

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO"  
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS  
CAMPUS DE BOTUCATU

**UTILIZAÇÃO DA TÉCNICA VxIAT PARA A DETERMINAÇÃO DE  
VOLUMES DE PRECIPITAÇÃO NA ÁREA CENTRAL DO ESTADO DE  
SÃO PAULO.**

**ANA MARIA GOMES HELD**

Orientador: Prof. Dr. João Francisco Escobedo

Tese apresentada à Faculdade de Ciências  
Agronômicas da UNESP - Campus de  
Botucatu, para obtenção do título de Doutor em  
Agronomia - Energia na Agricultura.

BOTUCATU-SP

Abril – 2007

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA SEÇÃO TÉCNICA DE AQUISIÇÃO E TRATAMENTO DA INFORMAÇÃO - SERVIÇO TÉCNICO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - UNESP - FCA - LAGEADO - BOTUCATU (SP)

H474u Held, Ana Maria Gomes, 1954-  
Utilização da técnica VxIAT para a determinação de volumes de precipitação na área central do Estado de São Paulo / Ana Maria Gomes Held. - Botucatu : [s.n.], 2007. xvii, 91 f. : il. color., gras., tabs.

Tese (Doutorado)-Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrônomicas, Botucatu, 2007  
Orientador: João Francisco Escobedo  
Inclui bibliografia

1. Precipitação (Meteorologia) - Previsão. 2. Radar meteorológico. 3. Climatologia. 4. VxIAT. I. Escobedo, João Francisco. II. Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" (Campus de Botucatu). Faculdade de Ciências Agrônomicas. III. Título.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO"  
FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS  
CAMPUS DE BOTUCATU

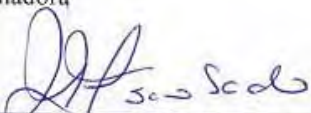
CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

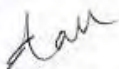
TÍTULO: "UTILIZAÇÃO DA TÉCNICA VxiAT PARA A DETERMINAÇÃO DE  
VOLUMES DE PRECIPITAÇÃO NA ÁREA CENTRAL DO ESTADO DE  
SÃO PAULO"

ALUNA: ANA MARIA GOMES HELD

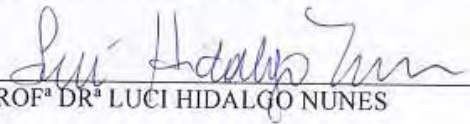
ORIENTADOR: PROF. DR. JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO

Aprovado pela Comissão Examinadora

  
\_\_\_\_\_  
PROF. DR. JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO

  
\_\_\_\_\_  
PROF. DR. ROBERTO VICENTE CALHEIROS

  
\_\_\_\_\_  
PROF. DR. JÔNÁS TEIXEIRA NERY

  
\_\_\_\_\_  
PROFª DRª LUCI HIDALGO NUNES

  
\_\_\_\_\_  
PROF. DR. OSWALDO MASSAMBANI

Data da Realização: 29 de junho de 2007.

## **OFERECIMENTO**

A meus pais, *In Memoriam*, pelos ensinamentos que norteiam minha existência.

## **AGRADECIMENTOS**

Meus agradecimentos sinceros a Analista Jaqueline Murakami Kokitsu, por sua dedicação e disponibilidade em colaborar sempre, realizando um trabalho de bastidor ao implementar todo o sistema TITAN nos computadores do IPMet, uma ferramenta computacional que foi a base para o estudo proposto. Ao Técnico Superior Demilson Quintão por sua assistência ao disponibilizar uma rotina computacional utilizada para composição e filtragem de dados utilizados numa parte das análises realizadas.

Ao National Center for Atmospheric Research – NCAR, nas pessoas dos Drs J. Wilson e M. Dixon, por facilitar os meios para que o sistema de Software TITAN pudesse ser instalado e se tornasse uma realidade nos computadores do IPMet.

À direção do Instituto de Pesquisas Meteorológicas pelo apoio dado durante a realização deste trabalho.

A todos, que de alguma forma colaboraram para que este trabalho pudesse ser completado, os meus sinceros agradecimentos.

## SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS .....	VIII
LISTA DE TABELAS .....	XIII
RESUMO .....	XIV
SUMMARY .....	XVI
1. Introdução.....	18
2. Revisão de Literatura.....	22
2.1 Radar Meteorológico .....	22
2.2. Princípios de Funcionamento de um Radar Meteorológico.....	23
2.3. Volume e Integral-Área-Tempo (V – IAT) .....	25
3. Material e Métodos.....	28
3.1. Princípios básicos da técnica utilizada.....	28
3.2. Dados Utilizados.....	31
3.2.1. Sistema TITAN .....	33
3.2.2. Etapas para o Processamento dos Dados .....	33
3.2.3. Definição do Volume da Tempestade .....	35
3.3.3. Refletividade composta.....	35
3.2.4. Limiares Utilizados para Identificação das Áreas de Precipitação .....	36
4. Resultados e Discussões .....	42
4.1 Climatologia da Precipitação Observada Durante o Período.....	42
4.1.1. Outubro de 1998 a Março de 1999.....	42
4.1.2. Outubro de 1999 a Março de 2000.....	45
4.2. Climatologia das Tempestades na Área Central Usando Radar .....	47
4.2.1. Propriedades Características das Tempestades .....	49
4.2.2. Distribuição de Freqüência para o Volume das Tempestades .....	50
4.2.3. Distribuição de Freqüência para a Área das Tempestades.....	52
4.2.4. Distribuição de Freqüência da Altura dos Ecos .....	54
4.2.5. Distribuição de Freqüência das Máximas Refletividades .....	57
4.2.6. Distribuição de Freqüência para o Deslocamento e Direção das Tempestades .....	58

4.3. Climatologia Espacial das Tempestades na Área Central do Estado de São Paulo.....	62
4.3.1. Distribuição Espacial dos Volumes Médios de Precipitação.....	63
4.3.2. Distribuição Espacial das Áreas de Precipitação.....	65
4.3.3. Distribuição Espacial da Altura Média dos Topos dos Ecos de Precipitação.....	67
4.3.4. Distribuição Espacial para a Duração dos Ecos de Precipitação.....	70
4.3.5. Distribuição Espacial da Velocidade Média de Deslocamento dos Ecos de Precipitação.....	72
4.3.6. Distribuição Espacial da Refletividade Máxima Média dos Ecos de Precipitação	75
4.4. Relação Volume de Precipitação Estimada por Radar (VPER) e Integral Área-Tempo (IAT).....	80
4.4.1. Relação entre Cobertura de Precipitação e Volume de Precipitação Usando Campo de Refletividades Compostas.....	81
4.4.2. Relação entre Cobertura de Precipitação e Volume de Chuva Usando CAPPI_3.5 Km.....	83
4.4.3. Análise da Viabilidade de Aplicação do Método V-IAT para Nowcasting de Volumes Precipitação.....	86
5. Conclusões.....	92
6. Referências.....	98
APÊNDICE 1.....	105

**LISTA DE FIGURAS**

Página

Figura 1. Espectro das frequências desde o visível até as frequências de rádio (expressas em GHz). A região de microondas, importante para os radares meteorológicos, é destacada e a escala correspondente em comprimento de onda é mostrada.....	23
Figura 2. Área selecionada para o estudo, raio de alcance de 240 km a partir do radar meteorológico Doppler de Bauru. ....	32
Figura 3 Esquema básico de introdução de dados do radar SIGMET de Bauru, no sistema TITAN, através da conversão dos dados brutos para dados no formato MDV. Fonte: Kokitsu, 2005. ....	34
Figura 4: Arquivamento dos dados para cada radar (Bauru e Presidente Prudente) usando uma resolução de 0,75Km na horizontal e na vertical, sobre um domínio de 480Km x 480Km x 19,5Km, com 26 níveis na vertical. Fonte: Modificado de WMI, 2001.....	34
Figura 5: Esquema ilustrando a diferença entre a célula específica do TITAN. A ilustração acima é o volume encerrado pelo contorno de 25 dBZ. Modificado de WMI, 2001.....	35
Figura 6: Esquema de refletividade composta. O máximo valor de cada altitude é projetado na superfície. Fonte: Modificado de WMI, 2001. ....	36
Figura 7: Áreas de refletividades (dBZ) excedendo 25 dBZ, identificada pela elipse azul, para o evento de 03 outubro 1998, às 19:14 HL (hora local), observado pelo radar Doppler de Bauru obtidas com o TITAN.....	37
Figura 8: Ajuste da função lognormal aos volumes médios obtidos para o período de outubro de 1998 a março de 1999.....	40
Figura 9: Gráfico Percentil-Percentil (P-P) para os volumes obtidos para o período de outubro de 1998 a março de 1999 (linha preta pontilhada) mostrando o ajuste dos dados ao modelo Lognormal (linha amarela contínua). ....	40
Figura 10: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de outubro de 1998 e (b) para o mês de novembro de 1998. ....	43
Figura 11: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de dezembro de 1998 e (b) para o mês de janeiro de 1999. ....	44
Figura 12: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de fevereiro de 1999 e (b) para o mês de março de 1999.....	44
Figura 13: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de outubro de 1999 e (b) para o mês de novembro de 1999. Fonte: <a href="http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise">http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise</a> .....	45



Figura 14: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de dezembro de 1999 e (b) para o mês de janeiro de 2000. ....	46
Figura 15: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de fevereiro de 1999 e (b) para o mês de março de 2000.....	46
Figura 16: Distribuição de frequência do volume das tempestades <sub>30dBZ</sub> (Km <sup>3</sup> ), para o verão de 1998 -1999, em intervalos de 31-50, 51-100, 101-500, etc.....	50
Figura 17: Distribuição de frequência do volume das tempestades <sub>30dBZ</sub> (Km <sup>3</sup> ), para o verão de 1999-2000, em intervalos de 51-100, 101-500, 501-1000, etc.....	51
Figura 18: Distribuição de frequência para as áreas médias de precipitação observadas pelo radar Doppler de Bauru durante o verão de 1998-1999, em intervalos de 1-10, 10.1-50, 50.1-100, etc. ....	52
Figura 19: Distribuição de frequência para as áreas de precipitação observadas pelo radar Doppler de Bauru durante os verões de 1998-1999 e 1999-2000, respectivamente, para os mesmos intervalos da Figura 18. ....	53
Figura 20: Distribuição de frequência para os topos máximos dos ecos de 30 dBZ, em km a.n.m.m, observados pelo radar Doppler de Bauru durante os verões de 1998-1999, em intervalos de 4.1-6.0, 6.1-8.0, 8.1-10, etc. ....	55
Figura 21: Distribuição de frequência para os topos máximos dos ecos de 30 dBZ observados pelo radar Doppler de Bauru durante o verão de 1999-2000, os mesmos intervalos da Figura 20.....	56
Figura 22: Distribuição de frequência das refletividades máximas (dBZ), período do verão de 1998/99 observadas em cada tempestade de 30 dBZ, na área do radar Doppler de Bauru, em intervalos de 36.1-39.0, 39.1-42.0, etc. ....	57
Figura 23: Distribuição de frequência das refletividades máximas (dBZ), período do verão de 1999-2000, observadas em cada tempestade de 30 dBZ, na área do radar Doppler de Bauru, intervalos os mesmos que na Figura 22.....	58
Figura 24: Distribuição de frequência para as velocidades de deslocamento (Km.h <sup>-1</sup> ), durante o período dos verões de 1998/99 e 1999-2000, observadas para as tempestades excedendo 30 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru, em intervalos de 5.1-10, 10.1-15.0, etc... ..	59
Figura 25: Distribuição de frequência para as velocidades de deslocamento (Km.h <sup>-1</sup> ), durante o verão de 1999-2000, observadas para as tempestades excedendo 30 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru, intervalos os mesmos que na Figura 24.....	60

- Figura 26: Distribuição de frequência, por quadrantes de  $30^0$ , para onde se deslocam as tempestades, durante o período do verão de 1998/1999, as tempestades que excedem ao limiar de 30 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru. ....60
- Figura 27: Distribuição de frequência, por quadrantes de  $30^0$ , para onde se deslocam as tempestades, durante o período do verão de 1999-2000, para as tempestades que excedem ao limiar de 30 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru. ....61
- Figura 28: Distribuição espacial dos volumes médios de precipitação ( $Km^3$ ), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades observadas que dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru. ....63
- Figura 29: Distribuição espacial dos volumes médios de precipitação ( $Km^3$ ), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades observadas que excedem ao limiar de 25 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru. ....64
- Figura 30: Distribuição espacial das áreas médias de precipitação ( $Km^2$ ), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades observadas que excedem ao limiar de 25 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.....65
- Figura 31: Distribuição espacial das áreas médias de precipitação ( $Km^2$ ), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades observadas dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.....66
- Figura 32: Distribuição espacial do topo médio dos ecos de precipitação (Km), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades observadas que excedem ao limiar de 25 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru. ....68
- Figura 33: Distribuição espacial do topo médio dos ecos de precipitação (km), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades observadas dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru. ....69
- Figura 34: Distribuição espacial para a duração dos sistemas de precipitação (horas), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades observadas dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru. ....70
- Figura 35: Distribuição espacial para a duração dos sistemas de precipitação (horas), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades observadas dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru. ....71
- Figura 36: Distribuição espacial para a velocidade de deslocamento dos sistemas de precipitação ( $Km.h^{-1}$ ), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru. ....73

- Figura 37: Distribuição espacial para a velocidade de deslocamento dos sistemas de precipitação ( $\text{Km.h}^{-1}$ ), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru. .... 74
- Figura 38: Distribuição espacial para refletividade máxima média dos sistemas de precipitação (dBZ), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru. .... 75
- Figura 39: Distribuição espacial para a média das máximas refletividades dos sistemas de precipitação (dBZ), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru. .... 76
- Figura 40: Distribuição espacial para a média das máximas refletividades (dBZ), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 40 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru. .... 78
- Figura 41: Distribuição espacial para a média das máximas refletividades dos sistemas de precipitação (dBZ), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 40 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru. .... 79
- Figura 42: Diagrama de dispersão entre os volumes de precipitação estimados pelo radar de Bauru e a área de precipitação integrada no tempo, período outubro 1998- março 1999. .... 82
- Figura 43: Diagrama de dispersão entre os volumes de precipitação estimados pelo radar de Bauru e a área de precipitação integrada no tempo, período outubro 1999- março 2000. .... 82
- Figura 44: Diagrama de dispersão entre  $\text{VPER}(\text{m}^3)$  vs IAT, (a): 25, (b): 30 e (c): 35dBZ, para período verão 1998-1999 e (d): 25, (e): 30 e (f): 35 dBZ, para período verão 1999-2000. .... 84
- Figura 45: Distribuição de frequência para a duração dos eventos de tempestades até atingir a máxima área, verão de 1998-1999, em intervalos de 1.1-2.0, 2.1-3.0, etc. .... 87
- Figura 46: Distribuição de frequência em função do percentual do tempo total de duração dos eventos de tempestades até atingir a máxima área, verão de 1998-1999, em intervalos de 10.1-20.0, 20.1-30.0, etc. .... 88
- Figura 47: Distribuição de frequência para a duração dos eventos de tempestades até atingir a máxima área, verão de 1999-2000, em intervalos o mesmo que da Figura 45. .... 88
- Figura 48: Distribuição de frequência em função do percentual do tempo total de duração dos eventos de tempestades até atingir a máxima área, verão de 1999-2000, em intervalos o mesmo que da Figura 46. .... 89

Figura 49: Diagrama de dispersão entre o volume total e o volume estimado da máxima área de precipitação horária, para o verão de 1998-1999.....	91
Figura 50: Diagrama de dispersão entre o volume total e o volume estimado da máxima área de precipitação horária, para o verão de 1999-2000.....	91
Figura 51: Ajuste da função lognormal aos parâmetros obtidos para o período de outubro de 1998 a março de 1999 para (a) volumes médios; (b) área média; (c) topos médios; (d) topos máximos; (e) refletividade máxima; (f) refletividade média e (g) duração média dos eventos. .....	109

**LISTA DE TABELAS**

Página

Tabela 1. Distribuição da percentagem das áreas de ecos (30 dBZ), observados na varredura mais baixa durante o GATE, áreas de ecos de tempestades, limiar 30 dBZ, observados em Sidney e áreas de ecos tempestades (30 dBZ) para a área do radar de Bauru (1998-1999 / 1999-2000). .....	54
--	----

## RESUMO

Foi realizada uma análise para se obter a caracterização das tempestades sob o aspecto climatológico para a área central do Estado de São Paulo cujos parâmetros foram obtidos com o software TITAN, desenvolvido no NCAR e implementado nos computadores do IPMet. Os parâmetros que caracterizam as propriedades das tempestades tais como volume médio, área média, altura dos topos dos ecos, refletividade máxima e média bem como velocidade e deslocamento dos sistemas precipitantes foram determinados considerando o limiar de refletividade  $>30$  dBZ, e volume  $>30$  km<sup>3</sup>.

A distribuição espacial de parâmetros tais como volume médio, área média, refletividade média e máxima mostrou, pela primeira vez para a área central do Estado de São Paulo, como os mesmos se distribuíram pela área monitorada pelo radar de Bauru e também a existência de regiões preferenciais onde se concentra a maior atividade convectiva, durante os verões analisados.

Todas as varreduras observadas pelo radar de Bauru foram também processadas para se determinar as áreas de tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, para a partir daí obter a integração dessas áreas para o tempo de duração de cada tempestade e calcular a IAT, que é a integral área-tempo. O método da Integral-Área-Tempo (IAT), para se medir precipitação volumétrica baseada na informação de cobertura da precipitação em área foi aplicado aos dados de radar meteorológico de Bauru, para dois períodos de verão, o de 1998-1999 e 1999-2000.

A premissa de que a porção crescente do conglomerado convectivo seria suficiente para calcular uma IAT que ainda seria altamente correlacionada com o volume total de chuva resultando, portanto numa técnica para o nowcasting é testada e verificada para os dois períodos analisados. Os resultados das análises mostraram que as células de tempestade atingem sua máxima área em torno de 50% do seu tempo total de duração, sendo que a média de duração dessas células é de aproximadamente duas hora. A análise de correlação entre o volume total e o volume máximo, produziu coeficientes de correlação  $r = 0.58$  e  $r = 0.87$ , respectivamente evidenciando que a utilização apenas da porção de crescimento de um complexo convectivo pode ser suficiente para se calcular a IAT, podendo

ser considerada como uma técnica potencial a ser explorada em estudos futuros, para a previsão imediata de volumes de chuva numa região monitorada por um radar, como a região central e oeste do Estado de São Paulo.

## **THE APPLICATION OF THE VxATI METHOD TO DETERMINE PRECIPITATION VOLUMES IN THE CENTRAL AREA OF THE STATE OF SÃO PAULO**

Botucatu, 2007. 109p. Tese (Doutorado em Agronomia/Energia na Agricultura) – Faculdade de Ciências Agronômicas, Universidade Estadual Paulista.

Author: Ana Maria Gomes Held

Adviser: João Francisco Escobedo

### **SUMMARY**

A climatological characterization of storm properties during two summer seasons, viz. 1998-1999 and 1999-2000, based on observations from the Bauru S-band Doppler radar, was obtained with the TITAN Software of NCAR, implemented at IPMet. Parameters, such as mean volume, mean area, mean and maximum echo tops, mean and maximum reflectivity, as well as speed and direction of precipitating systems were determined using the reflectivity > 30 dBZ and a volume > 30 km<sup>3</sup> as a threshold for storm identification.

The spatial distribution for parameters such as mean volume, mean area, mean and maximum reflectivity, mean and maximum echo top, etc, were determined for the first time in the central State of São Paulo, based on radar data information. It has shown some preferential areas where most of the convective activity was concentrated during the study period.

The Area Time-Integration (ATI) method was then applied to these observations using the 25 dBZ thresholds, to determine the rainfall volume in the central area of the State of São Paulo, taking into account the entire lifetime of all observed storms that exceeded the threshold considered. Furthermore, it was also investigated, if it would be possible to estimate the ATIs only for the growth period of a convective storm and still obtain a good correlation. This method could then be applied to obtain the total rain volume of a convective system at the stage of its maximum development, which could be considered as a nowcasting tool to be explored in subsequent studies. The time span for the storms reaching their maximum area was found to be about 2 hours on average and this was reached within



50% of the total time duration of a storm. The assumption, that only the growth period of a convective storm could be used to calculate the ATI and then to be deployed to estimate the total rain volume, was tested for the period and the results have shown a fair correlation, with  $r = 0.58$  and  $0.87$  for both summers respectively, being considered a promising technique to be explored for the nowcasting in future studies.

---

Keywords: radar precipitation, precipitation climatology, V-IAT, nowcasting

## 1. Introdução

Muito embora o radar seja utilizado para detectar e monitorar precipitação por mais de 50 anos, ele tem sido muito lento em suplantar técnicas convencionais para medidas de chuva. As dificuldades em se obter boas calibrações do sistema e ainda a de se processar grandes quantidades de dados para as estimativas de precipitação, pode ser considerado, em parte, responsável por isso.

