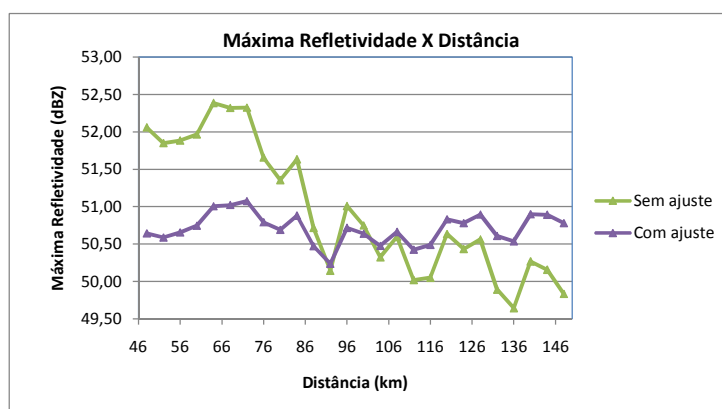


Figura 4.11 – Variação do parâmetro MAX REF com a distância ao radar de São Roque.

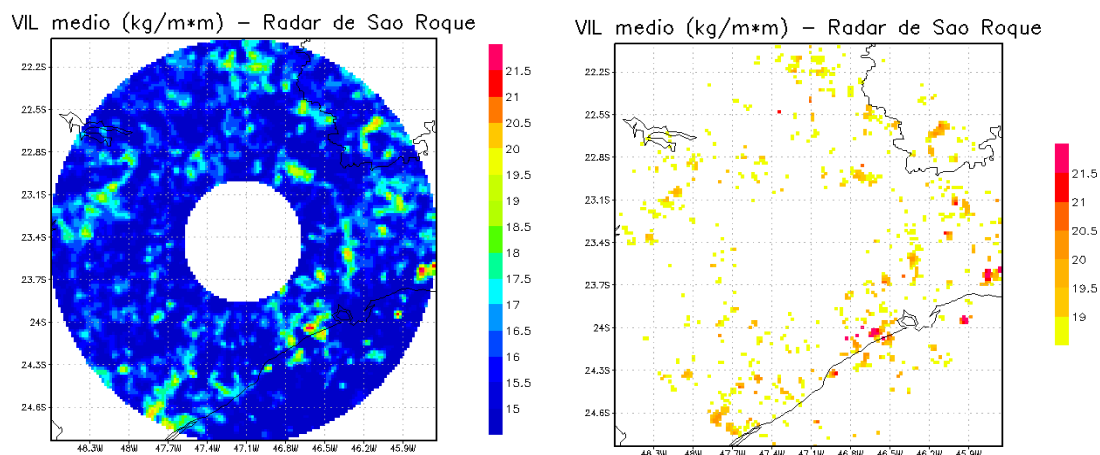


Figura 4.12 – Campos de valores médios de *VIL*.

A Figura 4.12 mostra os campos médios para o *VIL*. Na Figura 4.12 à direita foram plotados somente os valores mais altos dos campos médios de *VIL*. Observa-se no campo de *VIL*, que os maiores valores para as médias (valores superiores a  $21 \text{ kg m}^{-2}$ ) encontram-se em alguns pontos da Serra do Mar, na região litorânea do Estado de São Paulo, e em alguns pontos do Vale do Paraíba, parecendo indicar claramente uma relação com o relevo. Sobre o oceano tem-se a região com os menores valores médios. Pode-se notar também que uma única célula de tempestade, ao se deslocar no tempo seguindo determinada trajetória, pode criar estruturas semelhantes a linhas de instabilidade, conforme observado a oeste e sudoeste do radar, na Figura 4.12 à esquerda.



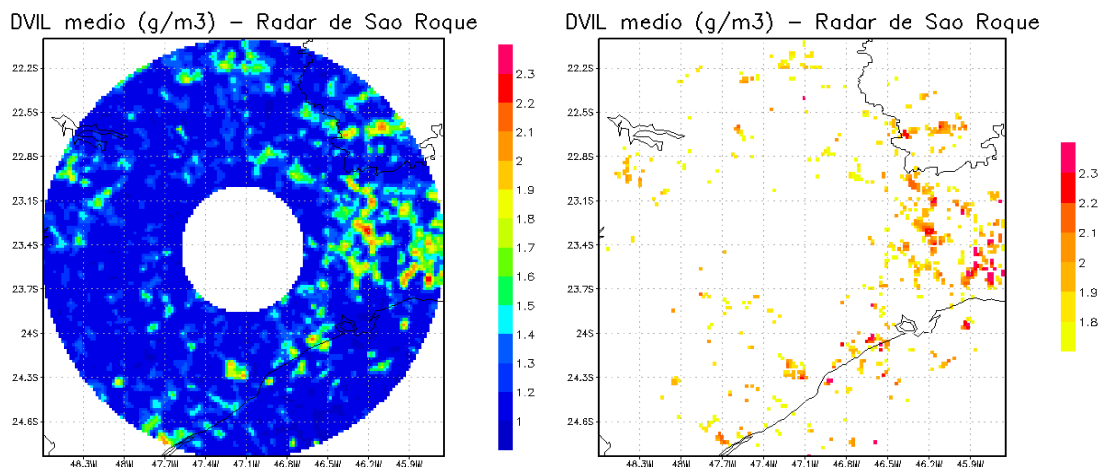


Figura 4.13 – Campos de valores médios de *DVIL*

A Figura 4.13 indica os valores médios para os valores de *DVIL*. O *DVIL* é calculado a partir do *VIL* dividindo o seu valor pelo topo do eco de determinada refletividade. A Figura 4.13 a direita mostra somente os valores médios maiores. Interessante notar a diferença entre os dois campos: *VIL* e *DVIL*. O *DVIL* apresenta uma concentração de valores mais altos a leste do radar, sobre o Vale do Paraíba. O campo de *VIL* está com os valores mais altos apresentando uma distribuição mais uniforme. O *DVIL* também apresenta alguns altos valores médios sobre o litoral (assim como o *VIL*) e sobre o sul de Minas Gerais. É um parâmetro que também é influenciado pelo relevo, assim como o *VIL*.

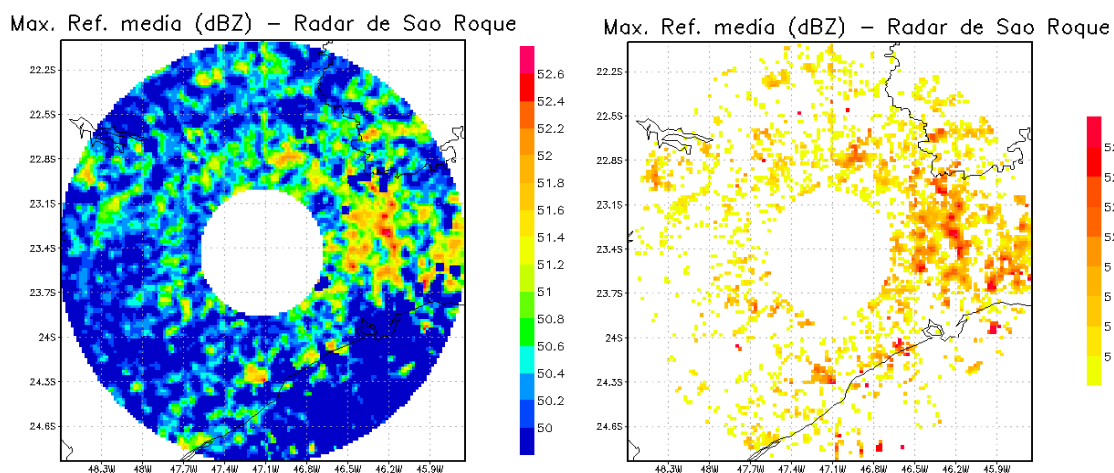


Figura 4.14 – Campos de valores médios de MAX REF.