Sua aplicação para estimativas operacionais de precipitação para a agricultura, ou na sua avaliação em experimentos de modificação artificial do tempo e na hidrologia é evidente.

No entanto, as incertezas que se assumem considerando a relação de transformação entre a taxa de precipitação  $R$  e o fator de refletividade  $Z$ , em situações específicas, é também um sério empecilho à adoção do radar como um meio para se medir

precipitação. Os pioneiros em estudos para determinação da relação entre a refletividade medida com o radar ( $Z$ ) e a taxa de precipitação ( $R$ ) foram Marshall e Palmer (1948).

Desde então muitos de estudos têm sido realizados focando diferentes regiões do globo, com o objetivo de estabelecer uma relação para a quantificação da precipitação e uma extensa lista dessas relações podem ser encontradas em Atlas (1964); Stout e Mueller (1968); Battan (1973), só para citar algumas fontes. Outros estudos mostraram ainda que as variações em latitude e em áreas geográficas, aliadas a condições sinóticas locais, são responsáveis pelas diferenças observadas na chuva estimada por radar (Byers e Braham, 1949; Stout e Mueller, 1968).

Em adição a tudo isso não pode ser ignorado que ainda existem efeitos complicadores devido à atenuação em microondas, à evaporação de gotas de chuva, movimentos verticais do ar, variações na forma da partícula e nas velocidades terminais, incluindo também a própria advecção da chuva quando precipitando durante a coleta do volume sendo amostrado. Tais efeitos quando combinados podem limitar a precisão das estimativas de chuva em área feita com radar em até 50% (Hildebrand et al., 1979).

Mas apesar de tudo isso, o radar pode mapear a precipitação muito melhor em espaço e tempo do que qualquer rede de estações pluviométricas em superfície e, portanto sua utilização em medidas de precipitação tem um número de vantagens sobre uma rede pluviométrica. Primeiramente, porque uma varredura em 360 graus feita pelo radar meteorológico é equivalente a cobrir uma rede infinitamente densa de pluviômetros, pois essa varredura mapeia uma extensão areal de diferentes intensidades de precipitação dentro de uma região, e em segundo, poderíamos complementar ainda com a possibilidade do acesso direto e assimilação desse campo de precipitação em tempo real (Woodley et al., 1975; Dennis et al., 1975).

É evidente que um radar não pode ser utilizado para medir taxas de precipitação diretamente. Entretanto a energia que é retro-espalhada pelas gotas de diversos tamanhos é medida e relacionada às taxas de precipitação. A acurácia dessas medidas pode ter

causas relacionadas diversas levando em conta as variações existentes nas relações Z-R, a contaminação causada pela presença de propagação anômala do sinal do radar (Wilson e Brandes, 1979), ou ainda o preenchimento, apenas parcial, do feixe do radar pela precipitação, isso só para citar algumas dessas causas, e em adição, a precipitação pode ainda variar consideravelmente, da altura do feixe do radar até o solo (Austin, 1981).

O método da Integral-Área-Tempo (IAT), para se medir precipitação volumétrica foi desenvolvido por Doneaud et al.(1981;1984; 1988) como uma proposta para se contornar os problemas mencionados acima, uma vez que a técnica IAT é utilizada para as estimativas de precipitação baseado tão somente na informação de cobertura da precipitação em área.

Essa técnica está baseada na alta correlação linear encontrada entre a precipitação em área integrada sobre o tempo de duração da chuva (IAT) e o volume de precipitação estimado pelo radar (VPER), uma vez que a distribuição das taxas de precipitação de uma tempestade convectiva para outra é bastante similar (Lopez et al., 1983). Isto equivale a dizer que a função de densidade de probabilidade (FDP) das taxas de precipitação de uma tempestade para outra é *essencialmente constante* (Atlas et al., 1990).

A intensidade média da precipitação  $R(\text{mm. h}^{-1})$  é dada pela razão entre o volume de precipitação estimado pelo radar - VPER ( $\text{Km}^2.\text{mm}$ ) e a integral área-tempo - IAT ( $\text{Km}^2.\text{h}$ ), que por sua vez é independente de VPER ou IAT. Esse método provê essencialmente um meio de se estimar volumes totais de precipitação sobre áreas da ordem de 1000 a 100.000  $\text{km}^2$  para aglomerados de ecos de radar com tempo de duração maior que 40 minutos (Doneaud et al., 1984).

A evidência dos trabalhos realizados em outras regiões do globo indica que essa relação pode variar em função da região geográfica, dependendo das características de precipitação de cada região, daí a importância de se retomar estudos semelhantes para a área central do Estado de São Paulo, um dos objetivos deste estudo.

Com base nessa técnica, uma vez determinada uma relação V-IAT, o radar poderá ser utilizado na avaliação das áreas de chuva – no que ele supera largamente qualquer rede pluviométrica factível – das quais se derivam os correspondentes volumes, sem utilização de uma relação Z-R.

Embora as informações de radar meteorológico são ainda muito pouco utilizadas nas práticas agrícolas no Brasil, estando a maior concentração de usuários na agricultura das grandes plantações de cana-de-açúcar no Estado de São Paulo, essa técnica para estimativa do volume de chuva convectiva através da IAT é proposta também pela importância dessa estimativa dentro das várias atividades do setor produtivo no Estado de São Paulo.

Essa técnica permite, portanto a determinação do volume de chuva de uma maneira simples, utilizando apenas a observação da superfície coberta pela precipitação seja para uma área fixa, seja para áreas de rastro de tempestades.

A determinação do volume de precipitação numa dada área poderá ainda ser aplicada para insumo em modelos para o cálculo do balanço hídrico, por exemplo, fornecendo assim ao agricultor o conhecimento sobre a existência ou não de déficit hídrico em sua área plantada. Tal informação poderá ainda ser utilizada como parâmetro num modelo para tomada de decisão onde os volumes de chuva agregados a outras informações coletadas no campo, permitirá uma melhor análise desses dados e, conseqüentemente, um melhor planejamento das atividades agrícolas, e que certamente implicaria em ganhos econômicos para o agricultor.

## **2. Revisão de Literatura**

### 2.1 Radar Meteorológico

O radar teve seu principal desenvolvimento durante a Segunda Guerra Mundial, nos anos 40, sendo uma de suas aplicações mais importantes a detecção e o monitoramento de navios e aviões de guerra. No entanto, sob esse aspecto a chuva obscurecia os alvos e era necessário mitigar ou distinguir o sinal dos alvos meteorológicos.

Entretanto, para a meteorologia, a caracterização e o monitoramento de tempestades é o uso primário do radar, e nos dias de hoje os diversos setores da meteorologia operacional dependem e utilizam desses radares, convencionais ou não, geralmente operando na banda-X (3cm), banda-C (5cm) ou banda-S (10 cm). Essas letras associadas com a frequência do comprimento de onda em que esses radares operam tiveram suas origens relacionadas ao problema de máxima segurança nos tempos de guerra, não tendo nenhuma designação lógica para as mesmas. Uma ilustração relacionando o comprimento de onda e a frequência relativa é mostrada através da Figura 1, baseada em informações providas em Skolnik (1970), e comparada às outras frequências também são importantes em sua utilização.

Em meteorologia com radar é usual se referir às porções do espectro eletromagnético em termos de comprimento de onda, enquanto que em engenharia esta referência é feita usando frequência, sendo que ambos constam da escala, ilustrada pela Figura 1.

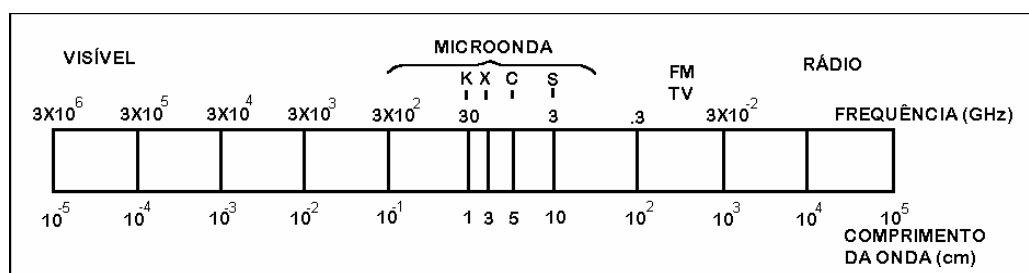


Figura 1. Espectro das frequências desde o visível até as frequências de rádio (expressas em GHz). A região de microondas, importante para os radares meteorológicos, é destacada e a escala correspondente em comprimento de onda é mostrada.

Os princípios e aplicações básicas importantes sobre o radar meteorológico; com informações detalhadas, podem ser encontradas em Skolnik (1970), Battan (1973), Doviak et al. (1984) e Atlas (1990).

## 2.2. Princípios de Funcionamento de um Radar Meteorológico

As ondas eletromagnéticas podem ser descritas por sua amplitude, fase e polarização e um campo eletromagnético descrito em termos do seu comprimento de onda, período, frequência, amplitude, potência, fase e polarização.

O comprimento de onda,  $\lambda$ , é a distância entre sucessivas cristas ou cavados. Isto é, a onda se repete a cada  $\lambda$ . Comprimentos de onda de radares meteorológicos são tipicamente expressos em centímetros, enquanto que período, P, é o tempo que a energia eletromagnética leva para propagar de uma crista até a próxima (isto é, para completar um ciclo). P é tipicamente expresso como alguma porção de um segundo. Já a frequência, f, se refere ao número de ciclos da energia eletromagnética que se propaga por unidade de tempo.

A frequência é expressa em unidade de Hertz (Hz), sendo que um Hertz é igual a um ciclo por segundo.

A frequência e o comprimento de onda são relacionados entre si, e à velocidade na qual a energia eletromagnética viaja. Essa relação é dada por:

$$c = f \times \lambda$$

Frequência e período são recíprocos entre si:

$$f = 1 / P$$

Portanto, o comprimento de onda e o período, estão relacionados entre si através de:

$$c = \lambda / P$$

O radar meteorológico está baseado, portanto no princípio de que ondas eletromagnéticas podem se propagar através da atmosfera. Quando as mesmas encontram hidrometeoros, uma pequena porção dessa energia é refletida pelas partículas de precipitação e retornam uma quantidade de energia para o receptor.

As unidades da **refletividade (Z)**, que caracteriza a grandeza do alvo, **são milímetros à sexta potência por metro cúbico ( $\text{mm}^6/\text{m}^3$ )**, se o comprimento de onda e o diâmetro dos hidrometeoros são expressos em centímetros.

Valores típicos de Z em tempestades variam de  $10^2 - 10^6 \text{mm}^6 . \text{m}^{-3}$ , sendo conveniente expressar esses números e, portanto a refletividade, em decibéis, que por definição é dez vezes o logaritmo na base 10. Portanto, se considerarmos um valor para a refletividade de  $Z = 10^5 \text{mm}^6 . \text{m}^{-3}$ , o mesmo se torna 50 dBZ.



### 2.3. Volume e Integral-Área-Tempo (V – IAT)

A técnica Integral Área-Tempo (IAT) está baseada na observação realizada pioneiramente por Byers e Braham (1949), de que a taxa de produção de precipitação por uma tempestade convectiva está relacionada ao seu tamanho.

O método não requer taxas de precipitação ou acumulações pontuais, que poderiam ser obtidas de uma densa rede de pluviógrafos ou de dados de radar, mas considera somente os eventos de precipitação *per se*. Um “evento de precipitação” como usado aqui significa a detecção de precipitação em uma dada região durante um tempo especificado (usado uma hora), ou por radar ou por pluviômetro. Portanto, o método incorpora informação tanto sobre a extensão em área quanto sobre a duração da precipitação.

A técnica da relação V-IAT provê um método simples para a estimativa do volume de precipitação convectiva, valendo-se da alta capacidade de que dispõe o radar meteorológico para determinar áreas de chuva. Doneaud et al. (1981) ao desenvolverem o trabalho pioneiro relativo à técnica, levantaram a questão da dependência climática; voltando a enfatizar esse ponto em artigo posterior, destacando a grande utilidade da execução de análises similares para diferentes áreas geográficas (Doneaud et al., 1984).

Calheiros e Gomes (1986) utilizaram pela primeira vez, no Brasil, a técnica IAT para obtenção de volumes de precipitação utilizando dados do radar banda-C aplicados a uma coroa de radiais de 40 e 90 km centrada na localização do radar de Bauru, para os meses de janeiro e fevereiro.

A estreita relação entre os volumes de chuva e a IAT indica que a refletividade e a taxa de precipitação associada segue uma distribuição estatística bem-definida para um dado local e o grau de organização de um sistema convectivo, o que está de acordo com os resultados encontrados por Stout e Mueller (1968).

A técnica IAT provê um meio de se estimar volumes totais de chuva sobre áreas em alvos fixos ou variáveis da ordem de 1000 a 100000 km<sup>2</sup> para ecos de radar com duração maior que 40 minutos (Doneaud et al., 1984). A técnica não necessita consideração alguma sobre a estrutura do eco medido pelo radar para gerar estimativas de volumes de precipitação; sendo que somente a área coberta pelos eventos de chuva é necessária.

Mais recentemente, Atlas et al. (1990), abordaram o assunto baseado nos resultados contidos nos trabalhos pioneiros acima citados, para inferir que deve existir uma função densidade de probabilidade universal para a intensidade de chuva convectiva. Essa conclusão foi questionada por Smith (1990), no qual são mencionadas diferenças entre os planaltos e o sudoeste nos Estados Unidos e destes com observações na África do Sul e no Brasil, o que contraria a universalidade em causa. O mesmo autor reitera a importância de estudos que definam a necessidade – ou não – de estratificação geográfica das relações V – IAT.

Uma contribuição para essa definição foi apresentada por Calheiros (1991), que em seu estudo comparou os resultados obtidos em diferentes regiões do mundo – EUA, África do Sul e Brasil. Os resultados das análises dessas comparações indicaram a existência de uma compatibilidade com os respectivos climas, para os casos da África do Sul e Brasil, diferindo daqueles obtidos para os EUA, portanto contrariando a tese sobre a existência de uma função de densidade de probabilidade universal.

Baseado no princípio do método a técnica IAT não pode ser usada com uma ferramenta para o nowcasting de volumes de chuva desde que o período inteiro de chuva tenha que ser levado em conta para os cálculos da IAT. Mas se a porção crescente do conglomerado convectivo for suficiente para calcular uma IAT que ainda seria altamente correlacionada com o volume total de chuva, então isso resultaria numa técnica de nowcasting e, portanto o volume de chuva convectiva para o evento inteiro poderia ser obtido do máximo estágio do seu desenvolvimento.

No presente estudo propõe-se o estabelecimento de uma relação VxIAT para a determinação de volumes de precipitação utilizando apenas as áreas de precipitação observadas com o radar Doppler de Bauru e verificar também se a técnica IAT aplicada somente à porção de desenvolvimento da tempestade pode eliminar a necessidade de análise da IAT na sua fase de decaimento, uma condição do método, que leva em conta o tempo total de duração da célula de tempestade aplicando esse conceito para os eventos de precipitação que ocorrem na área central do Estado de São Paulo.

Propõe-se ainda estabelecer as propriedades características das tempestades convectivas, que ocorrem na área central do Estado, baseado nos vários parâmetros tais como, volume, área, topo dos ecos, refletividade, velocidade e deslocamento através de suas distribuições estatística e espacial.

### **3. Material e Métodos**

#### 3.1. Princípios básicos da técnica utilizada

O volume de chuva produzido por nuvens convectivas está relacionado, de alguma forma, à extensão em área e ao tempo de vida dessas nuvens. A formulação explícita dessa relação que mostra altíssima correlação é a relação entre o volume de chuva estimado pelo radar - VPER e a integral área-tempo - IAT, um conceito introduzido em Doneaud et al. (1981).

Uma parte importante dos cálculos para a obtenção de IAT é determinar um limiar de refletividade apropriado, uma vez que ecos abaixo desse limiar não são incluídos na IAT. Existe um número de fatores que precisam ser considerados ao se selecionar um valor de limiar apropriado.

Um valor de limiar fixado muito alto excluirá áreas de ecos que são

significativos em termos de precipitação produzida, ao passo que a seleção de um limiar muito baixo para a refletividade incluiria áreas de eco que não produziriam precipitação significativa para serem considerados (Doneaud et al., 1984). Esse ponto é importante também, pois elimina a necessidade de correção por evaporação entre a altura do feixe do radar e o solo (Doneaud et al., 1981).

Para os cálculos de IAT se levam em conta as áreas precipitantes e seu tempo de duração. Áreas de eco definidas por um determinado limiar de refletividade são então multiplicadas pelo intervalo de tempo centrado entre varreduras e somadas sobre o tempo de duração total das mesmas, produzindo os valores de IAT do radar. Para a análise e apresentação dos resultados selecionou-se o limiar de refletividade de 25 dBZ ou  $1,33 \text{ mm.h}^{-1}$ , para se estabelecer uma comparação com os estudos anteriores realizados por Calheiros e Gomes (1986) utilizando dados do radar banda-C, além de possibilitar um cotejo com os resultados encontrados na literatura realizados para outras regiões geográficas.

Os volumes estimados pelo radar são obtidos dos valores de refletividades transformados em taxas de precipitação usando a relação Marshall-Palmer (1948),  $Z = 200R^{1.6}$ , onde  $Z$  é a refletividade equivalente em  $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ , e  $R$  é a taxa de precipitação em  $\text{mm.h}^{-1}$ . Os volumes são calculados sobre cada ponto de grade, multiplicando-se a taxa de precipitação pela área elementar definida pelos pontos de grade e pelo intervalo de tempo entre as sucessivas varreduras. Os volumes são então somados sobre a área total da tempestade e sobre o tempo de vida da mesma. Nenhum ajuste é realizado sobre os volumes integrados de precipitação, uma vez que a obtenção desses volumes é simplesmente para correlacioná-los com as estimativas da cobertura em área dos ecos sob as mesmas condições.

O conceito de integral área-tempo é derivado da expressão para o volume de chuva  $V$  produzido por uma nuvem convectiva, podendo ser escrito como:

$$V = \int_T \int_{A(t)} R(a,t) da dt \quad (1)$$

onde  $R(a,t)$  representa a taxa de precipitação num dado tempo  $t$  e numa área  $a$ . A integração é feita sobre as regiões de área  $A(t)$  coberto por ecos acima de um limiar de refletividade selecionado durante o intervalo de tempo  $T$ .

Assumindo que  $R(a,t)$  é uma função contínua em espaço e tempo, o teorema do valor médio nos permite expressar a Equação (1) como:

$$V = R(a_0, t_0) \int_T A(t) dt = R_c \sum A_i \Delta t_i \quad (2)$$

onde  $a_0$  e  $t_0$  são pontos no espaço e tempo, respectivamente, que garantem a igualdade das equações (1) e (2), e  $R_c$  representa a taxa de precipitação média sobre o domínio área-tempo. Se os limites de integração envolvem a área total  $A$  e a duração  $T$  de uma entidade convectiva, a integral em (2) se torna a IAT.

Deve ser enfatizado que  $R_c$  é a taxa média de precipitação dentro da área de chuva e na prática a área considerada é delimitada pelo limiar de refletividade selecionado, e as integrais são aproximadas por somatórios finitos. Portanto, se  $A$  é correlacionado positivamente com a taxa média de precipitação,  $V$  é correlacionado com IAT.

Utilizando-se um limiar de refletividade apropriado os volumes de precipitação estimados pelo radar, VPER, podem ser relacionados a IAT dado pelo radar. A regressão linear de log (VPER) em log (IAT) corresponde a uma relação de lei de potência, tal como:

$$\text{VPER} = K(\text{IAT})^b \quad (3)$$

que relaciona o volume de chuva VPER a IAT, onde  $K$  e  $b$  são coeficientes determinados pela análise de regressão. O coeficiente  $b$  dá a inclinação e  $K$  é o antilog da intersecção da reta no eixo  $Y$ , sendo  $K$  o valor aproximado da taxa média de precipitação. A taxa média de precipitação  $R_c$ , em  $\text{mm.h}^{-1}$ , pode ser extraída da razão entre a IAT em  $\text{Km}^2.\text{h}$  e o volume de precipitação VPER em  $\text{Km}^2.\text{mm}$ . Da equação (2) podemos escrever:

$$R_c = VPER/(IAT) \quad (4)$$

Substituindo (4) em (5), obtém-se:

$$R_c = K (IAT)^{b-1} \quad (5)$$

Portanto, à medida que IAT diminui com o aumento do valor limiar, o valor de K deve diminuir de modo a manter a acumulação volumétrica de precipitação (Doneaud et al., 1984, Atlas et al., 1990).

### 3.2. Dados Utilizados

Os dados utilizados no estudo foram coletados pelo radar meteorológico banda-S Doppler localizado em Bauru (Lat: 22°21'28" S, Lon: 49°01'36" W, 624 m a.n.m.m), cuja área de alcance quantitativo é ilustrado pela Figura 2.

Suas características principais são: abertura de feixe de 2°, operando em modo vigilância num raio de 450 km de alcance e realizando varreduras volumétricas num raio de 240 km utilizando 11 elevações (0.3° a 35°), com resolução radial de 1 km e azimutal de 1°. A resolução temporal de coleta dos dados é de 15 minutos ou menos, registrando e armazenando as informações de refletividade, velocidade radial e largura espectral.