A Figura 4.14 mostra os campos de máxima refletividade média para uma coluna atmosférica. Na Figura 4.14 a direita plotou-se somente os valores mais intensos. Na Figura 4.14 nota-se uma maior concentração de valores mais altos a leste do radar, compreendendo uma região onde está a região metropolitana de São Paulo e a região do Vale do Paraíba. Portanto uma explicação possível pode ser a influência da ilha de calor causada pelo aquecimento diferencial da superfície na cidade de São Paulo. Uma das características desse fenômeno é o aumento da precipitação convectiva sobre a área urbana ou a sotavento desta (LOMBARDO, 1985). Existem outros pontos de máximo também na região do litoral paulista, indicando a influência do relevo e também das frentes de brisa marítima que avançam em direção ao interior do Estado, no período da tarde (PEREIRA FILHO, 2000).

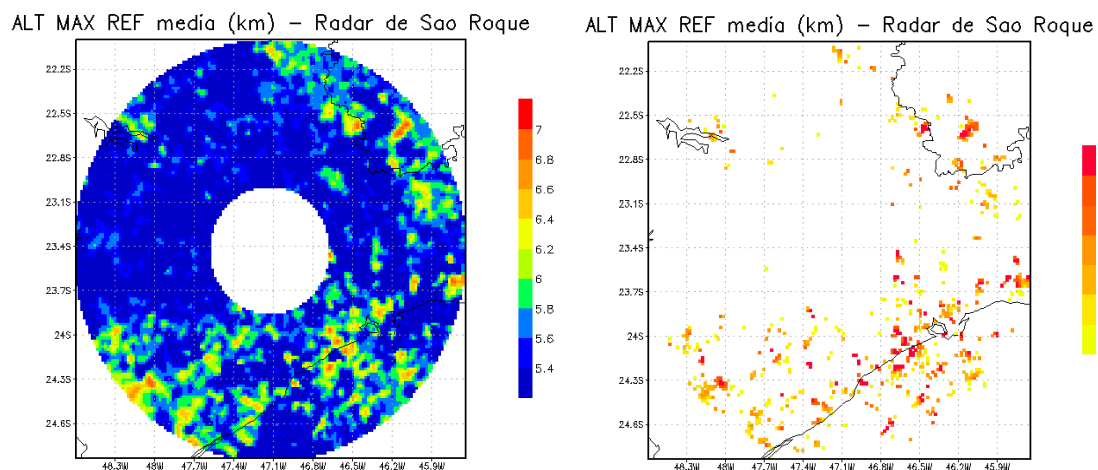


Figura 4.15 – Campos de valores médios de ALT MAX REF.

É visível a diferença entre os campos de MAX REF e ALT MAX REF, Figuras 4.14 e Figura 4.15 respectivamente. As alturas das máximas refletividades são mais altas em média para algumas regiões ao centro-sul do radar e alguns pontos a nordeste do radar sobre a Serra da Mantiqueira. Parece haver nas regiões próximas ao litoral, na parte centro-sul do radar, alguma força que favorece o levantamento dessas refletividades, uma explicação possível seria de que essa força teria uma natureza mecânica, como a brisa marítima ao subir a Serra do Mar e forçando o ar a subir, ou talvez regiões mais sujeitas a influência de frentes, onde a rampa frontal se comportaria como uma alavanca levantando o ar.

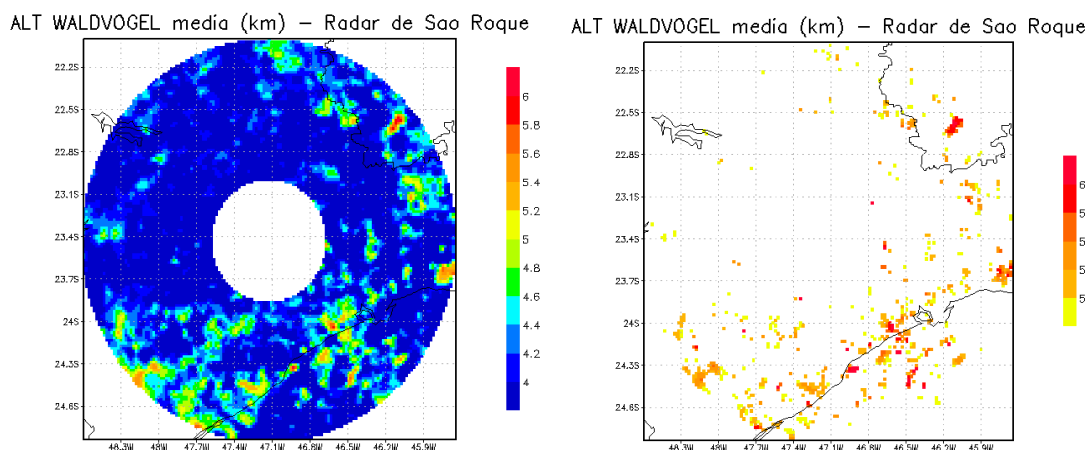


Figura 4.16 – Campos de valores médios de ALT WALDVOGEL.

A Figura 4.16 mostra os campos médios para o parâmetro ALT WALDVOGEL. Observa-se um campo muito parecido com aquele da altura da máxima refletividade (Figura 4.15). Isso era de se esperar, pois a altura de Waldvogel é calculada a partir da altura de refletividade de 45 dBZ. Nota-se que os maiores valores para as médias, encontram-se na parte centro-sul do radar sobre a região da serra do Mar, e em alguns pontos da Serra da Mantiqueira ao sul de Minas Gerais. Bastante similar ao campo das médias do parâmetro ALT MAX REF.

Uma vez discutido todos os parâmetros que compõem o índice de severidade aplicado ao radar de São Roque, fez-se um campo de frequências de ocorrência do índice. Nesse campo foram plotados o número de vezes que cada pixel teve o valor do índice considerado como severo (acima de 1,2), durante o período equivalente ao tempo de estudo. Alguns pixels não foram considerados severos durante todo o período do estudo, portanto aparecem em branco no campo de frequências, como mostrado na Figura 4.17.