O mínimo sinal detectável (MDS) do radar é em torno de -109 dBm. No alcance máximo de 240 km a refletividade mínima detectável é 14,6 dBZ e corresponde a uma taxa de precipitação com limiar de 0,30 mm.h<sup>-1</sup> de acordo com a relação de Marshall e Palmer, considerada para a determinação das taxas de precipitação. Nenhuma correção, para as variações que ocorrem em relação ao preenchimento do feixe com a distância, foi considerada no estudo. Foram eliminadas da análise observações do radar contaminadas pela

presença de propagação anômala (AP). Os horários preferenciais em que a mesma foi detectada foram normalmente próximo às primeiras horas do dia, entre 00h e 07h.



Figura 2. Área selecionada para o estudo, raio de alcance de 240 km a partir do radar meteorológico Doppler de Bauru.

Todas as áreas de ecos compondo os rastro de tempestades dentro do raio de alcance dos 240 km do radar Doppler de Bauru, para os períodos de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999 e de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, foram utilizadas no processamento.

As áreas dos aglomerados de ecos para os limiares de refletividade variando de 25 a 35 dBZ foram determinadas utilizando o sistema de software TITAN - Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting (Dixon e Wiener, 1993), do NCAR – National Center for Atmospheric Research, cujas principais características são descritas a seguir.



### 3.2.1. Sistema TITAN

O TITAN é um sistema que foi desenvolvido por pesquisadores do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), em Boulder, Estados Unidos, para aplicação em previsão imediata do deslocamento de tempestades, baseado na metodologia de centróides utilizando unicamente informações de radar meteorológico.

Este sistema 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. A componente de rastreamento está baseada na solução otimizada do problema de “*matching*”, e não na hipótese sobre a velocidade inicial da tempestade. Fusões e divisões – “*merger*” e “*split*” - são identificadas através de lógica geométrica considerando as posições e formas das tempestades.

### 3.2.2. Etapas para o Processamento dos Dados

Um dos tipos de dados internos suportados pelo TITAN é o MDV - Meteorological Data Volume, utilizado para dados no formato de grade. Este formato foi desenvolvido no NCAR no início dos anos 90. O MDV é um formato capaz de armazenar dados em grade de até três dimensões. Ele é altamente estruturado e possui habilidade para gerenciar múltiplos campos de dados em um único arquivo. O MDV requer o espaçamento constante de dados no plano x-y para cada campo, ou seja, um único delta-x e delta-y para todos os dados de um determinado campo. Entretanto, o delta-x e o delta-y podem variar de campo para campo. Na terceira dimensão, o espaçamento poder ser variável, aceitando no máximo 122 níveis verticais.

A introdução de dados no sistema TITAN requer a execução de programas conversores de formato. O processo de conversão de dados brutos de radar armazenados por feixes (*beam-by-beam*) para o formato MDV do TITAN é realizado através

de duas etapas. Na primeira etapa é executado o programa para converter o dado original para o formato FMQ – File Message Queue. Na segunda etapa um outro programa é executado para ler o formato FMQ e gerar o dado no formato MDV. Um esquema básico de introdução de dados do radar SIGMET de Bauru no sistema TITAN é mostrado na Figura 3.

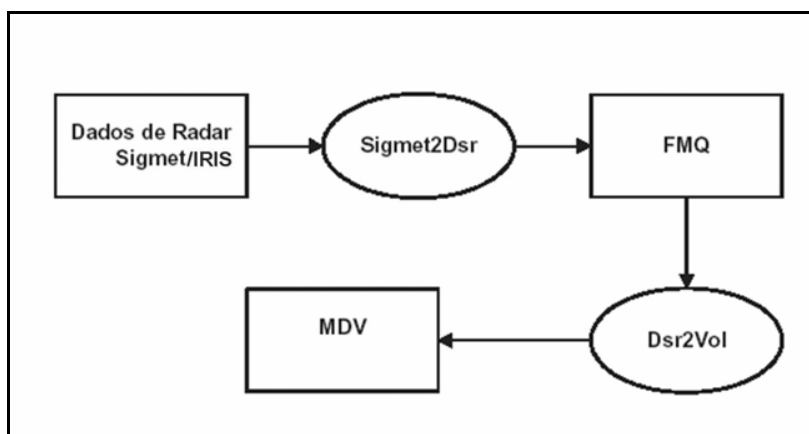


Figura 3 Esquema básico de introdução de dados do radar SIGMET de Bauru, no sistema TITAN, através da conversão dos dados brutos para dados no formato MDV. Fonte: Kokitsu, 2005.

Os dados do TITAN são arquivados, para cada radar, utilizando uma resolução de 0,75 Km na horizontal e na vertical, sobre um domínio de 480Km x 480Km x 19,5Km. Um esquema ilustrando a grade utilizada é mostrado na Figura 4.

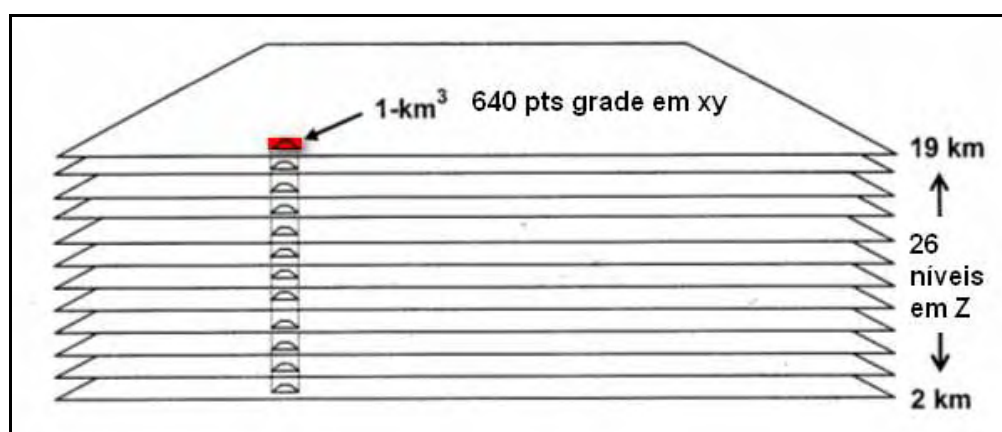


Figura 4: Arquivamento dos dados para cada radar (Bauru e Presidente Prudente) usando uma resolução de 0,75Km na horizontal e na vertical, sobre um domínio de 480Km x 480Km x 19,5Km, com 26 níveis na vertical. Fonte: Modificado de WMI, 2001.

### 3.2.3. Definição do Volume da Tempestade

O *software* TITAN emprega algoritmos sofisticados para identificar e rastrear tempestades individuais. Estas tempestades são definidas pelo volume de uma região contígua acima de algum limiar. Foi utilizado, para volume de uma tempestade, o volume definido pelo limiar da Célula do TITAN, ou simplesmente Célula. A Figura 5 ilustra a Célula do TITAN para um limiar de 25 dBZ. Uma tempestade completa constitui, portanto, um grande volume composto de regiões incluindo refletividades menores que o valor de limiar.

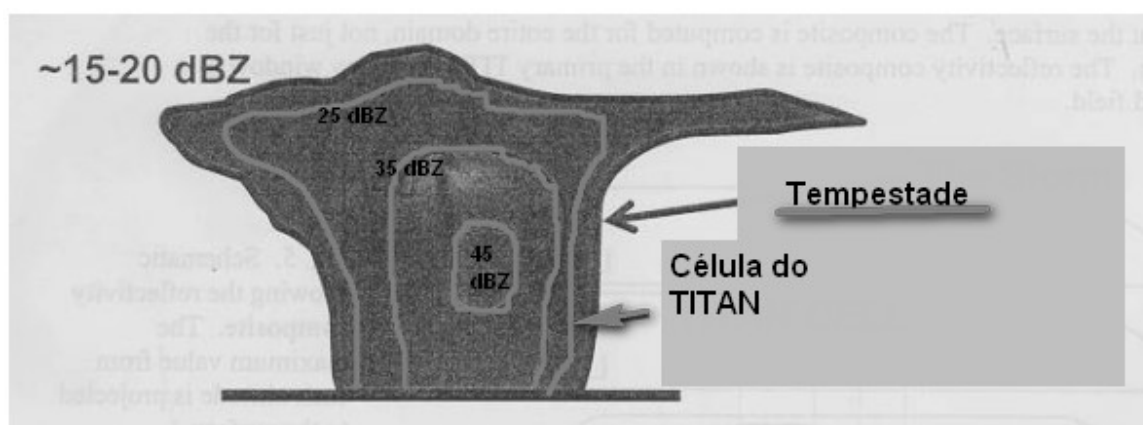


Figura 5: Esquema ilustrando a diferença entre a célula específica do TITAN. A ilustração acima é o volume encerrado pelo contorno de 25 dBZ. Modificado de WMI, 2001.

### 3.3.3. Refletividade composta

O TITAN utiliza os dados de refletividade sobre o volume total de dados. Os dados de cada altitude podem ser vistos separadamente. Entretanto, é conveniente visualizar um sumário da configuração de refletividade sem ter que olhar para cada altitude separadamente.

Foi para tal propósito que o campo de refletividade *composto* foi criado. Considera-se a máxima refletividade em cada coluna vertical sobre o domínio do TITAN que, então, amostra esses valores à superfície, como ilustrados na Figura 6. O campo de refletividade composta é determinado para todo o domínio e não somente para as Células.

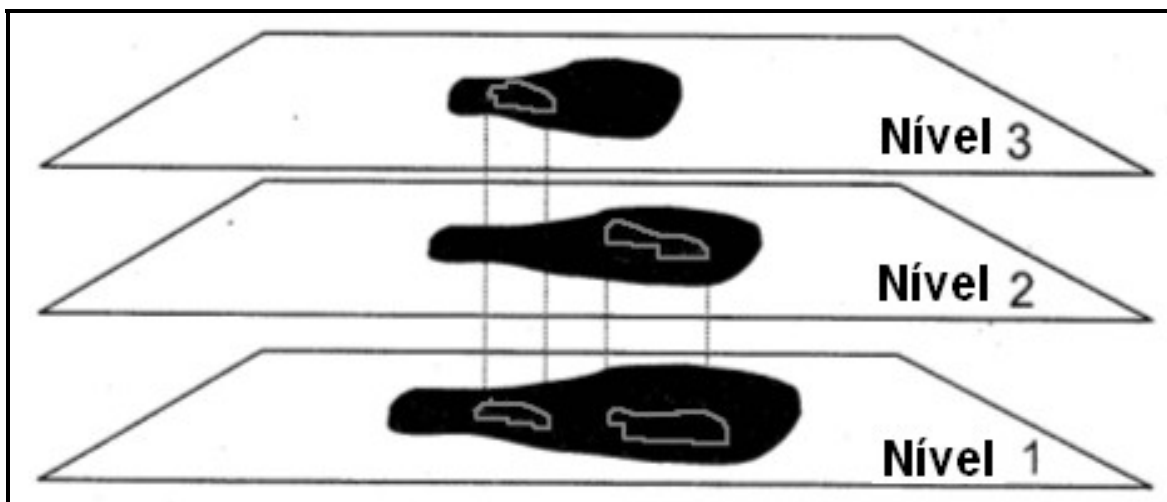


Figura 6: Esquema de refletividade composta. O máximo valor de cada altitude é projetado na superfície. Fonte: Modificado de WMI, 2001.

#### 3.2.4. Limiares Utilizados para Identificação das Áreas de Precipitação

Uma versão para processamento e análise de dados históricos, denominada ARCHIVE, foi utilizada para o processamento dos dados coletados pelo radar Doppler de Bauru durante o período selecionado. A Célula do TITAN, base para a identificação das áreas de precipitação, foi definida considerando um limiar de refletividade excedendo a 25, 30 e 35 dBZ e um volume maior que 30 km<sup>3</sup> e 1km acima do solo, com um tempo mínimo de duração > 15 minutos.

Os meses de outubro a março foram considerados representativos da estação de verão no Estado de São Paulo, e foram selecionados para as análises os anos de 1998 a 2000, num total de 305 dias com ocorrência de tempestades observadas com o radar de Bauru. Um exemplo ilustrando a determinação, pelo TITAN, das áreas dos ecos de

precipitação para um limiar de refletividade  $> 25$  dBZ, que foram identificadas e rastreadas durante o tempo de duração de cada evento é mostrado na Figura 7.

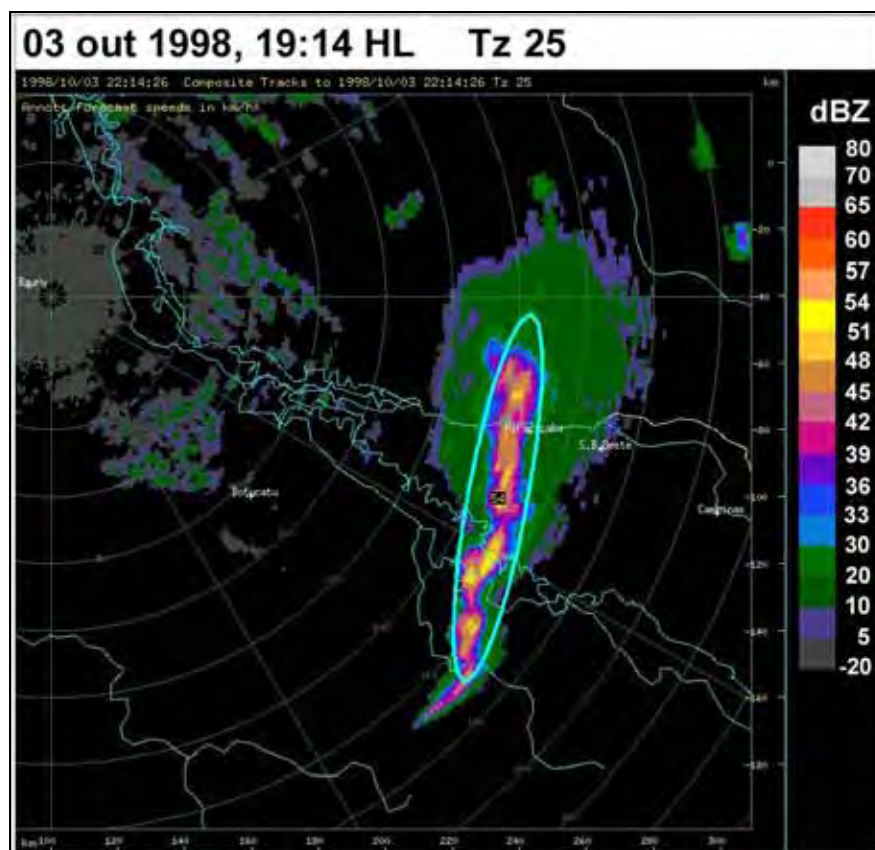


Figura 7: Áreas de refletividades (dBZ) excedendo 25 dBZ, identificada pela elipse azul, para o evento de 03 outubro 1998, às 19:14 HL (hora local), observado pelo radar Doppler de Bauru obtidas com o TITAN.

Para o processamento necessário à análise, os dados volumétricos do radar Doppler de Bauru foram primeiramente convertidos do formato proprietário SIGMET para o formato MDV para a seguir serem processados com o software TITAN, para a identificação das áreas de precipitação para cada limiar selecionado, bem como para a determinação das propriedades características para cada uma dessas áreas de precipitação, tais como volume médio, área média, refletividade média e máxima, altura média dos topos dos ecos, velocidade e direção de deslocamento.

Sua conversão para o sistema de coordenadas cartesianas utiliza o método do “nearest neighbour”, com uma grade horizontal com espaçamento de 0.75 Km. A grade vertical se estende de 1.0 a 20 Km em intervalos de 0.75 Km. Uma tempestade é definida como uma região tri-dimensional contígua em espaço para o qual a refletividade excede a limiares previamente selecionados como, por exemplo, 25, 30 ou 35 dBZ, sendo que o topo da região está pelo menos a 1 km acima da superfície para o qual o volume do radar excede a  $30 \text{ km}^3$ . As pequenas áreas de mesoescala descritas em Austin e Houze (1972), ou os sistemas de mesoescala descrito por Super e Heimback (1980) como células maiores que nuvem cumulus, mas menor que um complexo convectivo de mesoescala, também foram incluídos na análise. Os volumes de chuva associados às áreas de eco foram calculados usando a relação Z-R de Marshall e Palmer (1948),  $Z = 200R^{1.6}$ .

Os parâmetros que permitem a caracterização climatológica dos eventos de precipitação, e a determinação de uma relação VPER-IAT foram obtidos para os dois períodos selecionados.

As distribuições de frequência de parâmetros tais como, volume e área de precipitação, altura dos topos médios e máximos, refletividade média e máxima, tempo de duração, velocidade e direção de deslocamento foram determinadas. Foi verificado que esses parâmetros têm distribuições de frequência que seguem uma distribuição lognormal. A aderência dos dados a esta função matemática produziu um bom ajuste ao modelo lognormal.

Distribuições lognormal são caracterizadas em termos das variáveis log-transformadas, usando como parâmetros os valores esperados ou médios, de sua distribuição, e o desvio padrão. Esta caracterização pode ser vantajosa, uma vez que por definição distribuições lognormal são simétricas novamente ao nível log.

Uma variável aleatória X segue uma distribuição lognormal, se a variável transformada de X, ou seja  $\log(X)$ , é normalmente distribuída. Somente valores positivos são possíveis para a variável e a distribuição é viesada para a esquerda, sendo que dois parâmetros são necessários para se especificar uma distribuição lognormal.

Tradicionalmente, a média  $\mu$  e o desvio padrão  $\sigma$  ( ou a variância  $\sigma^2$ ) de  $\log(X)$  são utilizadas (Yevjevich, 1972).

Distribuições viesadas são comuns quando os valores médios são baixos, a variância é grande, e os valores não podem ser negativos; como por exemplo, as variáveis: área, volume, topo dos ecos; que são alguns dos parâmetros determinados no estudo e essas distribuições se ajustam a uma distribuição lognormal..

Gomes (1984) em seu estudo sobre a distribuição espacial da precipitação sobre a bacia do Alto Tietê utilizou a distribuição lognormal para determinar os tempos de recorrência dos máximos de 1 a 8 dias para a precipitação naquela bacia hidrográfica.

A Figura 8 apresenta o gráfico para os dados de volume médio ajustados ao modelo lognormal, obtidos no período de outubro de 1998 a março de 1999. Na Figura 9 observa-se o bom ajuste ao modelo selecionado através do gráfico P-P.

Um gráfico P-P (Percentil-percentil) compara a função de distribuição cumulativa empírica de uma variável com a função de distribuição teórica, sendo neste caso utilizado a distribuição lognormal. Os pontos agrupados próximos à linha de inclinação unitária, indica que a lognormal produz um bom ajuste à distribuição dos valores observados para os volumes das tempestades na área de alcance do radar Doppler de Bauru.

A aderência ao modelo de distribuição lognormal para os vários parâmetros, foi verificada e os gráficos resultantes são mostrados nas Figuras 51 a-g, e estão incluídos no Apêndice 1.

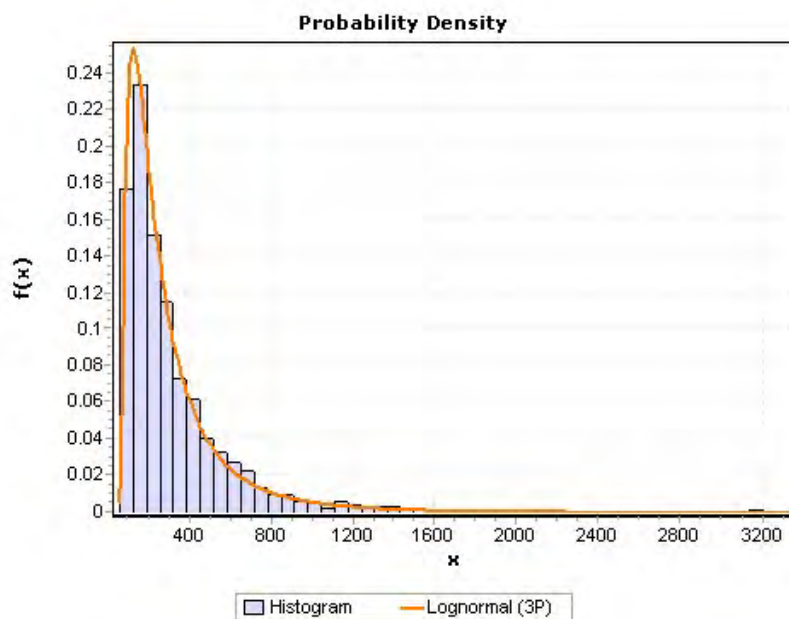


Figura 8: Ajuste da função lognormal aos volumes médios obtidos para o período de outubro de 1998 a março de 1999.