Frequência do Índice de Severidade – Radar de Sao Roque

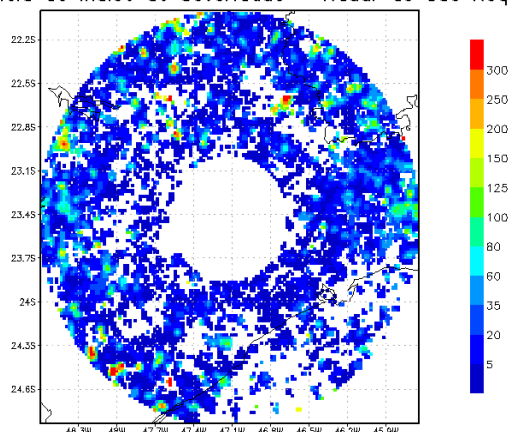


Figura 4.17 – Campo de frequência do índice de severidade para o radar de São Roque.

Na Figura 4.17 nota-se que sobre o oceano, ocorre uma diminuição da frequência de ocorrência do índice de severidade, que pode ser explicado pela ausência de rugosidade do relevo em relação às áreas continentais. Alguns poucos pixels aparecem com uma grande frequência de ocorrência de tempo severo, indicados por pontos vermelhos no campo, todos sobre a região continental, e em algumas regiões como a sudoeste do radar, caracterizado pela ausência de grandes áreas urbanas.

#### 4.4.2 Análise dos parâmetros para o Radar de Bauru

Foram criados os campos médios dos parâmetros que compõem o índice de severidade: *VIL*, *DVIL*, *ALT MAX REF*, *MAX REF* e *ALT WALDVOGEL*, para o radar de Bauru. O período de estudo compreendeu os meses de dezembro de 2006 (a partir do dia 25), janeiro, fevereiro e março de 2007. Considerou-se uma área correspondente ao anel entre 46 e 150 km do radar e as mesmas condições utilizadas para o radar de São Roque. Obteve-se as médias de 14217 varreduras volumétricas do radar a cada 8 minutos, para os pixels onde  $VIL > 10 \text{ kg.m}^{-2}$  a fim de separar as estruturas com maior potencial para tempestade severa (BREIDENBACH et al., 1995). As médias foram obtidas dentro da área de cobertura qualitativa do radar meteorológico, entre 46 e 150 km de raio. Também foram aplicadas curvas de correção para diminuir o efeito da distância do radar nos parâmetros que são considerados para o cálculo do índice de severidade.

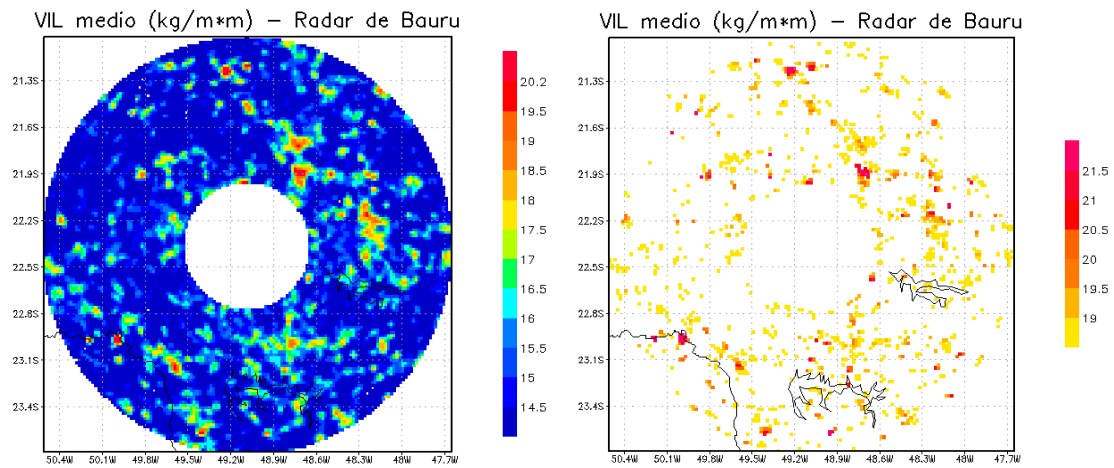


Figura 4.18 – Campos de valores médios de *VIL*.

A Figura 4.18 mostra os campos médios de valores de *VIL*. A Figura 4.18 a direita mostra somente os valores mais altos, em alguns pontos ultrapassando  $20,5 \text{ kg m}^{-2}$ . Os pontos com maiores valores de média de *VIL* ficaram espalhados de maneira uniforme, conforme pode ser observado na Figura 4.18. Podemos destacar alguns pontos ao norte, ao nordeste e a sudoeste na divisa com o Estado do Paraná. Nas regiões da Serras a sudeste e leste do radar, onde estão grandes represas (indicados no mapa) não se observa grande aumento dos valores de *VIL*.

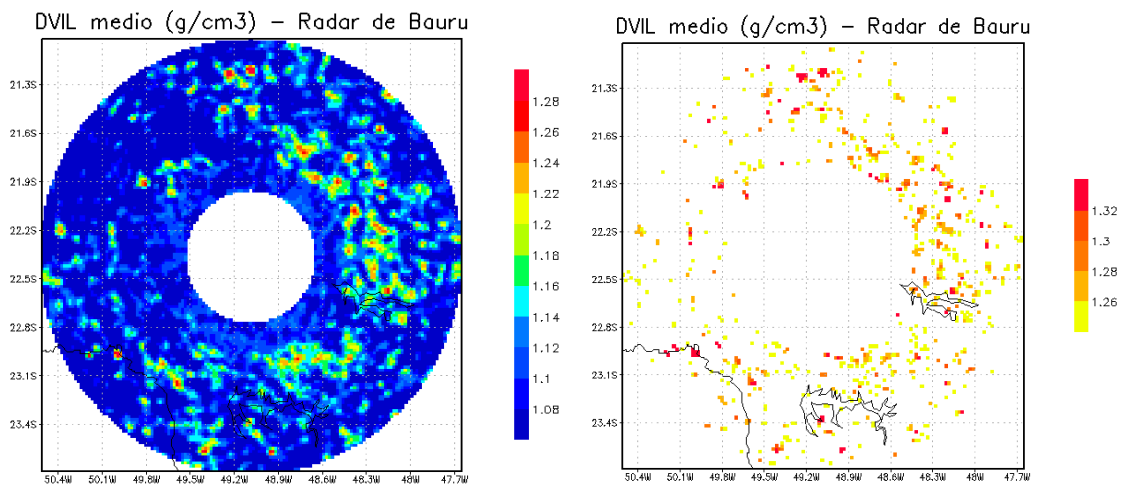


Figura 4.19 - Campos de valores médios de *DVIL*

Na Figura 4.19 foram plotados os valores de *DVIL* para o radar de Bauru. Na Figura 4.19 a esquerda foram plotados somente os valores maiores. O campo de *VIL* (Figura 4.18) quando comparado ao campo de *DVIL* (Figura 4.19) apresenta muitos valores coincidentes, porém alguns pixels que possuíam altos (baixos) valores de *VIL* aparecem atenuados (intensificados) no campo de *DVIL*. Isso acontece porque o *DVIL* normaliza o *VIL* com a altura. Se dividirmos o campo do *DVIL* em dois, com um eixo norte-sul passando pelo radar de Bauru, observa-se que o lado leste apresenta uma maior concentração de valores médios maiores. Uma possível explicação seria a influência do sol ao nascer a leste do radar no sinal que retorna dos alvos. Esse efeito também aparece no campo de máximas refletividades médias (Figura 4.20).