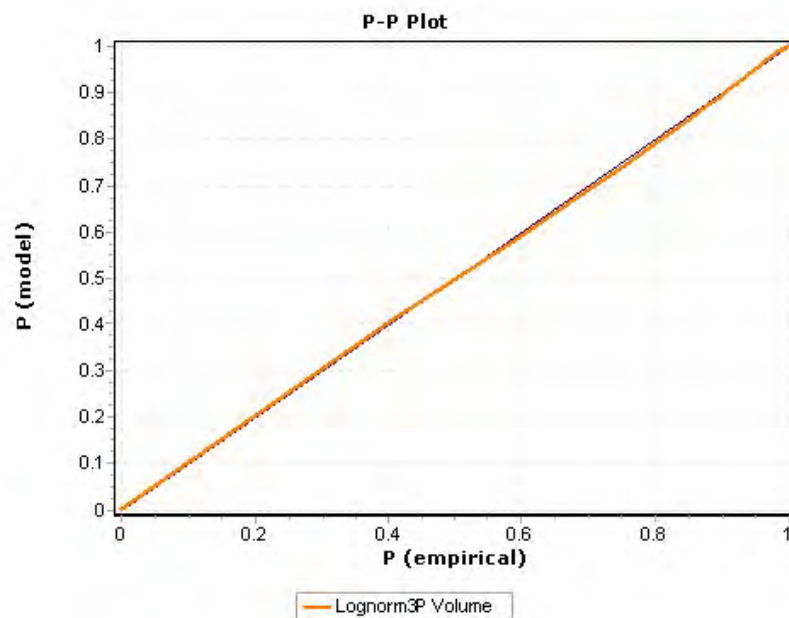


Figura 9: Gráfico Percentil-Percentil (P-P) para os volumes obtidos para o período de outubro de 1998 a março de 1999 (linha preta pontilhada) mostrando o ajuste dos dados ao modelo Lognormal (linha amarela contínua).



Para apresentação dos resultados deste estudo as análises foram divididas em três segmentos.

A primeira parte do estudo se concentrou na obtenção dos parâmetros que caracterizam os eventos sob o aspecto climatológico usando a campo de refletividade composta a partir das varreduras volumétricas (0.3 a 34.9° de elevação), resultando nas distribuições de frequência e espacial, para cada um dos parâmetros derivados.

Na segunda etapa as análises foram realizadas considerando os campos de refletividade a uma altura constante, ou seja, CAPPIS (Indicador de Posição no Plano a Altitude Constante) de 3.5 Km a.n.m.m..

Na terceira etapa do estudo, procedeu-se à determinação da relação VPERxIAT, primeiramente para os dados volumétricos, depois para os dados de CAPPIS e por último considerando a máxima área observada dentro de cada intervalo horário, para verificar a viabilidade do método para aplicação ao nowcasting de volumes de precipitação.

Para a determinação do horário em que a máxima área foi observada foi necessário o desenvolvimento de uma rotina computacional que extraísse o período de ocorrência dessa máxima área horária e obter a IAT correspondente a esse tempo de ocorrência, estabelecendo então uma relação VPERxIAT relativa ao máximo volume de precipitação durante o período.

Com o conhecimento do tempo de duração total de cada tempestade e o tempo para se atingir a máxima área foi possível determinar uma distribuição de frequência para o período total de duração das tempestades e uma distribuição de frequência da percentagem do tempo de ocorrência da máxima área em função do tempo de duração total da tempestade, sendo essa uma informação importante para a aplicação em técnicas de nowcasting ou previsão imediata.

## **4. Resultados e Discussões**

### 4.1 Climatologia da Precipitação Observada Durante o Período

Um resumo das características da precipitação para os dois verões selecionados para o estudo é apresentado através das distribuições espaciais para a anomalia da precipitação observada no período. Os resultados apresentados foram compilados a partir das informações existentes na seção de clima, disponível através da página eletrônica do CPTEC – Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

#### 4.1.1. Outubro de 1998 a Março de 1999

O mês de outubro apresentou características típicas de um período de transição entre os regimes de inverno e de verão na região sudeste com a atuação de sistemas

frontais, marcando o início do período chuvoso no Estado de São Paulo. As chuvas foram bem distribuídas espacialmente, como pode ser visto pelo campo de anomalia de precipitação, Figura 10a onde os maiores desvios positivos se concentraram na faixa leste do Estado de São Paulo, e um núcleo de anomalia negativa, em torno de 50 mm sobre a região nordeste do Estado. Na área central as precipitações ficaram em torno da média climatológica para o mês considerado.

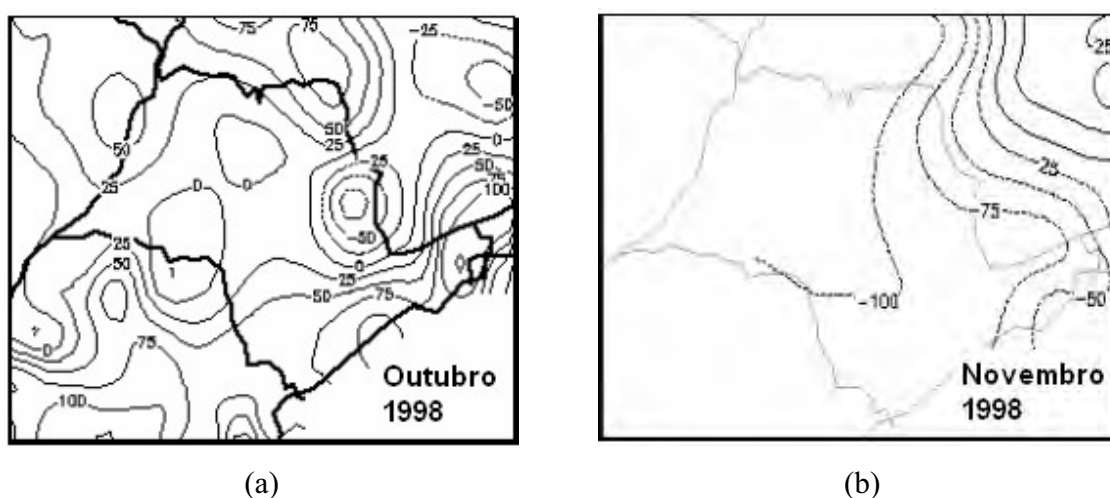


Figura 10: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de outubro de 1998 e (b) para o mês de novembro de 1998.

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise>

A rápida passagem das frentes frias pelo sudeste do país produziu um índice pluviométrico menor do que o esperado para o Estado de São Paulo o que resultou num campo de anomalia negativa de precipitação para o mês de novembro, conforme ilustrado através da Figura 10b.

Durante o mês de dezembro os sistemas frontais que atingiram o Estado de São Paulo permaneceram semi-estacionários sobre a região e observou-se um campo de anomalias positivas de precipitação, que variaram entre 25 mm, localizada no setor sul do Estado a 200 mm no centro-oeste do Estado, conforme visto através da Figura 11a. Os valores mais significativos de precipitação ocorreram na região centro-oeste de São Paulo, variando entre 300 e 400 mm, coincidindo com os maiores valores das anomalias positivas.

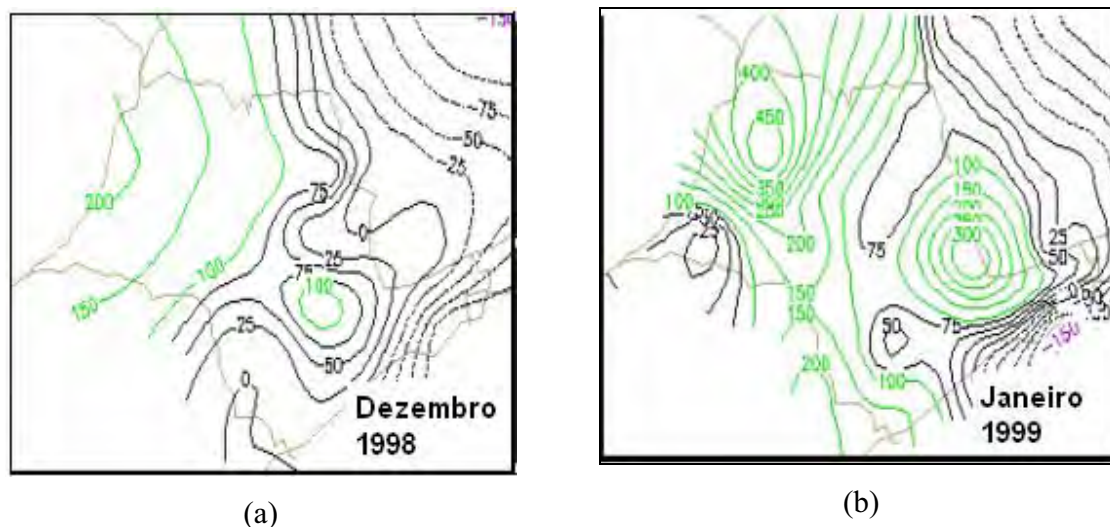


Figura 11: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de dezembro de 1998 e (b) para o mês de janeiro de 1999.

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise>

No mês de janeiro os sistemas frontais que avançaram pelo Estado de São Paulo permaneceram semi-estacionários sobre a região sudeste. Valores significativos de precipitação foram registrados nas regiões nordeste, central e noroeste do Estado, resultando num campo de anomalias positivas, cujos valores excederam a 450 mm, no noroeste de São Paulo e a 300 mm no nordeste do Estado, conforme ilustrado através da Figura 11b.

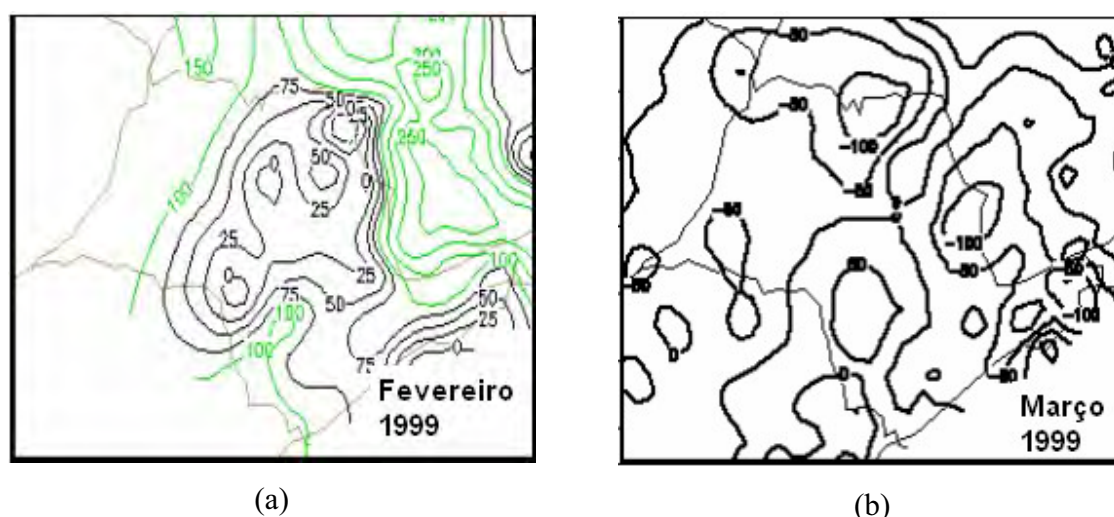


Figura 12: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de fevereiro de 1999 e (b) para o mês de março de 1999.

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise>

Em fevereiro observaram-se chuvas intensas sobre a região sudeste, principalmente sobre o Estado de São Paulo e foram mais concentradas durante a última semana do mês, com valores que variaram entre 150 mm e 250 mm. Os núcleos de máximos desvios positivos foram observados nas regiões sudeste e oeste do Estado, onde registraram-se valores de até 60 mm acima da média climatológica para o referido mês, visto pela Figura 12a. Já o mês de março foi marcado por desvios negativos sobre a região oeste do Estado de São Paulo, sendo que no restante do Estado as chuvas ficaram entre 100 e 200 mm, resultando numa precipitação em torno da média na região central, com anomalias positivas ao sul da área central e negativa ao norte, visto através da Figura 12b.

#### 4.1.2. Outubro de 1999 a Março de 2000

Durante o mês de outubro os sistemas frontais que atingiram a região sudeste não provocaram muitas chuvas, sendo que predominantemente essas chuvas tiveram um caráter isolado. De um modo geral foram observados desvios negativos de precipitação em toda a região e foi no Estado de São Paulo que se registraram os maiores déficits, conforme ilustrado pela Figura 13a. O mês de novembro também se caracterizou por anomalias negativas de precipitação em todo o Estado de São Paulo, mostrado na Figura 13b.

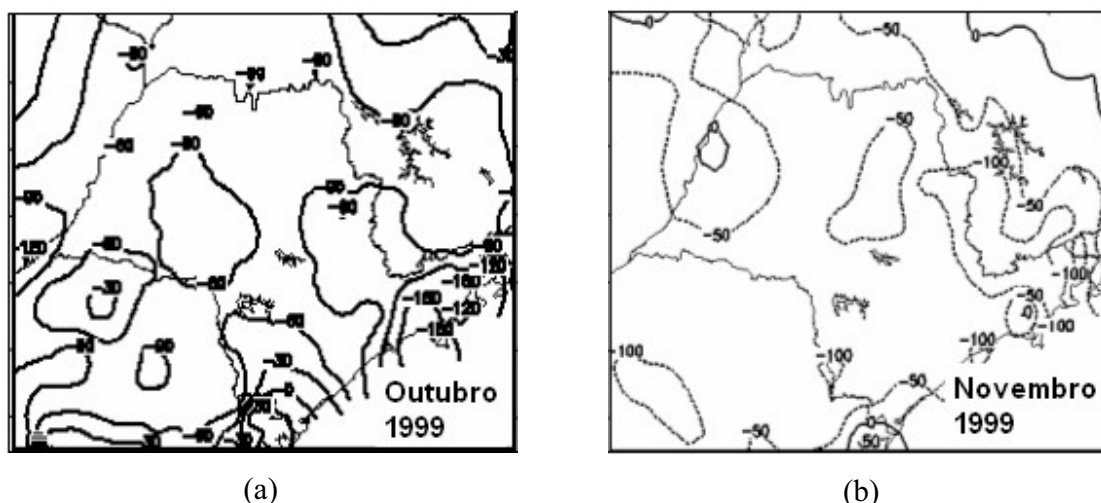


Figura 13: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de outubro de 1999 e (b) para o mês de novembro de 1999.

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise>

Já durante o mês de dezembro os sistemas frontais que atingiram o Estado de São Paulo provocaram precipitação que produziram um campo de anomalias positivas observadas nas regiões central e oeste do Estado, conforme visto na Figura 14a. Na região central de São Paulo ocorreram valores de precipitação acima dos 270 mm.

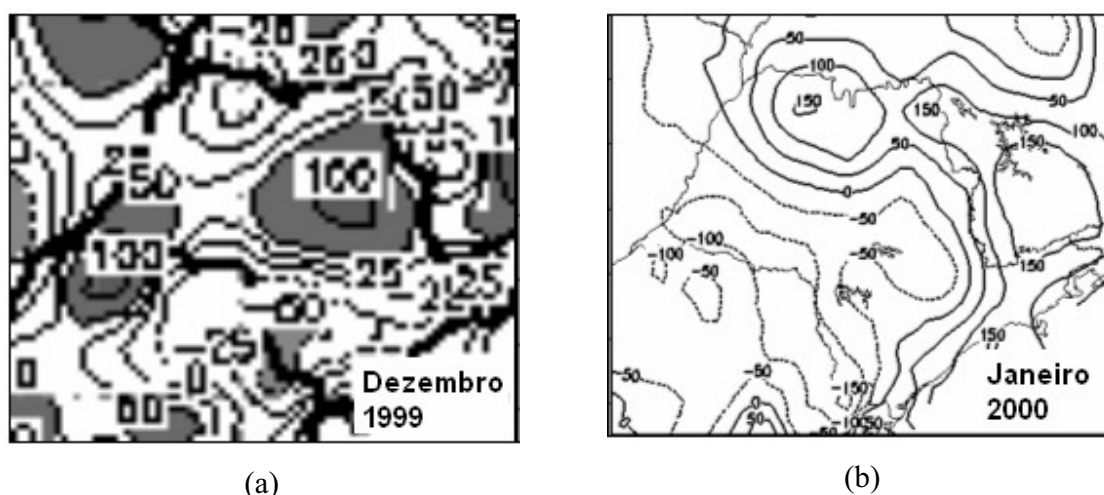


Figura 14: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de dezembro de 1999 e (b) para o mês de janeiro de 2000.

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise>

No decorrer do mês de janeiro as fortes chuvas se concentraram na faixa leste e norte do Estado de São Paulo produzindo as anomalias positivas observadas sobre essas áreas, Figura 14b. Nas regiões, sudoeste e oeste, registraram-se anomalias negativas, observadas também sobre a área central do Estado.

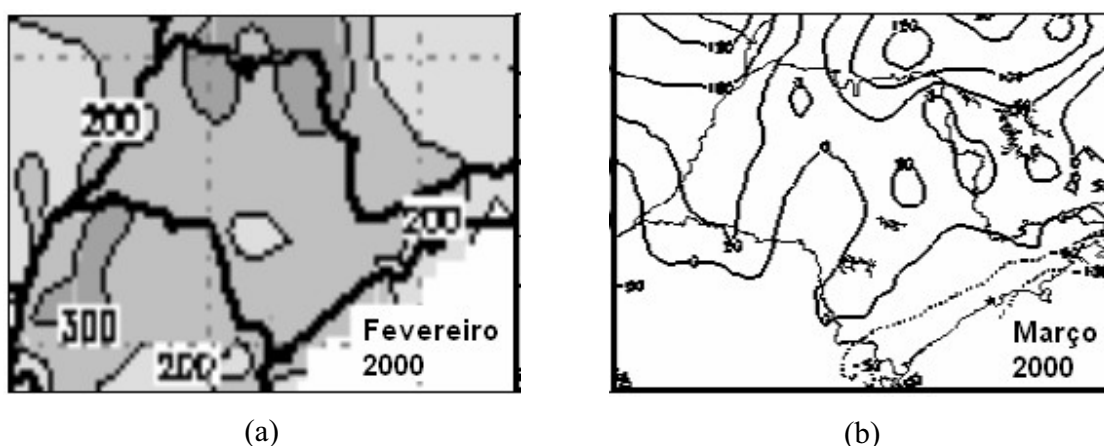


Figura 15: Campo de anomalia de precipitação para o Estado de São Paulo (a) para o mês de fevereiro de 1999 e (b) para o mês de março de 2000.

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise>

Durante fevereiro as chuvas mais intensas se concentraram na última semana do mês e principalmente no extremo norte do Estado, onde foram observados desvios positivos de até 100 mm, conforme mostrado através da Figura 15a. No mês de março as chuvas observadas produziram um campo de anomalia positiva no extremo oeste e norte do Estado de São Paulo, conforme pode ser visto na Figura 15b, sendo que a área central do Estado recebeu chuvas em torno da média a acima da média climatológica para o referido mês.

#### 4.2. Climatologia das Tempestades na Área Central Usando Radar

Boa parte dos estudos encontrados na literatura especializada sobre quantificação da precipitação utilizando informações de radar meteorológico está concentrada nas diferentes técnicas para o estabelecimento de relações Z-R, para a quantificação do campo de precipitação numa determinada região.

É importante destacar os estudos que enfocam os aspectos climatológicos de uma região tendo como base para a análise, as informações coletadas com um radar meteorológico. Uma breve revisão de trabalhos enfocando estudos climatológicos baseados em informações de um radar meteorológico pode ser encontrada em Gandú (1984), que realizou um estudo sobre a distribuição estatística dos ecos de radar para a região leste do Estado de São Paulo, utilizando dados de um radar banda-S instalado em São Roque, S.P. Em seu estudo ele descreve o regime de chuvas em relação à grande escala predominante e nos resultados obtidos o autor destaca o deslocamento predominante das células de precipitação de oeste para leste, com uma velocidade média de  $7\text{m.s}^{-1}$  – aproximadamente  $25\text{ Km.h}^{-1}$ , associadas às chuvas convectivas na região.

Chaudhry et al. (1996), também apresentaram um estudo sobre a distribuição de chuvas convectivas usando dados do antigo radar banda-C de Bauru, para o período de outubro a março de 1981-1982 e 1984-1985, concentrando as análises sobre duas áreas de  $28\text{Km} \times 28\text{Km}$ , sendo uma delas localizada ao longo do rio Tietê e uma outra em região montanhosa, ambas estando a 82 e 113 Km de distância do radar, respectivamente.

Dentre seus resultados destacamos suas conclusões sobre a variação diurna da precipitação na área central cujo período de maior ocorrência das chuvas convectivas está entre 17 e 20 horas (horário local), e os referentes à velocidade de deslocamento das células, que ficaram entre 20 e 50 Km.h<sup>-1</sup>, sendo a média das velocidades em torno de 42 Km.h<sup>-1</sup>, um valor superior ao encontrado por Gandu (1984), de 25 Km.h<sup>-1</sup>, para as células de precipitação sobre a região leste do Estado de São Paulo.