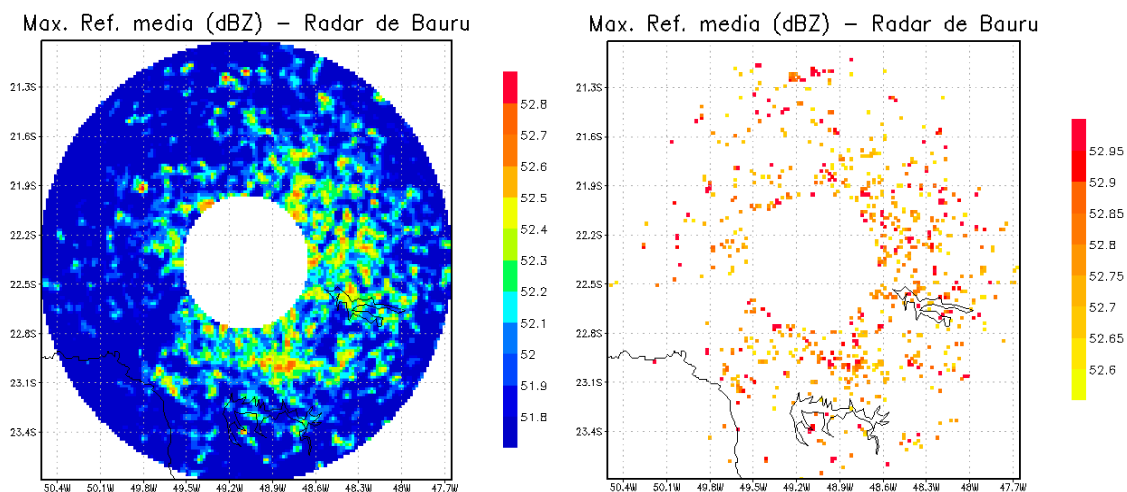


Figura 4.20 - Campos de valores médios de MAX REF.

Observa-se que a parte leste dos campos apresenta uma maior concentração de máximas refletividades médias, também indicando uma possível influência do sol ao nascer, no funcionamento do radar meteorológico. Outro fator de influência seria a presença da Serra de São Pedro situada aproximadamente a 100 km a leste do radar de Bauru, onde pode-se notar maiores valores médios ao norte da represa, na região serrana.

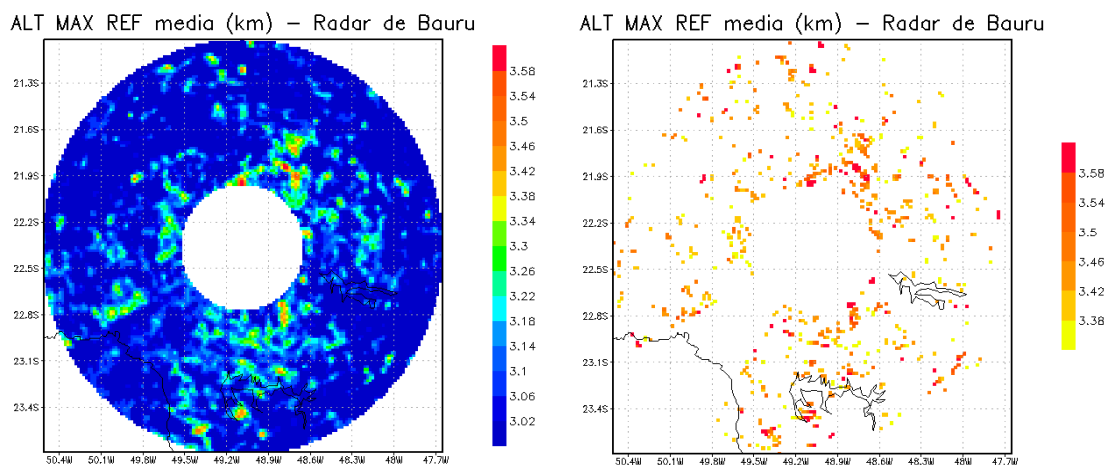


Figura 4.21 – Campos de valores médios de ALT MAX REF.

A Figura 4.21 mostra o campo para valores médios da altura da máxima refletividade média para cada pixel dentro da área de estudo do radar de Bauru. A Figura 4.21 a direita mostra apenas os valores maiores. Nota-se uma maior concentração de valores mais altos a nordeste e sul do radar. Pode-se observar o efeito que uma única célula de tempestade pode causar no campo, ao se deslocar no tempo seguindo determinada trajetória. Esse efeito produz estruturas semelhantes a linhas de instabilidade que são observadas a sudoeste do radar, na Figura 4.21 à esquerda.

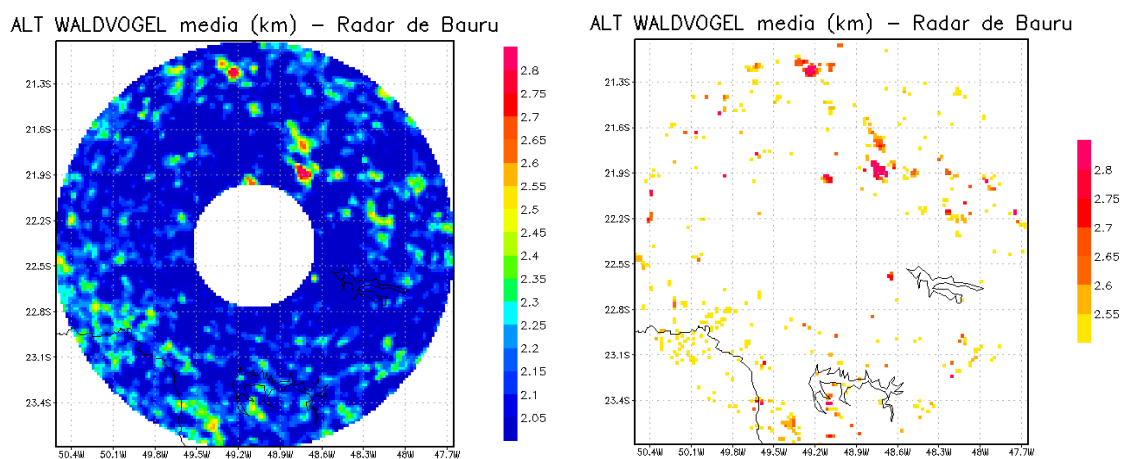


Figura 4.22 – Campos de valores médios de ALT WALDVOGEL.