Potts et al. (2000) em seu estudo enfocaram as características dos ecos de radar para doze dias com tempestades nas vizinhanças de Sidney, Austrália, durante os verões de 1995/96. Eles utilizaram uma metodologia objetiva para a identificação e rastreamento das tempestades disponível através do TITAN (Dixon e Wiener, 1993). Características tais como o volume, a área e a altura dos ecos, representadas por suas distribuições de frequência foi mostrado seguirem uma distribuição de frequência lognormal. A refletividade possui uma distribuição de frequência onde predominam tempestades com baixas refletividades. Os autores concluem que muito embora predominem pequenas tempestades, a maior parte do fluxo de precipitação provém de umas poucas tempestades de grande-escala.

Gomes e Held (2005) em sua análise enfocando tempestades na região central do Estado, determinaram as propriedades características das células de precipitação observadas com o radar meteorológico Doppler de Bauru, para o período do Experimento TroCCiBras – Tropical Convection and Cirrus Brazil, cuja campanha de coleta dos dados ocorreu durante o período de 21 de janeiro a 11 de março de 2004, utilizando metodologia semelhante a de Potts et al. (2000).

As análises mostraram que durante o período do experimento predominaram pequenas tempestades com volume médio menor que 500 Km<sup>3</sup> e uma duração menor que 2 horas, indicando uma atividade convectiva predominantemente isolada, típica para a estação de verão na região central do Estado de São Paulo. Uma precipitação média 20% menor que a média climatológica também foi confirmada por medidas convencionais de precipitação realizadas no IPMet e pela distribuição da densidade de descargas elétricas que



nesse período foi menor que a média climatológica para o período 1999-2003 (Naccarato et al., 2004).

Mais recentemente Figueiredo (2005), realizou um estudo detalhado da distribuição espacial da precipitação observada com o radar Doppler de Bauru, para um período de 10 anos de observações, 1994 a 2004. Como resultado foram produzidos campos médios e de anomalia da precipitação para a área de alcance dos 240 km do radar de Bauru. Esses resultados enfatizam a existência de regiões preferenciais de máximos de atividade convectiva, com um destaque para a região metropolitana de Campinas, onde se concentra a maior de frequência de valores das refletividades em excesso de 45 dBZ, associadas às precipitações intensas na área.

A caracterização climatológica das tempestades na área central do Estado de São Paulo, durante os verões de 1998-99 e 1999-2000, é apresentada usando a mesma metodologia objetiva para a identificação e rastreamento utilizado anteriormente em Gomes e Held (2005). Essas metodologias objetivas, utilizadas para a análise de dados de radar desenvolvida por Dixon e Wiener (1993), para identificar tempestades, rastrear e prever seus deslocamentos, provendo uma previsão imediata ou nowcasting foi implementada recentemente nos computadores do IPMet (Murakami, 2005).

#### 4.2.1. Propriedades Características das Tempestades

Para a determinação das características dos ecos de radar foram considerados todas as tempestades excedendo os limiares de refletividade selecionados, de 25 a 40 dBZ, dentro da região dos 240 km de distância do radar de Bauru. O número de tempestades observadas durante o período estudado ficou em torno de  $5 \times 10^3$  a  $10^4$  para o limiar de 40 e 25 dBZ, respectivamente. Para a apresentação das análises foi selecionado o limiar de 30 dBZ, consistente com as análises previamente realizadas por Gomes e Held (2005) usando dados coletados pelo radar de Bauru durante o experimento TroCCiBras (Held, 2003), com o cotejo dos resultados podendo mostrar as diferenças e similaridades entre os

diferentes períodos analisados.

#### 4.2.2. Distribuição de Frequência para o Volume das Tempestades

As distribuições das frequências relativas para os volumes observados para as tempestades identificadas pelo limiar de 30 dBZ, foram obtidas e são apresentadas através das figuras abaixo.

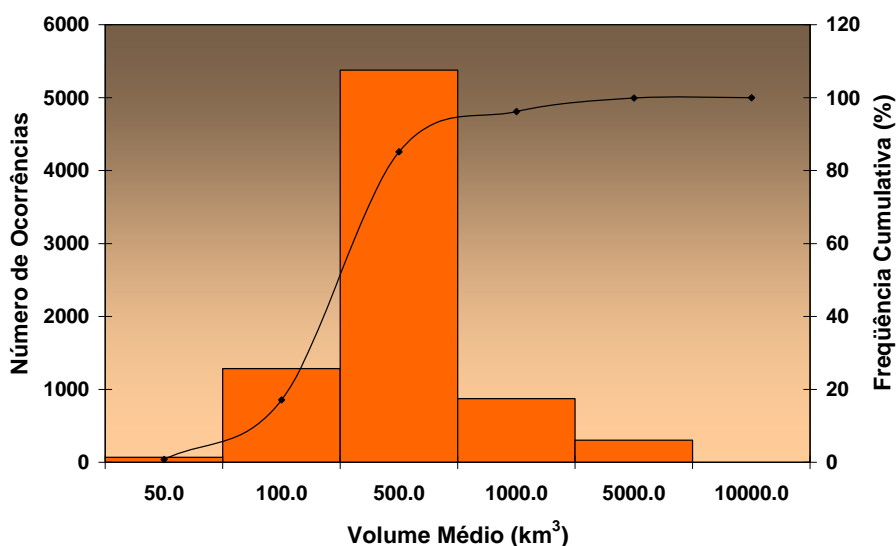


Figura 16: Distribuição de frequência do volume das tempestades<sub>30dBZ</sub> (Km<sup>3</sup>), para o verão de 1998 -1999, em intervalos de 31-50, 51-100, 101-500, etc.

O volume médio obtido para as tempestades é de 300,5 e 326,0 Km<sup>3</sup>, Figuras 16 e 17, respectivamente para os verões de 1998-1999 e 1999-2000, sendo que em 85% das tempestades ele é menor que 500 km<sup>3</sup>, indicando que pequenas células predominam embora os volumes atinjam grandes valores. Obviamente não há tempestades com volume menor que 30 km<sup>3</sup> devido ao limiar definido inicialmente para o volume de uma tempestade, um parâmetro que compõe as condições para a identificação das áreas das células a serem rastreadas.

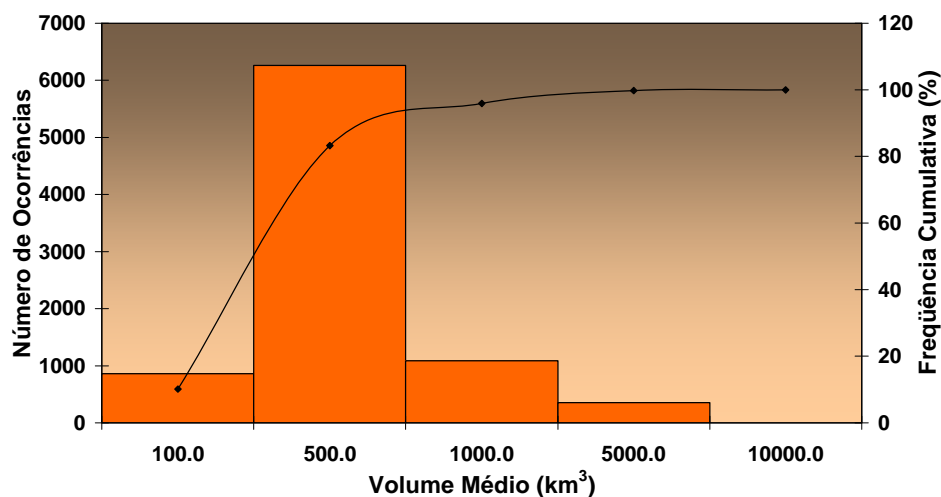


Figura 17: Distribuição de frequência do volume das tempestades<sub>30dBZ</sub> (Km<sup>3</sup>), para o verão de 1999-2000, em intervalos de 51-100, 101-500, 501-1000, etc.

Em estudos semelhantes abordando tamanhos característicos de ecos de radar os resultados têm mostrado que os mesmos têm uma distribuição lognormal (Lopez, 1976, 1977, 1978; Houze e Cheng, 1977; Lopez, 1984) e os resultados das análises para as tempestades convectivas sobre a área central do estado também mostram uma distribuição de frequência próxima da lognormal.

Lopez (1977) sugeriu que a distribuição lognormal do tamanho das tempestades implica num processo estocástico para o crescimento das nuvens no qual os fatores causa são proporcionalmente dependentes do tamanho da nuvem.

Estudos realizados por Raymond (1997) mostraram que a interação entre os processos diabáticos e os componentes de fluxo de umidade produzem distribuições lognormal em todas as escalas. A fusão de nuvens é também um dos mais importantes mecanismos para a produção de nuvens maiores (Simpson et al., 1993).

#### 4.2.3. Distribuição de Frequência para a Área das Tempestades

Para cada tempestade identificada pelo limiar de 30 dBZ as áreas médias foram calculadas. A área média é definida como a média da área em cada nível de altura através da extensão vertical da tempestade.

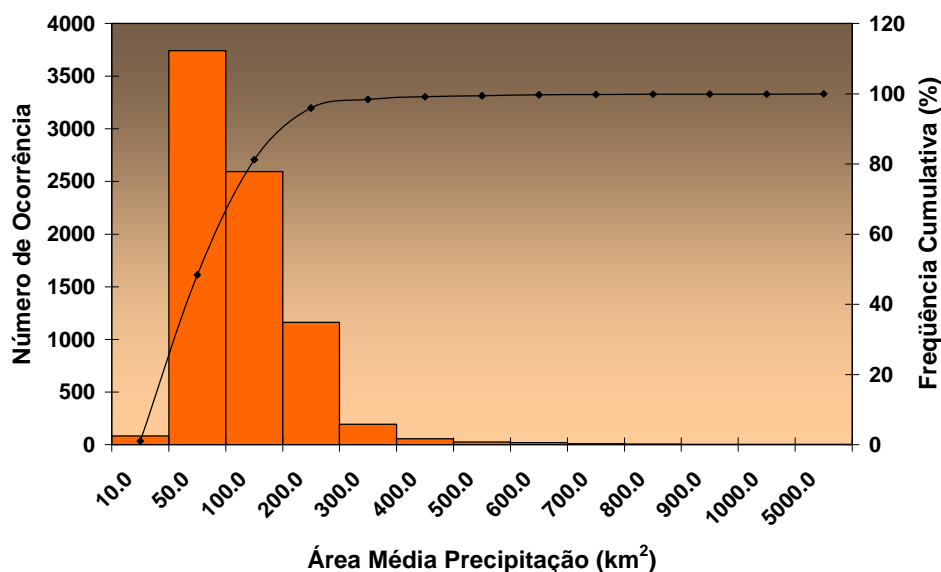


Figura 18: Distribuição de frequência para as áreas médias de precipitação observadas pelo radar Doppler de Bauru durante o verão de 1998-1999, em intervalos de 1-10, 10.1-50, 50.1-100, etc.

A distribuição de frequência para a área das tempestades que excedem o limiar de 30 dBZ, mostra uma distribuição lognormal truncada semelhante a do volume, com predomínio de pequenas células e uma área mediana de 72,0 e 82,5 Km<sup>2</sup>, Figuras 18 e 19, respectivamente para os verões de 1998-1999 e 1999-2000. Embora não houvesse um limiar mínimo para a área da tempestade no processamento dos dados, os limiares de volume e altura resultam num limiar inferior para a área e num desvio da lognormal para pequenas áreas que também fica evidente para as distribuições resultantes.

Houze e Cheng (1977) apresentaram uma análise das características das configurações dos ecos de radar a partir de informações de varreduras com uma única elevação registradas sobre o Oceano Atlântico tropical durante o Experimento do Atlântico

Tropical (GATE) dentro do Programa de Pesquisas Atmosféricas Global (GARP), o qual inclui uma análise das dimensões horizontais dos ecos observados. Os resultados desse estudo foram incluídos para uma comparação com os obtidos por Potts et al. (2000) e os obtidos com a presente análise e são apresentados através da Tabela 1.

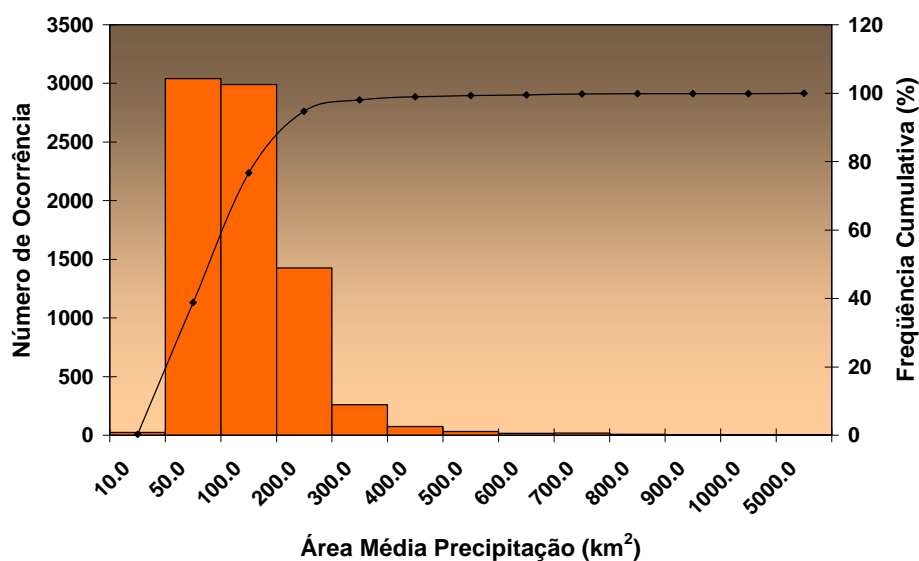


Figura 19: Distribuição de frequência para as áreas de precipitação observadas pelo radar Doppler de Bauru durante os verões de 1998-1999 e 1999-2000, respectivamente, para os mesmos intervalos da Figura 18.

A Tabela 1 apresenta a distribuição das percentagens dos ecos de 30 dBZ dentro das diferentes escalas registradas no GATE, além da frequência correspondente para as áreas compostas das tempestades de 30 dBZ em Sidney, um ambiente costeiro de latitudes médias e a frequência correspondente para as áreas das tempestades de 30 dBZ observadas pelo radar Doppler de Bauru para a região central do Estado de São Paulo. A predominância de pequenos ecos nos três casos fica evidenciada. Nos trópicos as respectivas escalas correspondem a ecos isolados, fusões de primeira ordem, e os de segunda ordem examinados por Simpson et al. (1993).

Ecos de escala-D ( $10 \cdot 10^2 \text{ Km}^2$ ) estão geralmente associados com tempestades unicelulares de curta duração e os ecos de escala-C ( $10^2 \cdot 10^3 \text{ Km}^2$ ) são predominantemente associados com tempestades multicelulares pequenas, e grandes

tempestades unicelulares com uma circulação bem definida, incluindo a categoria de supercélulas. A escala- B/C ( $10^3$ - $10^5$  Km<sup>2</sup>) está associada a sistemas convectivos de mesoescala, tais como, linhas de instabilidade e grandes tempestades multicelulares com extensas áreas de chuva estratiforme.

Tabela 1. Distribuição da percentagem das áreas de ecos (30 dBZ), observados na varredura mais baixa durante o GATE, áreas de ecos de tempestades, limiar 30 dBZ, observados em Sidney e áreas de ecos tempestades (30 dBZ) para a área do radar de Bauru (1998-1999 / 1999-2000).

<b>Escala da Tempestade</b>	<b>Houze e Cheng (1977)</b>	<b>Potts et al. (2000)</b>	<b>Radar de Bauru</b>
<b>Escala-D</b> ( $1$ - $10^2$ km <sup>2</sup> ) (micro- $\alpha$ -meso- $\beta$ )	67%	64%	80.9 / 76.9%
<b>Escala-C</b> ( $10^2$ - $10^3$ km <sup>2</sup> ) (meso- $\beta$ )	28%	30%	19 / 23%
<b>Escala-B/C</b> ( $10^3$ - $10^5$ km <sup>2</sup> ) (meso- $\alpha$ )	5%	6%	0.1 / 0.1%

Uma análise da frequência de ocorrência para as várias escalas de tempestade mostra uma boa concordância no que diz respeito ao predomínio de pequenas tempestades normalmente de curta duração, seguida por tempestades multicelulares e grandes tempestades que apresentam uma circulação bem definida. Tempestades da escala B/C aparecem numa frequência bem menor que as observadas durante o GATE e em Sidney, na Austrália.

#### 4.2.4. Distribuição de Frequência da Altura dos Ecos

A distribuição de frequência para os topos máximos dos ecos de limiar 30 dBZ, durante os verões de 1998-1999 e 1999-2000, são mostradas nas Figuras 20 e 21, respectivamente. As frequências foram obtidas para cada incremento de 2 Km e exibem uma

distribuição que é aproximadamente lognormal, com uma altura mediana de 11,0 e 8,4 km a.n.m.m, respectivamente.

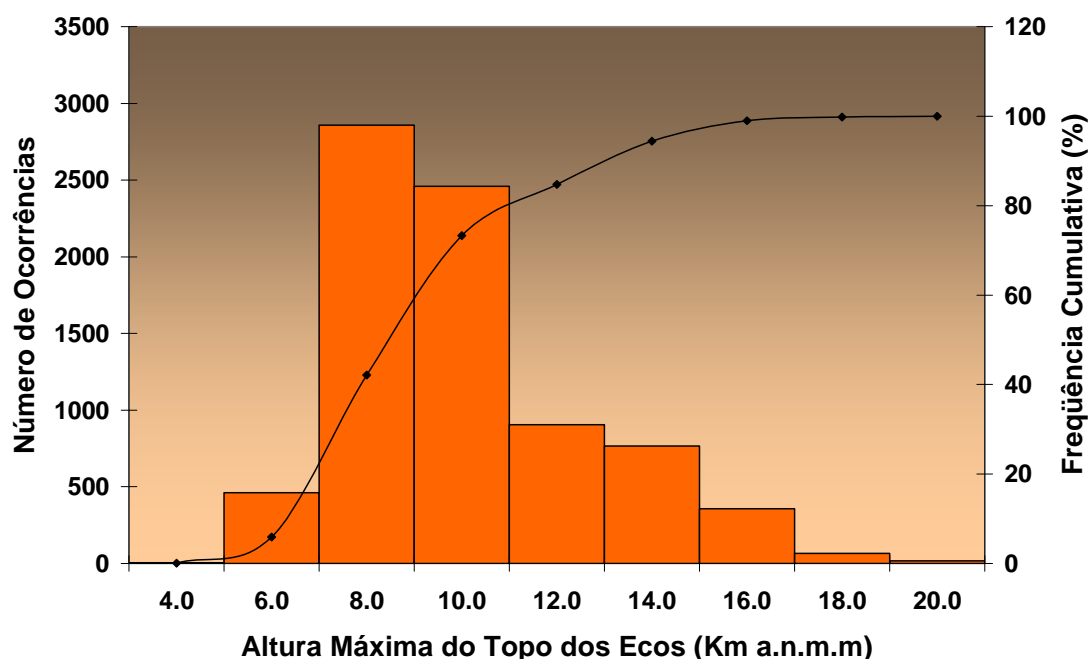


Figura 20: Distribuição de frequência para os topos máximos dos ecos de 30 dBZ, em km a.n.m.m, observados pelo radar Doppler de Bauru durante os verões de 1998-1999, em intervalos de 4.1-6.0, 6.1-8.0, 8.1-10, etc.

Em 85% dos casos analisados durante o verão de 1998-99 e em 90% durante o verão de 1999-2000, para as tempestades definidas pelo limiar maior que 30 dBZ, conclui-se que o topo máximo observado durante o período é menor ou igual a 12 Km. Isso se compara com a altura média do nível de congelamento de 4.9 Km e uma altura de tropopausa de 15-16 Km, obtidas a partir de radiossondagens durante experimentos do RADASPII para a área central do Estado de São Paulo (Grosh, 1986).

Se considerarmos que a distorção dos ecos de radar das tempestades devido aos lóbulos secundários pode ser ignorada, mas que existem retornos significativos do lado de fora do limite dos 3 dB do feixe do radar se a refletividade do alvo é alta e o gradiente de refletividade próximo ao topo da tempestade é grande, isto poderá causar uma superestimativa do topo da tempestade.

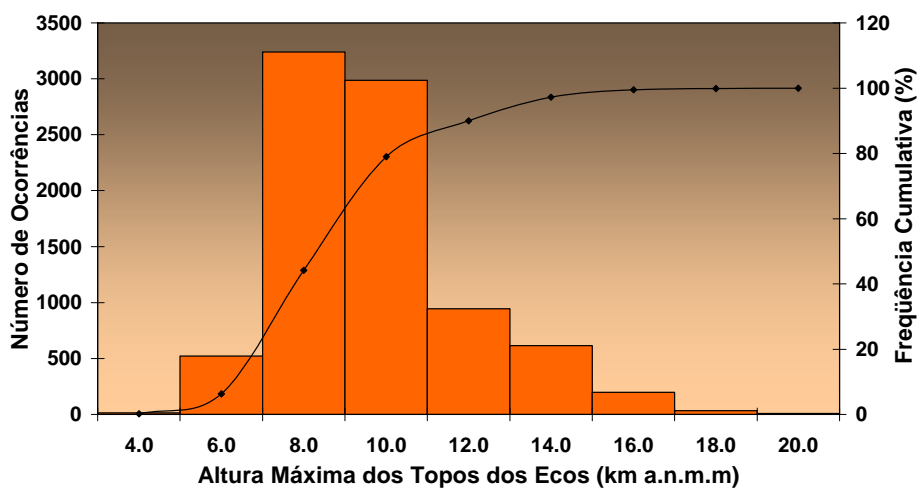


Figura 21: Distribuição de frequência para os topos máximos dos ecos de 30 dBZ observados pelo radar Doppler de Bauru durante o verão de 1999-2000, os mesmos intervalos da Figura 20.