A Figura 4.22 mostra os campos médios para o parâmetro ALT WALDVOGEL. Na Figura 4.22 a direita estão plotados somente os valores mais altos. Nota-se valores pontuais mais altos ao norte e nordeste do radar de Bauru. Estes valores não parecem estar relacionados ao relevo ou a presença de manchas urbanas ou grandes corpos de água, parecendo estar mais relacionados as condições sinóticas, influenciando os movimentos das células convectivas.

Da mesma forma que foi feito para os dados do radar de São Roque, após ter discutido todos os parâmetros que compõem o índice de severidade aplicado ao radar de Bauru, fez-se um campo de frequências de ocorrência do índice de severidade. É importante salientar que o índice de severidade foi obtido com os dados do radar de São Roque, e agora foi aplicado para os dados de outro radar, com outra receita de varredura, como o radar de Bauru. Mesmo fazendo os ajustes para diminuir as diferenças entre as medidas de refletividade entre os dois radares, observa-se que algumas diferenças ainda permanecem, como pode ser observado se compararmos os campos dos parâmetros médios que compõem o índice para os dois radares.

Assim criou-se um campo de frequência de severidade para os pixels do radar de Bauru. Nesse campo foram plotados o número de vezes que cada pixel teve o valor do índice considerado como severo, durante o período equivalente ao tempo de estudo. Alguns pixels não foram considerados severos durante todo o período do estudo, portanto aparecem em branco no campo de frequências, como mostrado na Figura 4.23.

Frequencia do Índice de Severidade – Radar de Bauru

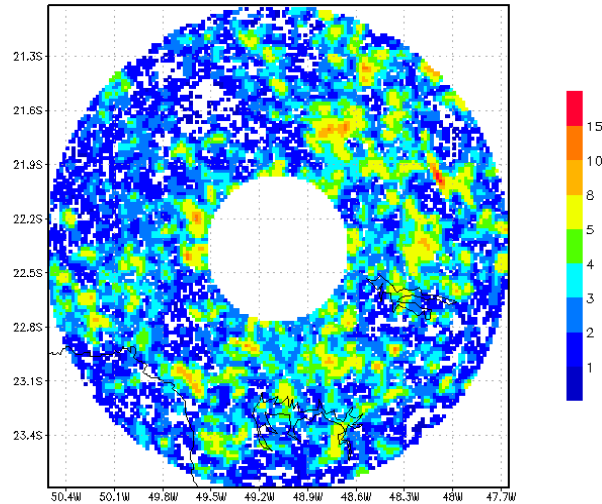


Figura 4.23 – Campo de frequência do índice de severidade para o radar de Bauru.

A Figura 4.23 mostra aqueles pixels que tiveram uma maior frequência de ocorrência de tempo severo. Nota-se que os pixels mais frequentes estão bem distribuídos no campo. Não fica nítida a influência do relevo, grandes corpos de água, ou presença de mancha urbana, na distribuição do índice de severidade para o radar de Bauru. Outro fator que certamente influi na comparação dos campos dos dois radares é a diferença de tempo entre a geração das imagens de radar. Enquanto cada imagem do radar de São Roque é gerada a cada 15 minutos, esse intervalo é de apenas 8 minutos para o radar de Bauru. Assim, o efeito do deslocamento de sistemas convectivos individuais, que cria no campo de frequência do índice de severidade, estruturas alongadas de frequências mais altas, é mais observado no campo do radar de Bauru, conforme pode ser observado a nordeste do radar, na Figura 4.23.

#### 4.5 Aplicação do Índice de Severidade para o Radar de São Roque

O índice de severidade foi aplicado num caso de tempo severo ocorrido no dia 10 de abril de 2008, as 19:15Z, onde a região de São José dos Campos foi atingida por uma forte tempestade de granizo. A Figura 4.24 mostra em vermelho, onde os valores do índice de severidade ultrapassaram 1,2 indicando aquelas regiões com potencialidade para desenvolver tempo severo.

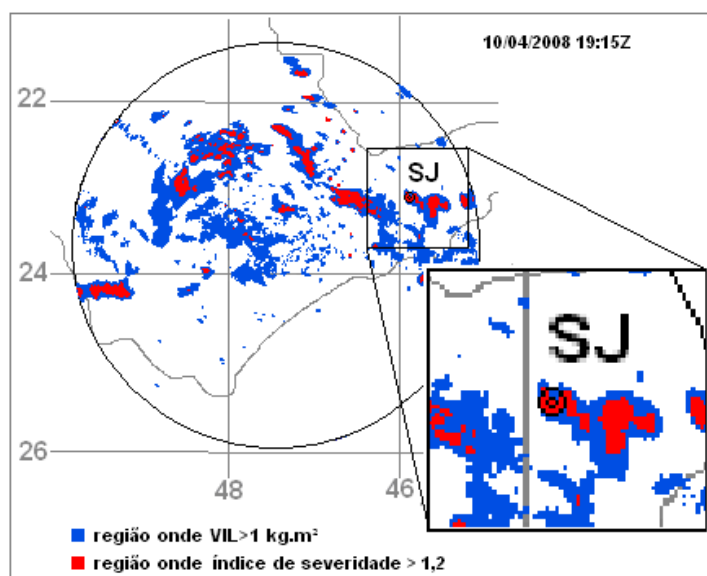


Figura 4.24 – Radar de São Roque (250 km de raio). Em destaque observa-se que a região de São José dos Campos apresenta valores com índice de severidade  $> 1,2$ .

Portanto observa-se através da Figura 4.24, que o índice de severidade conseguiu identificar os pixels considerados severos na cidade de São José dos Campos, onde ocorreu a tempestade de granizo.

#### 4.6 Aplicação do Índice de Severidade para o Radar de Bauru

O índice de severidade foi aplicado num caso de tempo severo ocorrido no dia 27 de fevereiro de 2007, onde foi registrado no código METAR das 22:00Z no aeródromo de Araraquara, o tempo presente de trovoada com chuva forte restringindo a visibilidade para apenas 1000 m. A Figura 4.25 mostra em vermelho, onde os valores do índice de severidade ultrapassaram 1,2 indicando aquelas regiões com potencialidade para tempo severo.

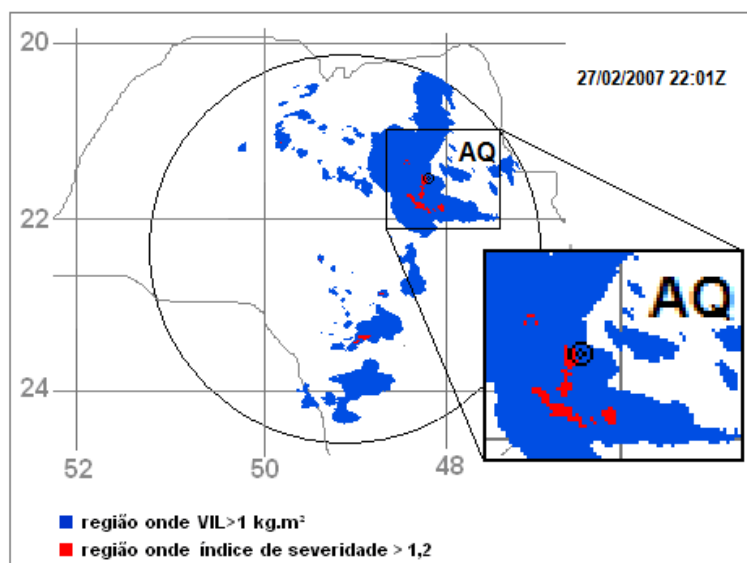


Figura 4.25 – Radar de Bauru (240 km de raio). Em destaque observa-se que a região de Araraquara apresenta valores com índice de severidade  $> 1,2$ .