A conversão dos dados em coordenada polar para coordenada cartesiana também poderá causar alguma distorção na estrutura vertical dos ecos tal que os topos podem ser superestimados (distantes do radar) ou subestimados (próximos ao radar), dependendo da localização das tempestades em relação ao radar.

O máximo topo observado foi 20 km, mostrado através das Figuras 20 e 21, com ocorrência de alguns casos com topos entre 16 e 18 km. Entretanto, e para a maioria dos casos dos topos observados para as tempestades isso deve estar no intervalo de 1 a 2 km da altura verdadeira do topo de 30 dBZ.

A altura do topo dos ecos baseada no mínimo sinal detectável (MDS) para o radar se estenderá por vários quilômetros acima da altura do topo de 30 dBZ embora DeMott e Rutledge (1998) mostraram que essa diferença pode variar desde alguns quilômetros até mais de 10 km. A altura do topo das nuvens poderá se estender mais ainda.



#### 4.2.5. Distribuição de Frequência das Máximas Refletividades

As distribuições de frequência das máximas refletividades são mostradas nas Figuras 22 e 23. Essas distribuições foram obtidas a cada incremento de 3 db, e também exibem uma distribuição que é aproximadamente lognormal, com uma refletividade máxima média de 47,4 e 46,9 dBZ, respectivamente.

Analisando os gráficos para as distribuições de frequência tem-se que em 58 % dos casos analisados durante o verão de 1998-99 e em 62% durante o verão de 1999-00, para as tempestades definidas pelo limiar maior que 30 dBZ, observou-se que a refletividade máxima registrada foi menor ou igual a 48 dBZ.

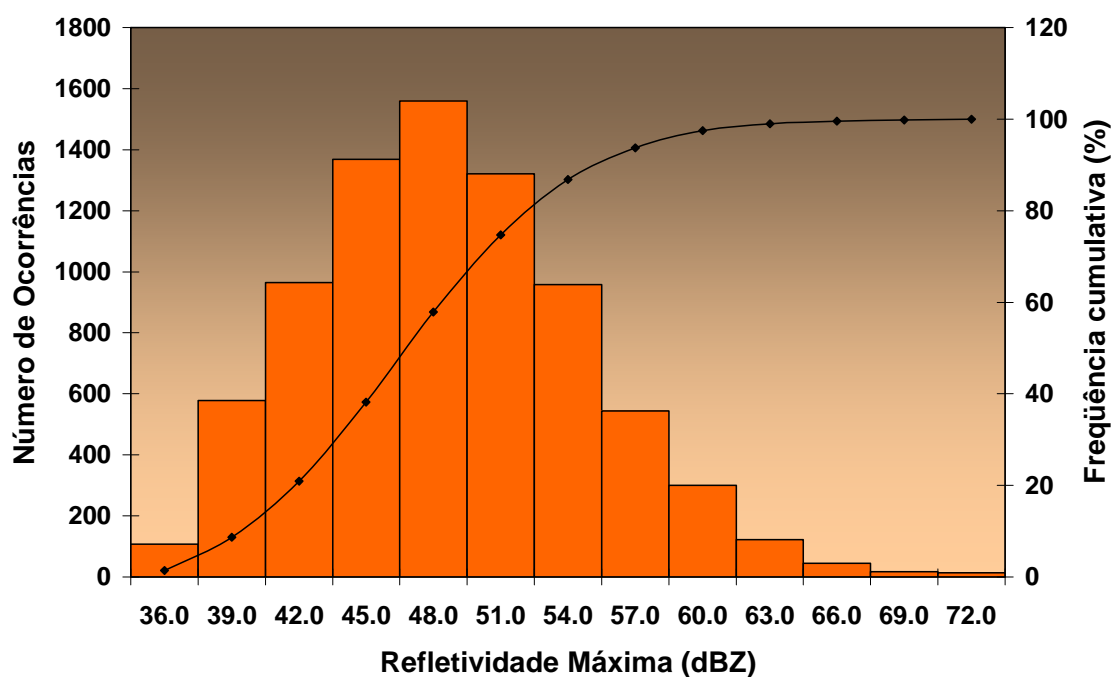


Figura 22: Distribuição de frequência das refletividades máximas (dBZ), período do verão de 1998/99 observadas em cada tempestade de 30 dBZ, na área do radar Doppler de Bauru, em intervalos de 36.1-39.0, 39.1-42.0, etc .

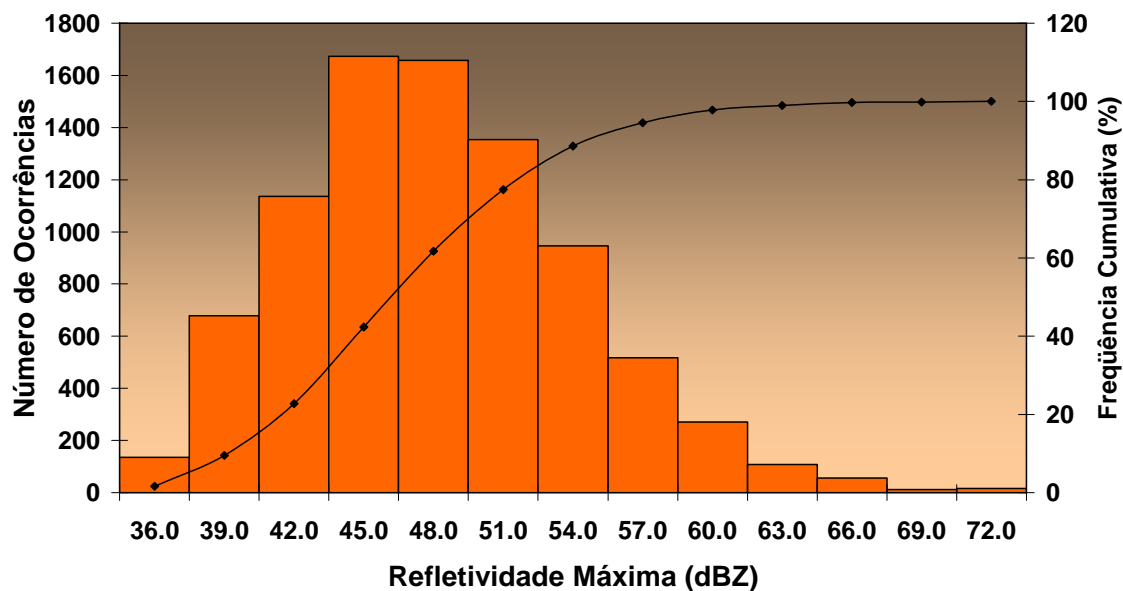


Figura 23: Distribuição de frequência das refletividades máximas (dBZ), período do verão de 1999-2000, observadas em cada tempestade de 30 dBZ, na área do radar Doppler de Bauru, intervalos os mesmos que na Figura 22.

#### 4.2.6. Distribuição de Frequência para o Deslocamento e Direção das Tempestades

O deslocamento das tempestades é basicamente dominado por três mecanismos: advecção pelo vento médio, propagação forçada pela presença de zonas externas de convergência em mesoescala e autopropagação, onde a fluxo relativo de ar úmido em níveis inferiores ou gradientes verticais de pressão induzidos por tempestades, convergência e levantamento causam o desenvolvimento de novas células em direções preferenciais (Rotunno e Klemp, 1982; Weisman e Klemp, 1982, 1984; Doswell, 1985).

Em muitos casos, mais de um desses mecanismos influenciará o movimento de uma tempestade durante seu tempo de vida. Pequenas tempestades são tipicamente advectadas pelo vento médio da camada (Byers e Braham, 1949) enquanto que tempestades multicelulares, linhas de instabilidade, e supercélulas podem desviar consideravelmente do vento médio, dependendo grandemente dos perfis verticais de

estabilidade e vento (Marwitz, 1972; Rotunno e Klemp, 1982; Weisman e Klemp, 1982, 1984).

Nesta fase do estudo foram obtidas as distribuições de freqüência para a velocidade e direção de deslocamento para todas as tempestades cujo limiar de refletividade excedeu a 30 dBZ, sendo que os resultados representam os movimentos dessas tempestades no raio de alcance dos 240 km do radar Doppler de Bauru. As distribuições de freqüência para a velocidade e direção de deslocamento são mostradas nas Figuras 24 a 27. A velocidade e direção representam um deslocamento que é um somatório da velocidade e direção do vento ambiente mais o vento relativo à tempestade.

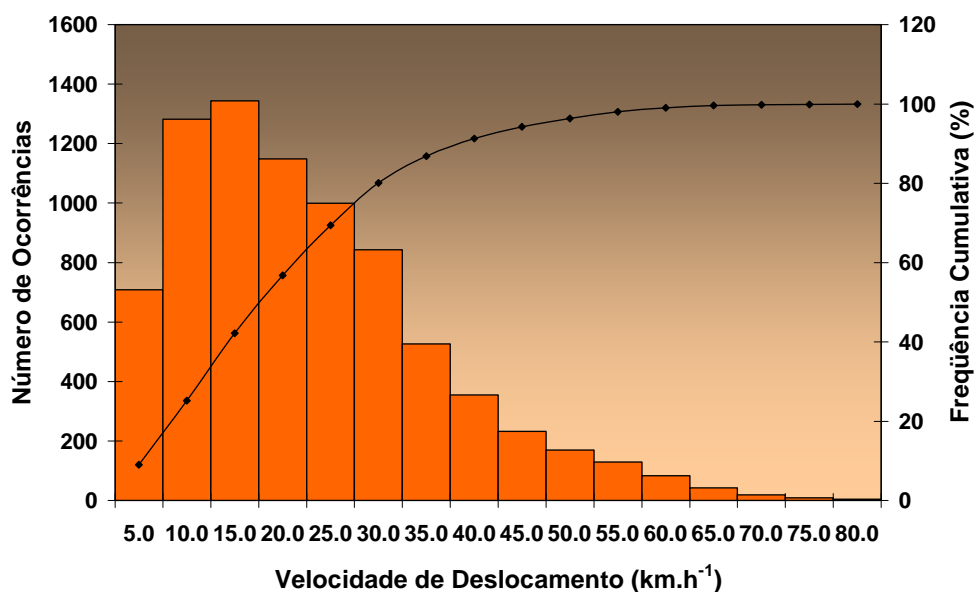


Figura 24: Distribuição de freqüência para as velocidades de deslocamento (Km.h<sup>-1</sup>), durante o período dos verões de 1998/99 e 1999-2000, observadas para as tempestades excedendo 30 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru, em intervalos de 5.1-10, 10.1-15.0, etc.

A distribuição resultante é semelhante em ambos os verões analisados, sendo que em 85% das tempestades observadas a velocidade de deslocamento dos sistemas precipitantes, definidos pelo limiar de 30 dBZ, é menor ou igual a 35 Km.h<sup>-1</sup>, tendo

uma direção predominante do setor norte-noroeste para o setor sudeste, conforme mostrado através das Figuras 26 e 27, respectivamente.

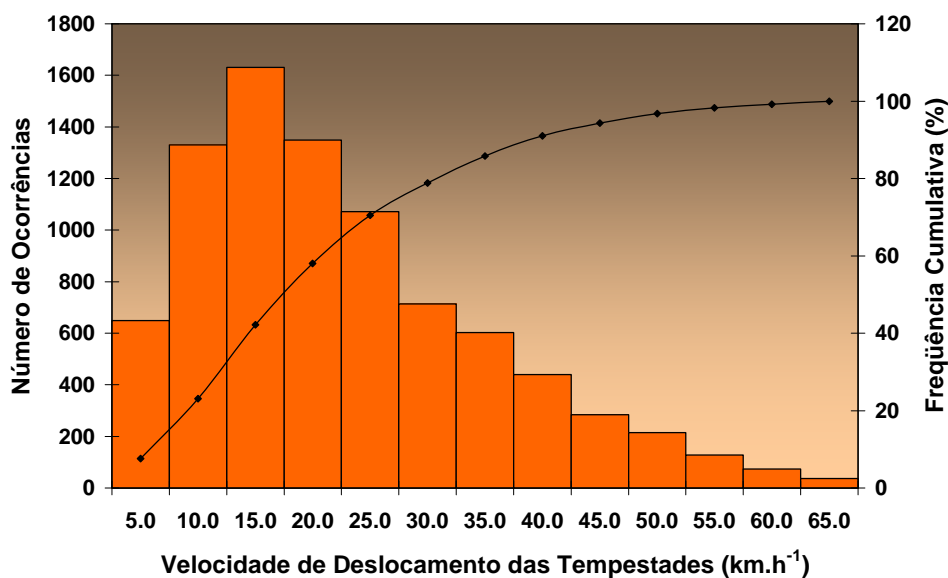


Figura 25: Distribuição de freqüência para as velocidades de deslocamento (Km.h<sup>-1</sup>), durante o verão de 1999-2000, observadas para as tempestades excedendo 30 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru, intervalos os mesmos que na Figura 24.

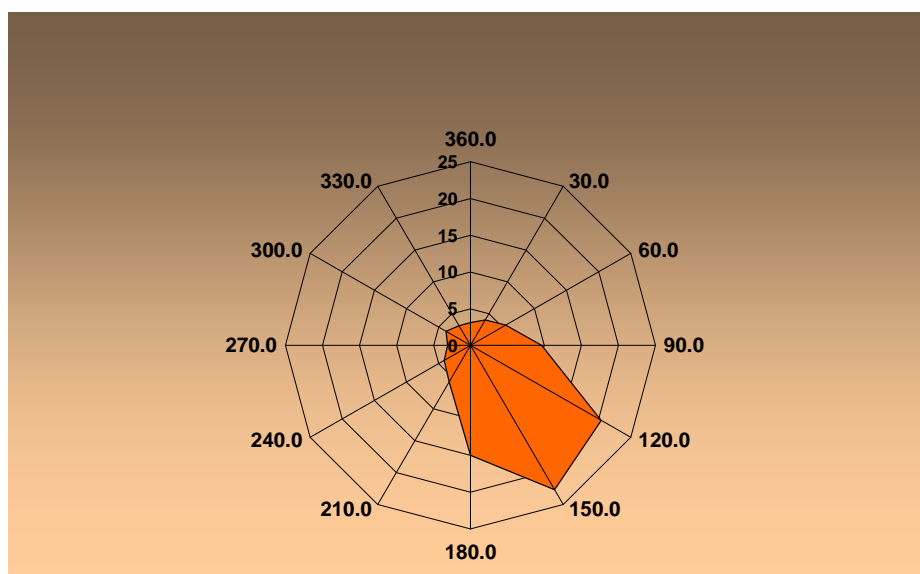


Figura 26: Distribuição de freqüência, por quadrantes de 30<sup>o</sup>, para onde se deslocam as tempestades, durante o período do verão de 1998/1999, as tempestades que excedem ao limiar de 30 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.

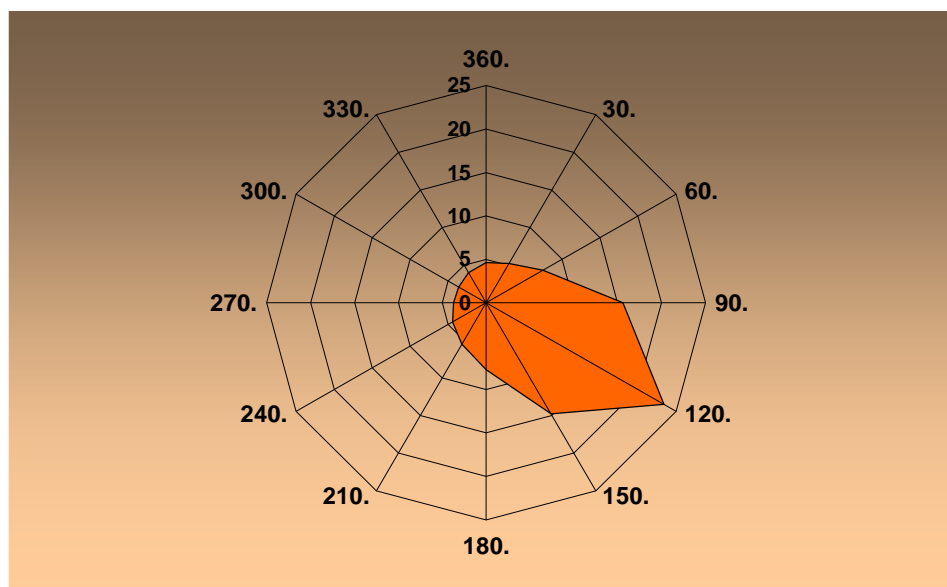


Figura 27: Distribuição de frequência, por quadrantes de  $30^{\circ}$ , para onde se deslocam as tempestades, durante o período do verão de 1999-2000, para as tempestades que excedem ao limiar de 30 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.

Os mecanismos citados que podem influenciar nos movimentos das tempestades são responsáveis pela distribuição observada nas Figuras 26 e 27, no entanto existem fatores adicionais que também podem contribuir, ou seja, a presença de tempestades numa dada área terá impacto nos ventos ambiente ao redor, que por sua vez terá influência nos movimentos das tempestades, e que subseqüentemente se desenvolverão naquela área. Uma pequena contribuição para a distribuição observada pode também resultar de erros no rastreamento automático das células de tempestade usado no sistema de processamento dos dados.

Estudos mais detalhados, considerando os movimentos das tempestades em relação ao vento médio, são necessários para se examinar como os movimentos desses sistemas variam com a estabilidade e o perfil vertical do vento, conforme

foi demonstrado por Weisman e Klemp (1982,1984). Estas análises serão objeto de estudos futuros.

#### 4.3. Climatologia Espacial das Tempestades na Área Central do Estado de São Paulo

Foram apresentados os resultados para as distribuições de frequência de parâmetros que caracterizam as tempestades convectivas na região central do Estado de São Paulo, considerando as distribuições de volume médio, área média de precipitação, refletividade média e máxima, altura média e máxima do topo dos ecos, bem como direção e velocidade de deslocamento.

Para se analisar como esses parâmetros se distribuem pela área monitorada pelo radar e sua variabilidade, é necessária estabelecer as distribuições espaciais médias para essas variáveis. A distribuição espacial desses parâmetros pode ser obtida com a utilização do módulo estatístico *TrackGridStat* do TITAN que permite uma análise dos rastros das tempestades para um período de vários meses ou vários anos, permitindo portanto análises espaciais sazonais, fornecendo características sobre a variabilidade espacial das propriedades das tempestades numa região monitorada por um radar.

Os resultados são apresentados e discutidos considerando as distribuições espaciais obtidas para as refletividades excedendo 25 dBZ. Para uma análise detalhada da atividade convectiva severa durante o período foram consideradas ainda as distribuições espaciais para as refletividades maiores que 40 dBZ, bem como a distribuição espacial para os topos associados.

#### 4.3.1. Distribuição Espacial dos Volumes Médios de Precipitação

Usando o módulo estatístico *TrackGridStat* do TITAN, obteve-se a distribuição espacial média para os volumes de precipitação observados pelo radar Doppler de Bauru durante os dois verões considerados.

As Figuras 28 e 29 representam as distribuições espaciais resultantes para os períodos de 1998-1999 e 1999-2000, respectivamente. A análise para a distribuição espacial dos volumes observados evidencia as regiões onde se concentraram as maiores acumulações de precipitação mostrando a variabilidade espacial existente para os dois campos analisados.

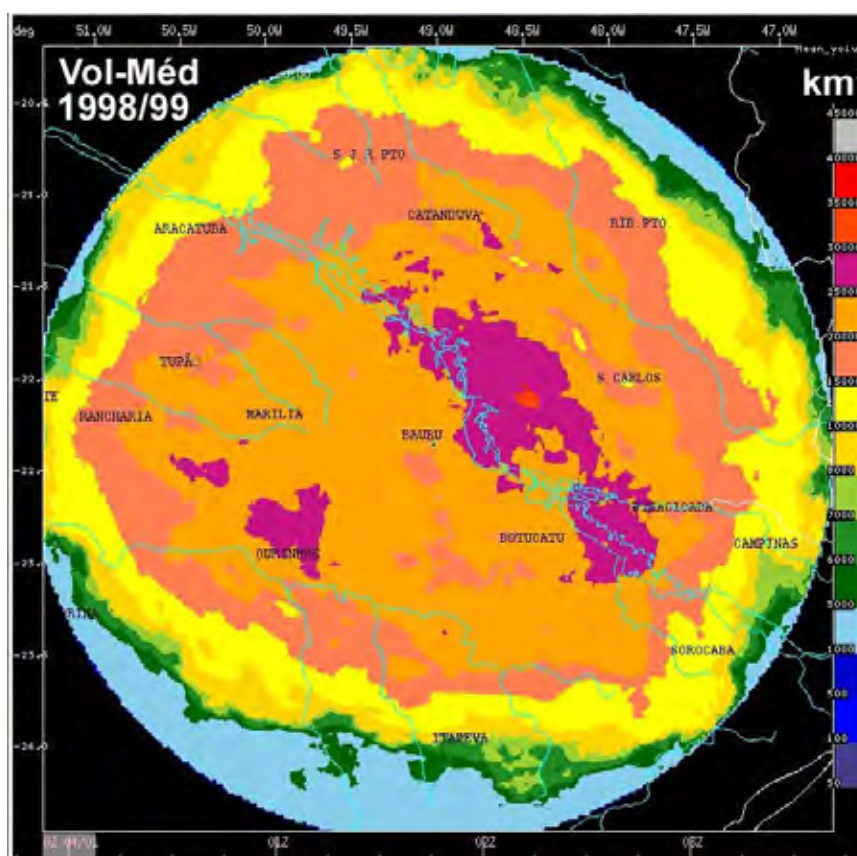


Figura 28: Distribuição espacial dos volumes médios de precipitação ( $\text{Km}^3$ ), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades observadas que dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.