Portanto observa-se através da Figura 4.25, que o índice de severidade conseguiu identificar os pixels considerados severos na cidade de Araraquara, onde ocorreu a trovoada com chuva forte no aeródromo.

## 5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

### 5.1 Conclusões do trabalho

Novas ferramentas podem ser utilizadas para ajudar a sociedade no monitoramento de estruturas de tempo severo, que são responsáveis pelos desastres naturais como furacões, enchentes, deslizamentos de terra, tempestades de granizo, etc. Essas ferramentas são o *FORTRACC-dBZ*, *FORTRACC-VIL* e o índice de severidade.

Os dados do radar meteorológico de São Roque apresentaram muitos valores espúrios e o filtro utilizado, baseado em diferença de refletividades de níveis diferentes conseguiu diminuir os ruídos da área de estudo do radar, entre 46 e 150 km de raio, sem afetar as estruturas precipitantes.

O *FORTRACC-dBZ* e o *FORTRACC-VIL*, devido a sua melhor resolução ( $2 \times 2 \text{ km}^2$ ) quando comparado ao *FORTRACC* utilizado com dados de satélite ( $4 \times 4 \text{ km}^2$ ), consegue monitorar o rápido crescimento inicial das estruturas precipitantes no radar apresentando um crescimento de expansão inicial aproximadamente entre  $500 \times 10^{-6}$  e  $600 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  de acordo com o tempo de duração do ciclo de vida inicial.

No estudo feito sobre a climatologia das refletividades para aqueles pixels com *VIL*  $> 3 \text{ kg m}^{-2}$  e altura de 20 dBZ acima de 5 km (grupo 1) dos dois radares, observou-se que a frequência da classe de *VIL* entre 3,0 e 6,5  $\text{kg m}^{-2}$  ultrapassa 80% para o radar de Bauru, enquanto para o radar de São Roque, o grupo 1 apresenta uma frequência de 57% para a mesma classe. Conclui-se que a área de cobertura de Bauru apresenta uma maior quantidade de nuvens sem severidade do que a área de cobertura de São Roque. Outra explicação plausível estaria na diferença de medidas de refletividade entre os dois radares para um mesmo evento, que não ficaram bem ajustadas, apesar do estudo de comparação entre eles e do ajuste aplicado.

As curvas de expansão do *FORTRACC*-radar, capturaram a tendência de crescimento ou decréscimo do tamanho das estruturas precipitantes para os casos estudados, contudo, o *FORTRACC*-radar tende a superestimar a previsão do tamanho dos pixels

das estruturas de *VIL* e *dBZ*. Esse efeito tende a diminuir à medida que tenhamos um aumento do número de dados, e com isso, uma maior quantidade de famílias com ciclos de vida característicos, resultando na melhoria das curvas de expansão.

Nota-se que a evolução da direção de propagação foi bem descrita pelo *FORTRACC* adaptado para imagens de radar nos exemplos estudados, indicando que o *FORTRACC* continua sendo uma ótima ferramenta de monitoramento de estruturas precipitantes que podem causar tempo severo, podendo ser utilizado como auxílio aos meteorologistas, em diversas áreas, desde a prevenção de danos para a agricultura, ou no gerenciamento de desvios de tráfego aéreo para evitar áreas com instabilidade.

O uso dos modelos de previsão imediata, *FORTRACC-VIL* e *FORTRACC-dBZ* precisa ser validado para um número maior de situações e avaliado por previsores quando em operação em tempo real.

Observando-se a evolução dos parâmetros com o tempo que compõem o índice de severidade, verifica-se que os parâmetros *VIL* e *DVIL* apresentaram valores máximos 15 minutos antes do evento (5 casos dos 10 de controle) ou na hora do registro (3 casos dos 10 de controle), indicando claramente relação desses parâmetros com a fase da tempestade. A diminuição do *VIL/DVIL* pode estar relacionada ao aumento das correntes descendentes no início da fase de dissipação das tempestades. Os outros parâmetros evoluíram com o tempo apresentando valores máximos dentro do intervalo de tempo entre 15 minutos antes e 15 minutos depois do registro de ocorrência do tempo severo, com valores normalizados acima de 0,8 dos respectivos valores máximos.

O índice de severidade proposto nesse trabalho apresentou resultados bastante satisfatórios. Certamente esses índices devem ser validados e ajustados através de uma base maior de eventos extremos, levando em conta a sazonalidade e os tipos de eventos sinóticos.

## 5.2 Sugestões para trabalhos futuros

Para trabalhos futuros sugerem-se:

- a) poderiam ser incluídos pesos no cálculo do índice de severidade. O parâmetro altura de Waldvogel, que determina a espessura entre o nível de congelamento e o nível de 45 dBZ poderia ser testado com um peso superior aos demais parâmetros, pois a altura da camada de gelo está intimamente relacionada ao tamanho do granizo. O parâmetro MAX REF apresentou a menor variação com o tempo nos casos estudados, assim, para esse parâmetro, poderia ser atribuído um peso menor no cálculo do índice de severidade.
- b) a influência da radiação solar sobre as medidas de refletividades do radar meteorológico poderia ser testada, separando-se o cálculo das médias de cada parâmetro de acordo com determinados intervalos de tempo. Assim seria verificada a influência solar sobre o radar durante o nascer e pôr-do-sol;
- c) estender o estudo para outros radares do DECEA.





## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMBURN, S. A.; WOLF, P. L. VIL Density as a Hail Indicator. **Weather and Forecasting**, v. 12 , p. 473 – 478, 1996. 53
- AMORIM, W. C. M. Two episodes of destructive winds detected by the Gust algorithm in the São Paulo Weather Radar. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON HYDROINFORMATICS, 4., 2000, Iowa City. **Proceedings...** Iowa Cty: AGU/AMS, 2000., 2000. CD-ROM. 66
- ANAGNOSTOU, E. N.; MORALES, C. A.; DINKU, T. The use of TRMM precipitation radar observations in determining ground radar calibration biases. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 18, p. 616-628, 2000. 68,78,79,80
- ANGELIS, C. F.; MACHADO, L. A. T.; MORALES, C. A.; SILVA, S. A. A.; HENRIQUES, C. R.; NOGUEIRA, J. **Rede de radares meteorológicos: ação conjunta DECEA - INPE/CPTEC**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA- (CBMET), 14.. 2006. Florianópolis, SC. **Anais...** 2006. São José do sCampos: INPE, 2006. CD-ROM. (INPE-14534-PRE/9565). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtcm17@80/2006/12.21.21.02>>. Acesso em: 29 jan. 2009.
- ATLAS, D.; SRIVASTAVA, R. C.; SEKHON, R. S. Doppler radar characteristics of precipitation vertical incidence. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 2, p. 1-35, 1973. 44
- BATTAN, L. J. **Radar observes the weather**. Garden City: Doubleday and Co., 1962,, 1962. The Science Study Series. 33
- BERRI, G.; INZUNZA, J. The effect of the low level jet on the poleward water vapour transport in the central region of South America. **Atmospheric Environment**, v. 27A, p. 335-341, 1993. 63

- BETTS, A. K. Non-precipitating cumulus convection and its parametrization. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 100, p. 469-471, 1974. 63
- BIGGERSTAFF, M. I; HOUZE, J. R. A. Kinematics and microphysics of the transition zone of the 10-11 June 1985 squall line. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 3091-3110, 1993. 74,75
- BLANCHARD, D.C. Raindrop Size- Distribution in Hawaiian Rains. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1953. 45
- BREIDENBACH, J. P.; KITZMILLER, D. H.; MCGOVERN, W. E.; SAFFLE, R. E. The use of volumetric radar reflectivity predictors in the development of a second-generation severe weather potential algorithm. **Weather Forecasting**, v. 10, p. 269-379, 1995. 81, 91, 100, 107
- BROOCK, F.V. **Meteorological measurement systems**. New York: Oxford University Press, 290 p., 2001. 51
- BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, v. 67-68, p. 73-94, 2003. 63
- BROWNING, K. A. The structure and mechanisms of hailstorms. Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression, Meteor. Monogr., n. 38. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1-43, 1977. 61,88
- BROWNING, K.A. A total system approach to a weather radar network. In: GENERAL ASSEMBLY OF IAMAP, 3., 1981, Hamburg. **Proceedings...** Hamburg: D. Reidel Publisher, 1981. p. 115 – 122. 50, 64
- BYERS, H. R.; BRAHAM, R.R. **The thunderstorm** - report of the thunderstorm project. Washington: U. S. Government Print. Off. , 1949. 59

CALHEIROS, R.V.; ZAWADZKI, I. Reflectivity – Rain Rate Relationships for Radar Hydrology in Brazil. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 26, p. 118-132, 1986. 45

COLLIER, C.G. **Application of weather radar systems**. England: Praxis Publishing Ltd, 1996, p.165-224, 1996. 54, 55, 64

COSTA, I. C. **Avaliação dos dados produzidos pela rede de radares meteorológicos de banda "S" localizados no centro sul do Brasil**. 2007. 139 p. (INPE-14986-TDI/1273). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.07.11.09>>. Acesso em: 02 fev. 2009.

COSTA, I. C. **Avaliação dos dados produzidos pela rede de radares meteorológicos de banda "S" localizados no centro sul do Brasil**. 2007. 139 p. (INPE-14986-TDI/1273). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.07.11.09>>. Acesso em: 02 fev. 2009. 78, 79, 80.

DONALDSON, R. J. Radar Reflectivity Profiles in Thunderstorms. **Journal of Meteorology**, v.18, p. 292, 1960. 29

DUQUIA, C. G.; SILVA DIAS, M. A. F., **Complexo convectivo de mesoescala: um estudo de caso de CCM para o oeste do Rio Grande do Sul**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., Belo Horizonte. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1994, v. 2, p. 610-612, 1994. 65

DOVIK, R.J.; ZRNIC, D.S. **Doppler radar and weather observations**. New York: Academic Press, 1984, 458 p. 1984. 37, 39

DIXON, M.; WINER, G. TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis and nowcasting – A radar-based methodology. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 10, p. 785-797, 1993. 55

FAWBUSH, W. J.; MILLER, R. C. A mean sounding representative of the tornadic air mass environment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 33, p. 303 – 307, 1952. 63

FRENCH, M. N., ANDRIEU, H.; KRAJEWSKI, W. F. Uncertainty in vertically integrated liquid water content due to radar reflectivity observation error. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 12, p. 404-409, 1995. 50

GAN, M. A.; RAO, V. R. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, n.119, p. 1293-1302, 1991. 65

GANDÚ, A. W. **Análise estatística de ecos de radar associados a sistemas de precipitação na região leste do Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. São Paulo: IAG, USP, 1984. 66, 81

GOMES, A. M.; HELD, G. **Determinação e avaliação do parâmetro Densidade VIL para alerta de tempestades**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, 2004, Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2004, 12 p., 2004. 53, 78, 93

GREENE, D. R.; CLARK, R. A. Vertically integrated liquid water - a new analysis tool. **Monthly Weather Review**, n.100, p. 548–552, 1972. 29,52

HARNACK, R. P.; LANDSBERG, H. E.; Selected cases of convective precipitation caused by the metropolitan area of Washington, D. C. **Journal of Applied Meteorology**, n. 14, p. 1050-1060, 1975. 64

HENRY, S. G. Analysis of thunderstorm lifetime as a function of size and intensity. Preprints, *26 th. Conference of Radar Meteorology*, Norman, OK. **Bulletin of the American Meteorology Society**, p. 138-140, 1993. 55

HERING, A. M.; MOREL, C.; GALLI, G.; SÉNÉSI, S.; AMBROSETTI, P.; BOSCACCI, M. **Nowcasting thunderstorms in the Alpine Region using a radar based adaptive thresholding scheme.** In: EUROPEAN CONFERENCE ON RADAR IN METEOROLOGY AND HIDROLOGY (ERAD 2004), 3., Visby. **Proceedings...** Visby, Sweden: [s.n.], 2004, p. 206-211, 2004. 56

HERING, A. M.; GERMANN, U.; BOSCACCI, M.; SÉNÉSI, S. **Operational thunderstorm nowcasting in the Alpine region using 3D-radar severe weather parameters and lightning data.** In: EUROPEAN CONFERENCE ON RADAR IN METEOROLOGY AND HIDROLOGY (ERAD 2006), 4., Barcelona. **Proceedings...** Barcelona, Españã: [s.n.], 2006, 77

HILL, F. F.; BROWNING, K.A. Persistence and orographic modulation of mesoscale precipitation areas in a potentially unstable warm sector. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, n. 105, p. 57-70, 1979. 64

HOUZE, R. A. **Cloud dynamics.** New York: Academic Press, 1993, v. 53. 62

HOUGHTON, P. V. On precipitation mechanisms and their artificial modification. **Journal of Applied Meteorology**, n. 7, p. 851-859, 1973. 74

JACKSON, M. E. An echo motion algorithm for air traffic management using a national radar mosaic. In: CONFERENCE ON AVIATION WEATHER SYSTEMS, 5., Vienna, Proceedings... Vienna, VA: [s.n.], 1993. **American Meteorology Society**, p. 299-303, 1993. 54

JOHN, R. H.; DOSWELL, C. A. Severe local storms forecasting. **Weather and Forecasting**, v. 7, p. 588-612, 1992. 63