Durante o verão de 1998-1999, Figura 28, as áreas mais favoráveis à concentração da atividade convectiva estão localizadas numa faixa paralela orientada NW-SE, ao longo do rio Tietê, favorecida pela própria presença do rio e ainda numa outra área próxima a região de Ourinhos. Os valores máximos observados dentro dessas regiões variaram entre 25 e  $30 \times 10^3 \text{ km}^3$ , em média, exibindo áreas onde a distribuição se apresenta mais homogênea e com valores menores.

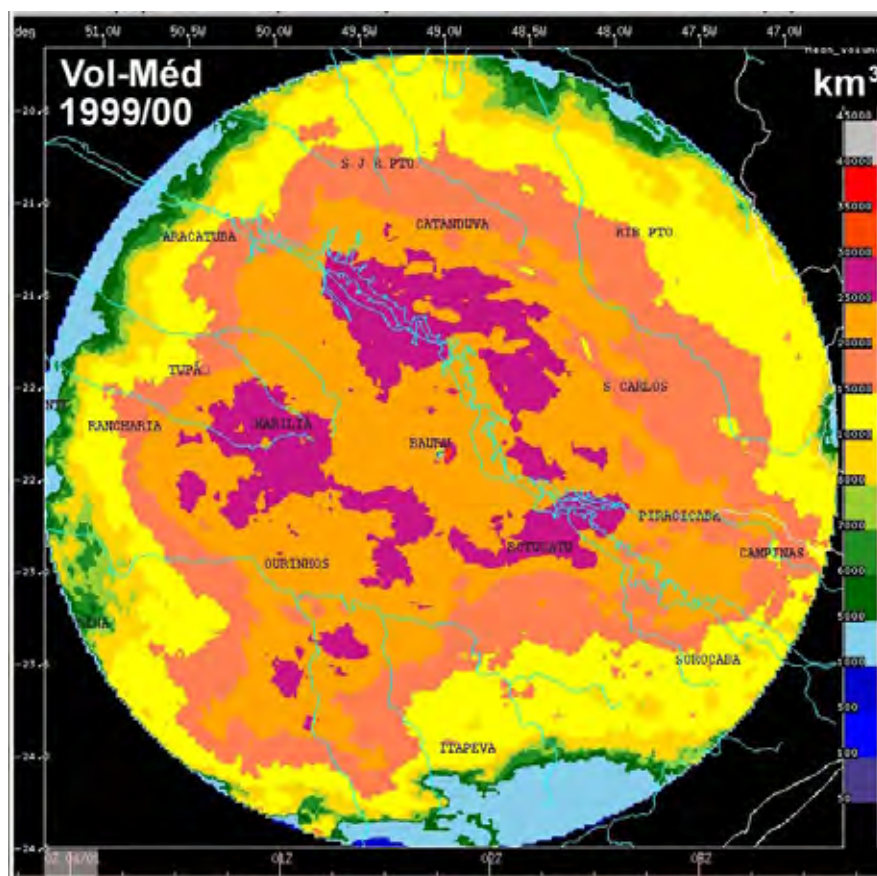


Figura 29: Distribuição espacial dos volumes médios de precipitação ( $\text{km}^3$ ), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades observadas que excedem ao limiar de 25 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.

A distribuição espacial dos volumes de precipitação para o período de 1999-2000, Figura 29, mostra uma similaridade com a do verão anterior, no entanto exibindo



regiões de volume máximo de  $25$  e  $30 \times 10^3 \text{ Km}^3$  sobre três áreas distintas, isto é, sobre a região de Botucatu, sobre a região de Marília e ao longo do rio Tietê, localizado ao norte da região de Bauru.

Operacionalmente, a determinação da distribuição espacial dos volumes de precipitação, permitiria o acompanhamento e o conhecimento de como a precipitação se distribuiu dentro da área monitorada pelo radar. Além da informação da extensão areal teria também a informação sobre como os núcleos de precipitação se distribuem sobre a região. Uma informação dessa natureza tem uma aplicação direta para, por exemplo, o monitoramento do déficit hídrico numa dada região.

#### 4.3.2. Distribuição Espacial das Áreas de Precipitação

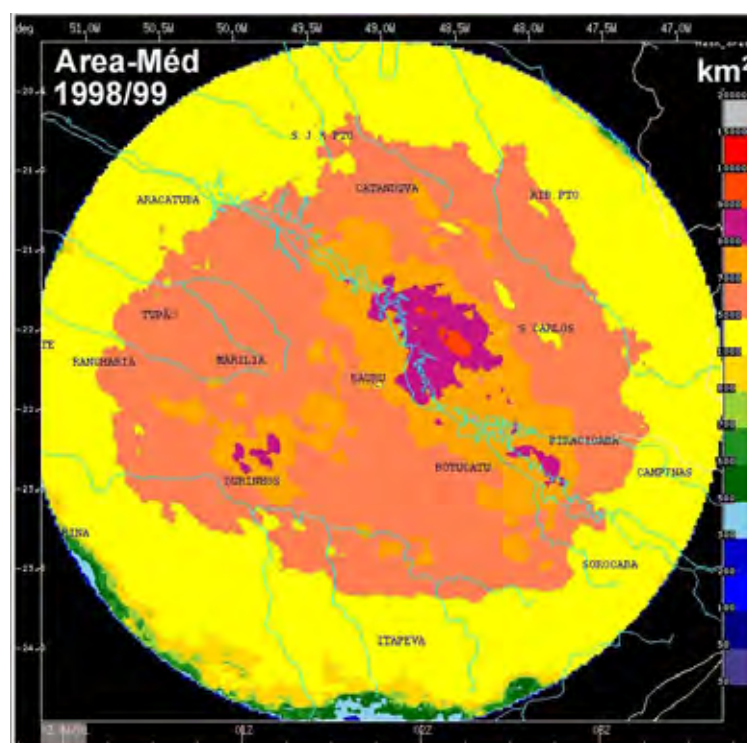


Figura 30: Distribuição espacial das áreas médias de precipitação ( $\text{Km}^2$ ), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades observadas que excedem ao limiar de 25 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.

De modo similar, foram obtidas as distribuições espaciais para as áreas de precipitação durante o período selecionado, e estão apresentadas através das Figuras 30 e 31, respectivamente.

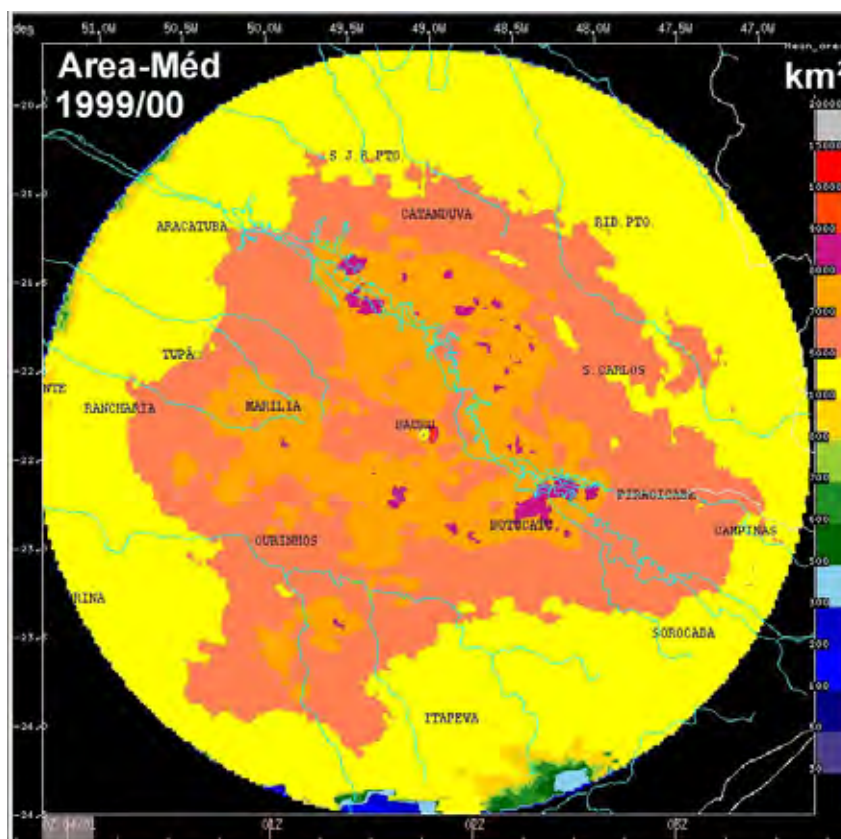


Figura 31: Distribuição espacial das áreas médias de precipitação ( $\text{Km}^2$ ), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades observadas dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauri.

Em relação à distribuição espacial das áreas médias de precipitação para o período analisado observa-se um predomínio de sistemas precipitantes da escala-C de Houze e Cheng (1977), ou seja, tempestades multicelulares pequenas, cujos valores variam de  $10^3$  a  $5 \times 10^3 \text{ Km}^2$ , em ambos os períodos. Os máximos valores de área média de precipitação variam de  $7 \times 10^3$  a  $10^4 \text{ Km}^2$  e são observados ao longo do rio Tietê, durante o verão de 1998-1999, Figura 30, sendo que no período de 1999-2000, Figura 31, esses máximos aparecem distribuídos em pequenas regiões situadas também ao longo do rio, evidenciando a ação de sistemas convectivos de mesoescala atuando durante o período, tais como linhas de

instabilidade e grandes tempestades multicelulares com extensas áreas estratiformes.

#### 4.3.3. Distribuição Espacial da Altura Média dos Topos dos Ecos de Precipitação

A distribuição espacial para a altura média dos topos dos ecos de precipitação é semelhante em ambos os períodos enfocados, exibindo pouca variabilidade. Durante o verão de 1998-1999 as tempestades exibem topos médios de 9 km, distribuídos por toda a área de alcance dos 240 km do radar de Bauru, como pode ser visto pela Figura 32.

Durante o verão de 1999-2000, Figura 33, a distribuição espacial para a altura média dos topos dos ecos é bastante similar, exceto por se observar uma grande área com valores de topo de 8 km e pequenas regiões com topos entre 10 e 11km, que por estarem localizados próximos ao limite do raio de alcance dos 240 km representam células convectivas mais intensas atuando na região. Através da distribuição espacial das alturas dos topos dos ecos fica evidenciado a natureza dos sistemas precipitantes que atuam na região revelando ainda regiões preferenciais de maior atividade convectiva no período.

Pelas Figuras 32 e 33 fica evidente que na região monitorada pelo radar de Bauru a região metropolitana de Campinas aparece como área preferencial de atividade convectiva intensa. Os resultados de um estudo sobre a distribuição de descargas elétricas no Estado de São Paulo (Naccarato et al., 2003), mostraram que a região de Campinas é uma das três regiões do Estado onde existe a maior incidência de descargas atmosféricas, um resultado que segundo os autores tem uma relação direta com a presença de uma ilha de calor urbana associada a causas antropogênicas. Esses resultados são corroborados pela distribuição espacial para as alturas dos topos dos ecos de precipitação sobre a referida região. As distribuições espaciais para as refletividades e altura dos topos dos ecos mostram que o verão de 1998-1999 foi relativamente mais úmido comparado ao verão de 1999-2000.

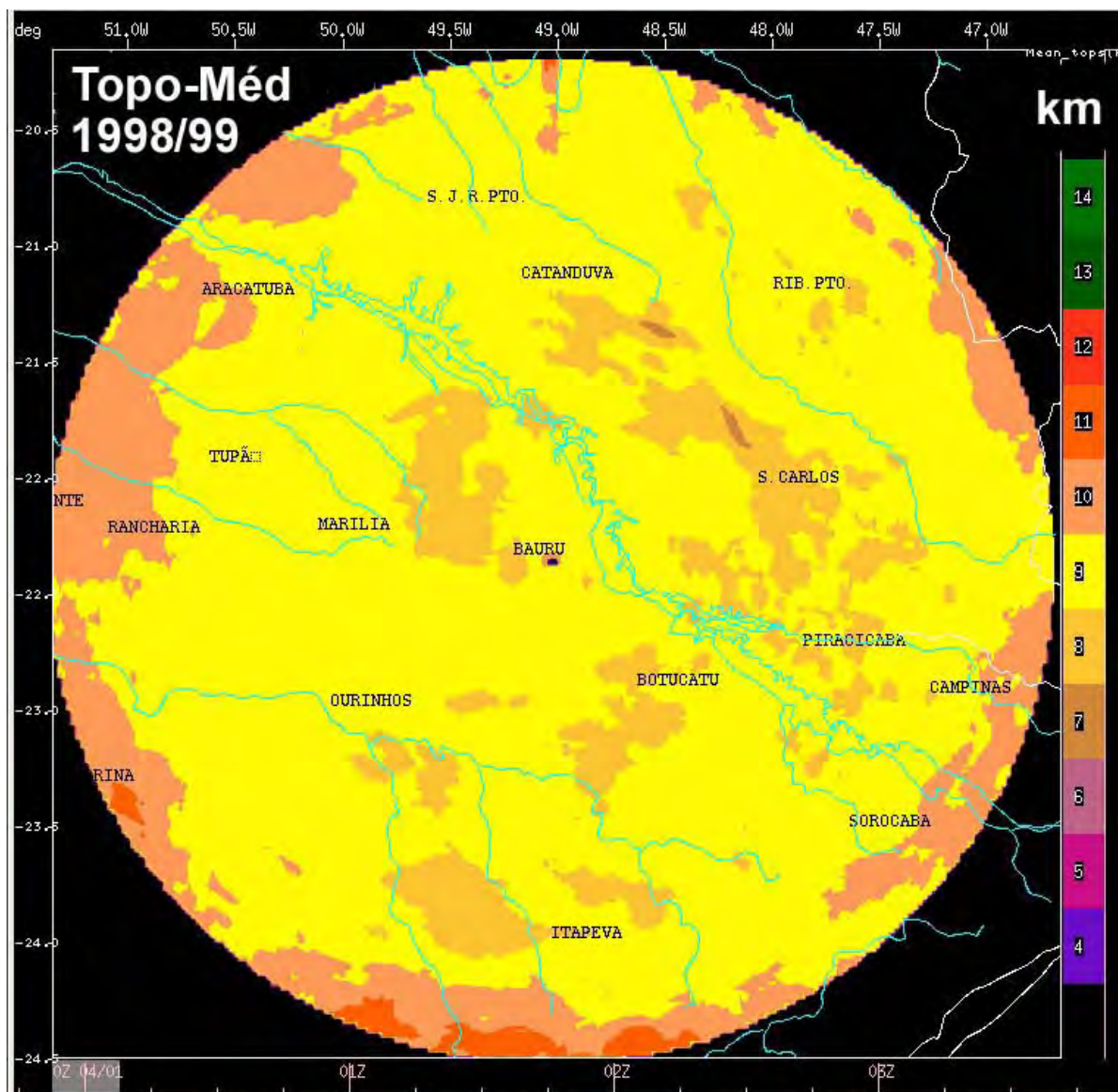


Figura 32: Distribuição espacial do topo médio dos ecos de precipitação (Km), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades observadas que excedem ao limiar de 25 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauri.



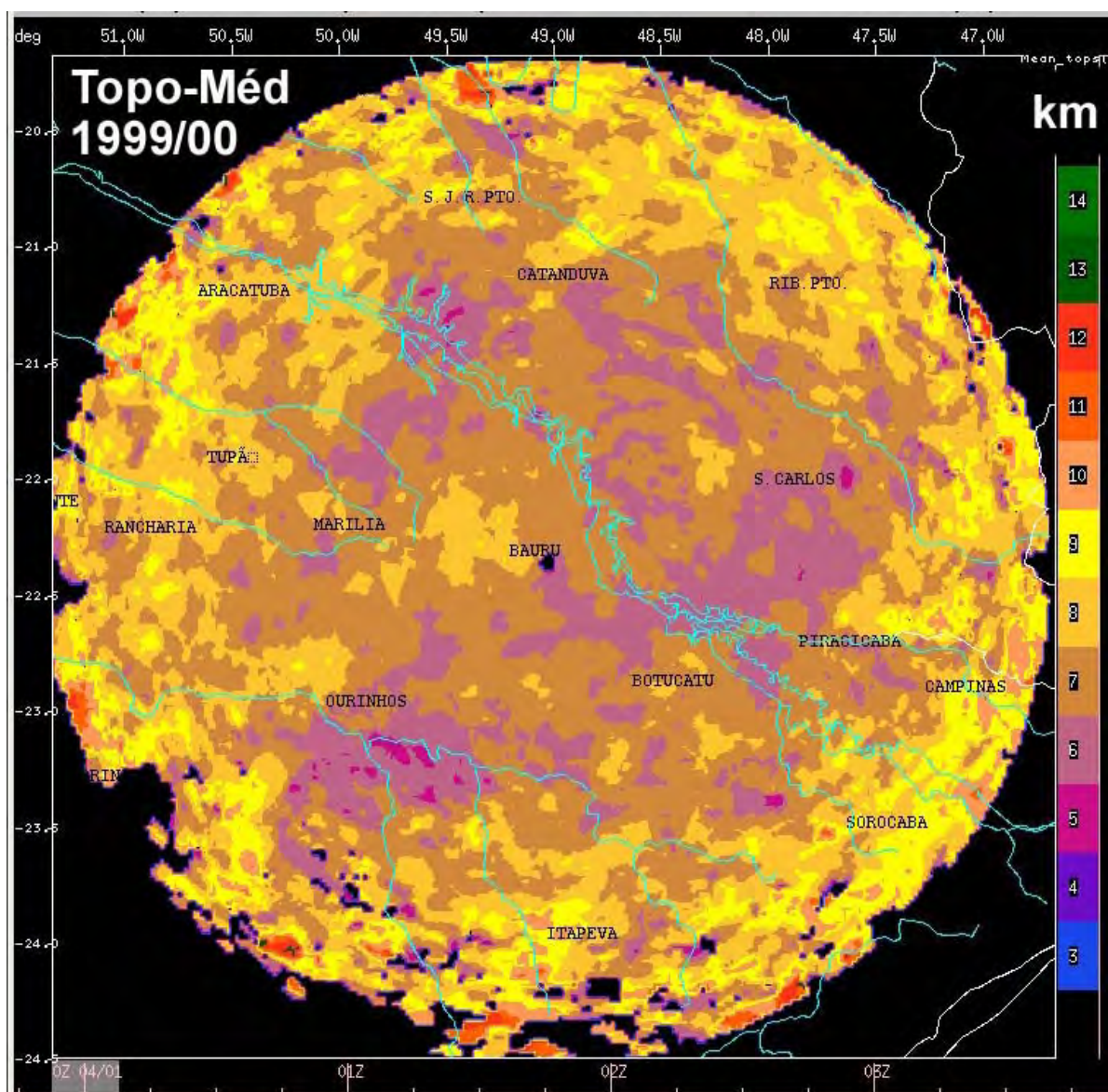


Figura 33: Distribuição espacial do topo médio dos ecos de precipitação (km), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades observadas dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.

#### 4.3.4. Distribuição Espacial para a Duração dos Ecos de Precipitação

As distribuições espaciais acumuladas para o tempo de duração dos sistemas precipitantes que atuaram sobre a área central do Estado durante o período analisado são mostradas através das Figuras 34 e 35.