JOHNSON, J. T.; MACKEEN, P. L.; WITT, A. E.; MITCHELL, D.; STUMPF, G. J.; EILTS, M. D.; THOMAS, K. W. The storm cell identification and tracking algorithm: an enhanced WSR-88D algorithm. **Weather Forecasting**, v. 13, p. 263-276, 1998. 55

- JOSS, J.; SCHRAM, K.; THAMS, J.C.; WALDVOGEL, A. **On the quantitative determination of precipitation by radar**. Zurich: Scientific Communication, 1970, p.38. 63. Research Department of the Federal Commission on the Swiss Central Meteorological Institute, Federal Institute of Technology, Zurich, p. 38, 1970. 45
- LILLY, D. K. Severe storms and storm systems: scientific background, methods, and critical question. **Pure & Applied Geophysics**., v. 113, p. 713-734, 1975. 63
- LOMBARDO, M. A. **Ilha de calor nas metrópoles: o exemplo de São Paulo**. São Paulo: Ed. Hucitec, 1985, 244 p, 1985. 104
- LUDLAN, F. H., Severe local storm: a review, Meteorological Monographs., n. 27, v. 5, **American Meteorology Society**, p. 1 – 30, 1963. 63
- LUDLAN, F. H., **Cumulus and cumulonimbus convection**. Tellus, v. 18, p. 687 – 698, 1966. 63
- MACHADO, L A. T., LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 714-725, 2004. 75, 76, 81
- MARSHALL, J. S.; PALMER, W. The Distribution of Raindrops with Size. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 5, n. 4, p. 165-166, 1948. 45, 51, 71, 83
- MASON, B. J. **The Physics of Clouds**. Oxford University Press, London, England, 481 pp., 1957. 51
- MASSAMBANI, O.; CARVALHO, L. M. V.; VASQUEZ, M. A. Tornado ou microburst? Um diagnóstico por radar do caso de Itu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7., 1992, Foz do Iguaçu. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1992, p. 763-768, 1992. 66
- MATHON V.; LAURENT, H. Life cycle of the Sahelian mesoscale convective cloud systems. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, p. 377-406, 2001. 57

- MEISCHNER, P.E. **Weather radar. Principles and advanced applications**. Berlin: Springer, 2003. 36
- MENEZES, W. F.; SILVA DIAS, M. A. F. Simulação numérica dos casos “Itu” e “Ribeirão Preto”: comparação entre casos de tempestades imersas em ambientes com diferentes padrões de cisalhamento vertical do vento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1998, 1998. 66
- MILLS, G. A.; COLQUHOUN, J. R. Objective prediction of severe thunderstorm environments: preliminary results linking a decision tree with an operational regional NWP model. **Weather and Forecasting**, v. 13, p.1078-1092, 1998. 65
- MIRANDA, E. E.; COUTINHO, A. C. (Coord.). **Brasil visto do espaço**. Campinas. Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004. Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 24 out. 2007. 46, 48
- MOLLER, A. R., Severe local storms forecasting. In: Severe Convective Storms, C. A. Doswell III (Ed.), **American Meteorology Society**, Monograph v. 28, n. 50, p. 433-480, 2001. 63
- MORAES, M. C. S. **Distribuição de gotas de chuva e a relação Z-R para radar na costa leste do Nordeste do Brasil**. 112 p. Dissertação de Mestrado, UFAL – Maceió, AL, 2003. 45
- NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se de parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.1, p. 121-140, 2005. 64, 71
- PEREIRA FILHO, A. J. Chuvas de verão e as enchentes na Grande São Paulo: El Niño, brisa marítima e ilha de calor. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2000. 1 CD-ROM. 65, 104

- PIELKE, R. A., Mesoscale numerical modeling. **Advances in Geophysics**, v. 23, Academic Press, p. 185-344, 1981. 64
- PURDOM, J. F. W. Meso-highs and satellite imagery. **Monthly Weather Review**, v. 101, p. 180-181, 1973. 64
- TECTELCOM AEROSPACIAL LTDA. **RMT 0100D** – dppler weather radar system. São José dos Campos, 1998. 40
- ROGERS, R. R. **A short course in cloud physics**. Oxford: Pergamon Press, 1976. 42, 74
- RINEHART, R. E. **Radar for meteorologists**. Nevada: Rinerhart Publishing, 1997. 33, 34, 39, 42
- SALES, F. H.; PEREIRA FILHO, A. J. Comparações entre aspectos observacionais e simulação numérica de uma linha de instabilidade simétrica de longa duração sobre o Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2000. 65
- SEKHON, R. S.; SRIVASTAVA, R. C. Snow size spectra and radar reflectivity. **Journal Atmospheric Science**, v. 27, p. 299-307, 1970. 45
- SHOWALTER, A. K., A stability index for thunderstorm forecasting. **American Meteorological Society**, v. 34, p. 250-252, 1953. 63
- SHIN, D. B.; NORTH, G. R.; BOWMAN, K. P. A Summary of Reflectivity Profiles from the First Year of TRMM Radar Data. **Journal of Climate**, v. 13, p. 4072-4086, 1999. 75
- SKOLNIK, M. I. **Introduction to radar systems**. New York, McGraw-Hill Book Co., 1980. 42



UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R., The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective systems. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 682-703, 1979. 63

UNIVERSIDADE POLITÉCNICA DA CATALUNYA (UPC). Disponível em: <[http://www.grahi.upc.es/menu/curs/html\\_pages/trasp1.html](http://www.grahi.upc.es/menu/curs/html_pages/trasp1.html)>. Acesso em 25 abr. 2007. 35, 38

VICENTE, E.C.; SANGIOLO, C. A.; PEREIRA FILHO, A. J. Características das precipitações convectivas intensas na área do radar meteorológico de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2002. CD-ROM,65

VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T. Shape and radiative properties of convective systems observed from infrared satellite images. **International Journal of Remote Sensing**, 2003. 57

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 and Forecasting**, v. 23, n. 2, p. 233-245, 2008. 59

WALLACE , J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science** – an introductory survey. New York: Academic Press, 2006, p. 504, v. 92., International Geophysics Series, 2006. 60, 61, 62

WALDVOGEL, A.; FEDERER, B.; GRIMM, P., Criteria for the detection of hails cells. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 12, p. 1521-1525, 1979. 85, 92, 93

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. **Characteristics of isolated convective storms**, mesoscale meteorology and forecasting. Boston, MA: American Meteorological Society, , 1986. 59, 62

WILK, K. E.; GRAY, K. C. Processing and analysis techniques used with the NSSL weather radar system. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 14.1970, Boston. **Proceedings...** Boston: American Meteorology Society, 1970. p. 369-374. 54

## **PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE**

### **Teses e Dissertações (TDI)**

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

### **Manuais Técnicos (MAN)**

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

### **Notas Técnico-Científicas (NTC)**

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

### **Relatórios de Pesquisa (RPQ)**

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

### **Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)**

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

### **Publicações Didáticas (PUD)**

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

### **Publicações Seriadas**

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

### **Programas de Computador (PDC)**

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

### **Pré-publicações (PRE)**

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.