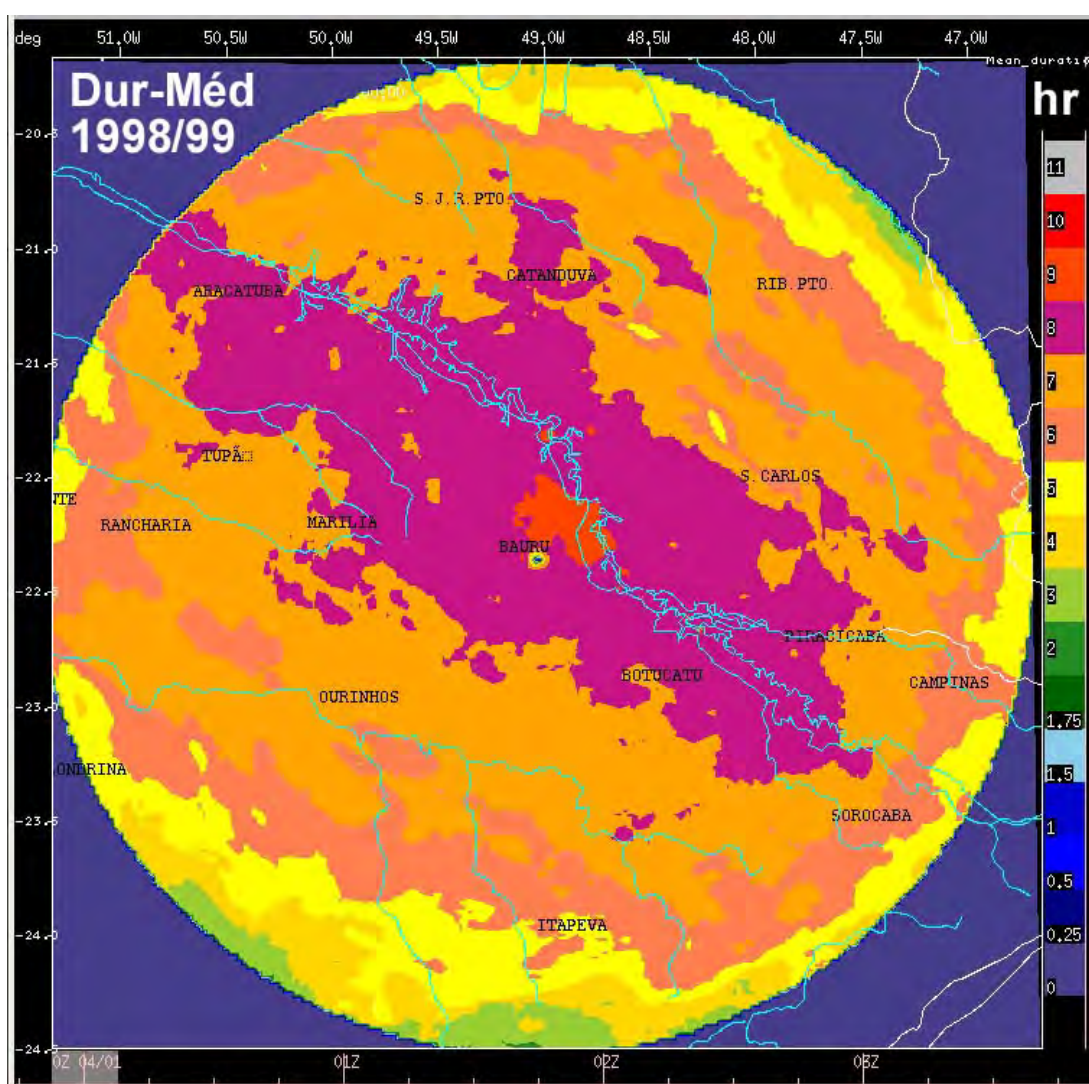


Figura 34: Distribuição espacial para a duração dos sistemas de precipitação (horas), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades observadas dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.



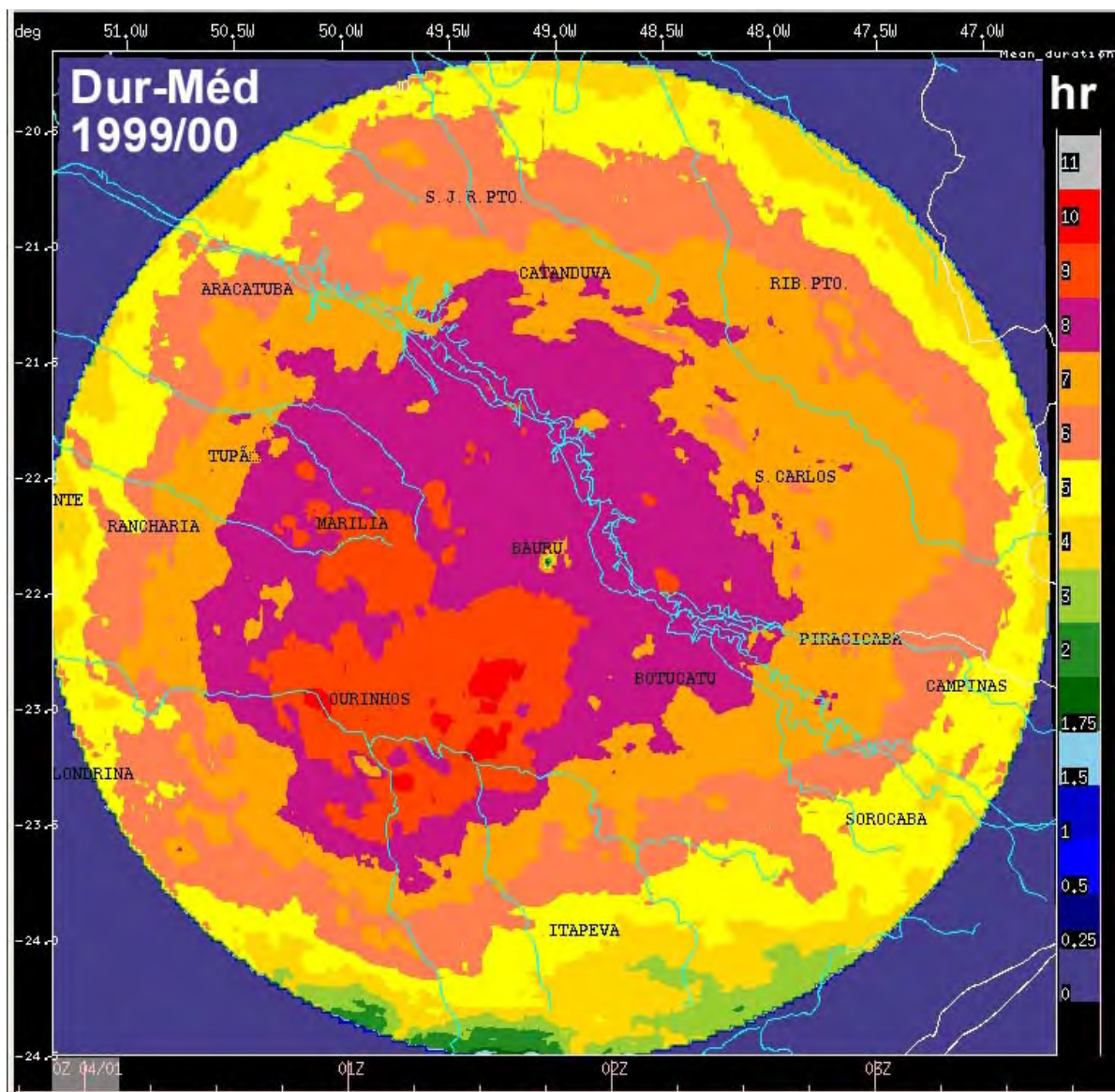


Figura 35: Distribuição espacial para a duração dos sistemas de precipitação (horas), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades observadas dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.

Na região central observa-se que a atuação dos sistemas precipitantes teve uma duração máxima acumulada de até oito horas para o período de outubro de 1998 a março de 1999. A região onde a atividade desses sistemas foi mais prolongada apresenta uma configuração espacial orientada NW-SE, ao longo da calha do rio Tietê.

Durante o segundo período analisado, de outubro de 1999 a março de 2000, observa-se regiões em que os sistemas precipitantes tiveram uma duração acumulada entre 9 e 10 horas localizado nas áreas entre o sudoeste do radar de Bauru e a divisa com o Estado do Paraná, na região de Ourinhos como um resultado provável da atuação dos sistemas convectivos sobre essas regiões.

#### 4.3.5. Distribuição Espacial da Velocidade Média de Deslocamento dos Ecos de Precipitação

Os campos da distribuição espacial das velocidades médias de deslocamento dos sistemas precipitantes sobre a área central do Estado são mostrados nas Figuras 36 e 37, respectivamente para os dois verões.

Analisando essas figuras observa-se que em relação às velocidades de deslocamento dos sistemas precipitantes que atuam na região existe uma similaridade em sua configuração espacial. As velocidades médias observadas são em torno de  $25 \text{ Km.h}^{-1}$  embora existam regiões onde as velocidades chegam a  $35 \text{ Km.h}^{-1}$ , localizadas nas regiões ao sul do radar de Bauru. Esses resultados obtidos para a área central são concordantes com os obtidos por Gandú (1984) que encontrou velocidades médias de  $25 \text{ Km.h}^{-1}$  para a área leste do estado, e inferiores aos encontrados por Chaudry et al. (1996) para células de tempestade observadas com o radar banda-C do IPMet, cujos valores médios encontrados ficaram em torno de  $42 \text{ Km.h}^{-1}$ .

As análises para a distribuição das freqüências das velocidades de deslocamento em tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 30 dBZ mostram uma concordância com os resultados obtidos com a distribuição espacial das áreas de precipitação, definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, uma vez que em apenas 15% dos casos analisados observou-se velocidades médias acima de  $35 \text{ Km.h}^{-1}$ , associadas às regiões onde a atividade convectiva foi mais intensa durante o período. O valor modo ou valor mais freqüente encontrado para os limiares de 25 e 30 dBZ foi respectivamente de  $34.8 \text{ Km.h}^{-1}$  e  $33.9 \text{ Km.h}^{-1}$ .



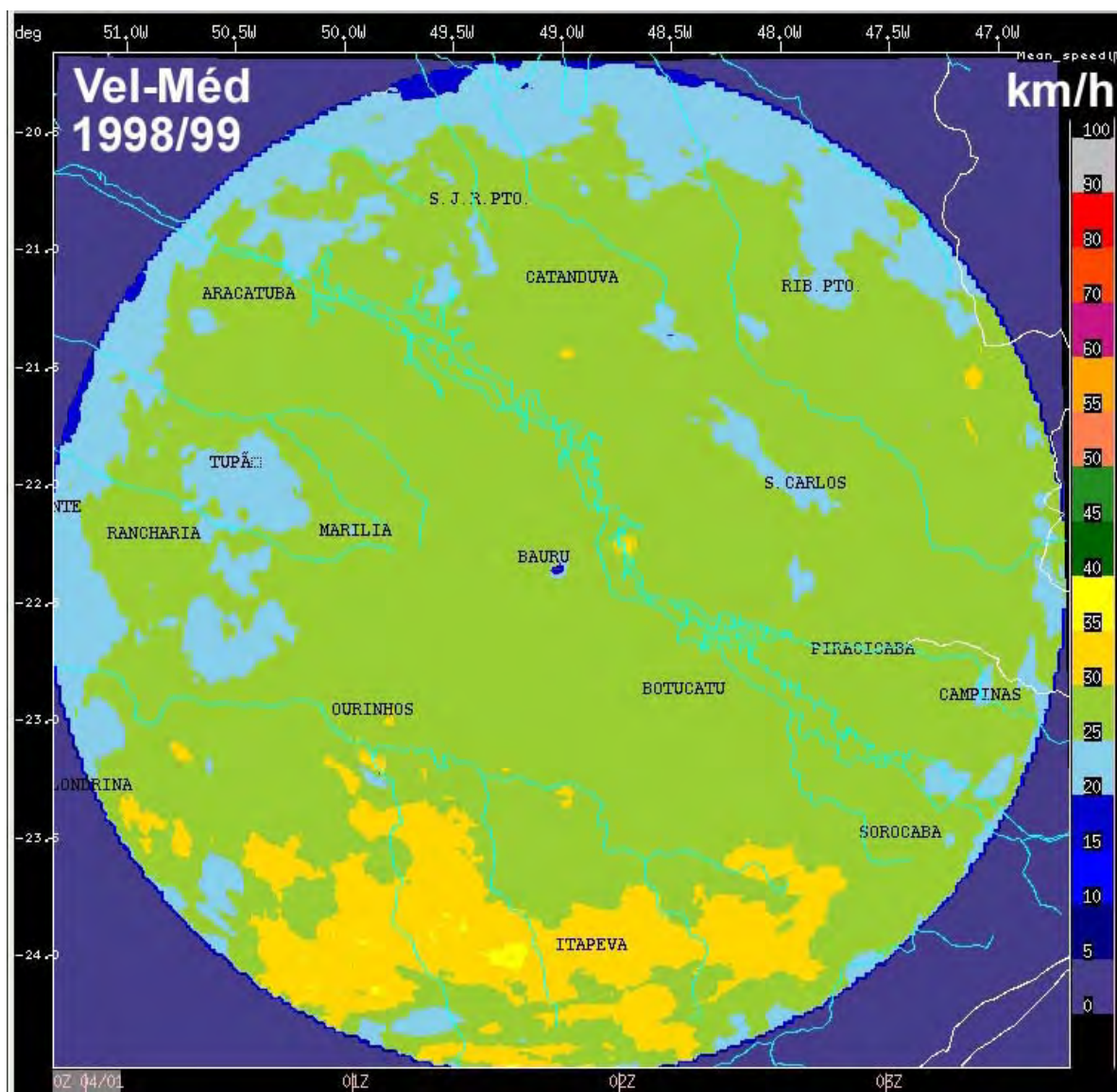


Figura 36: Distribuição espacial para a velocidade de deslocamento dos sistemas de precipitação ( $\text{Km.h}^{-1}$ ), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, dentro da área de alcance do radar Doppler de Bauru.

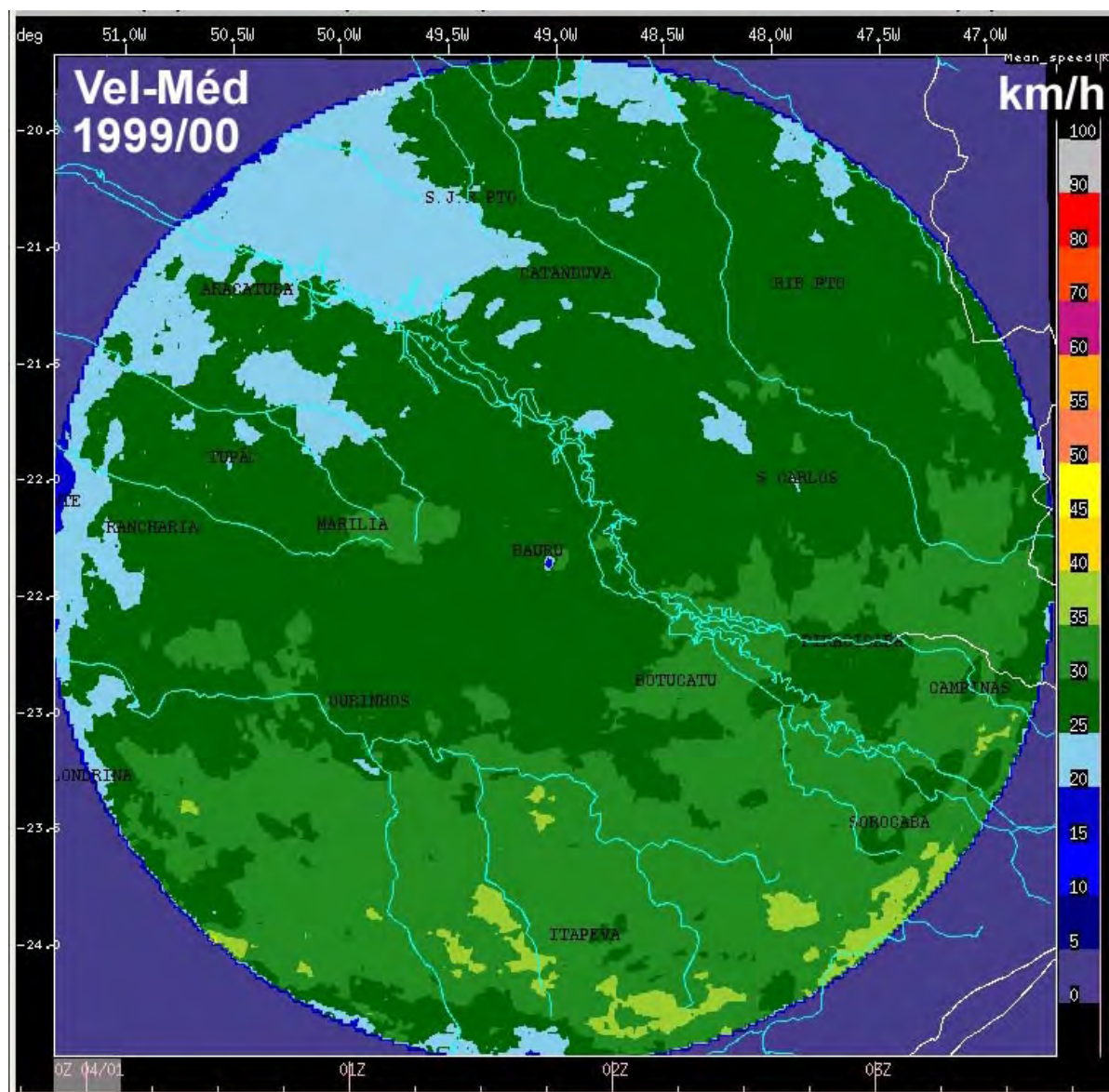


Figura 37: Distribuição espacial para a velocidade de deslocamento dos sistemas de precipitação ( $\text{Km.h}^{-1}$ ), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru.

#### 4.3.6. Distribuição Espacial da Refletividade Máxima Média dos Ecos de Precipitação

A distribuição espacial para o campo médio das refletividades máximas associadas aos sistemas precipitantes observadas durante os dois períodos analisados foi obtida similarmente aos campos apresentados e discutidos nas seções anteriores e é apresentada aqui através das Figuras 38 e 39.

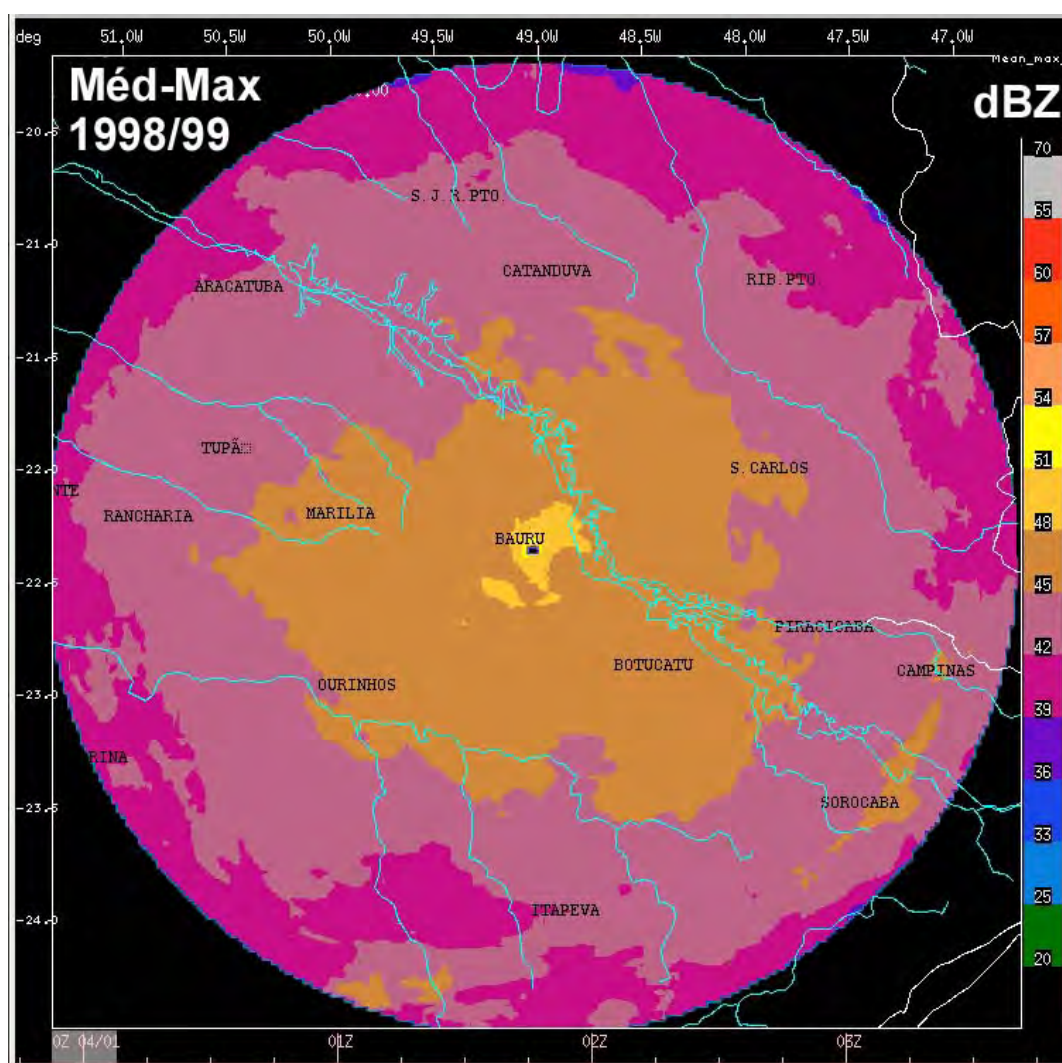


Figura 38: Distribuição espacial para refletividade máxima média dos sistemas de precipitação (dBZ), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru.



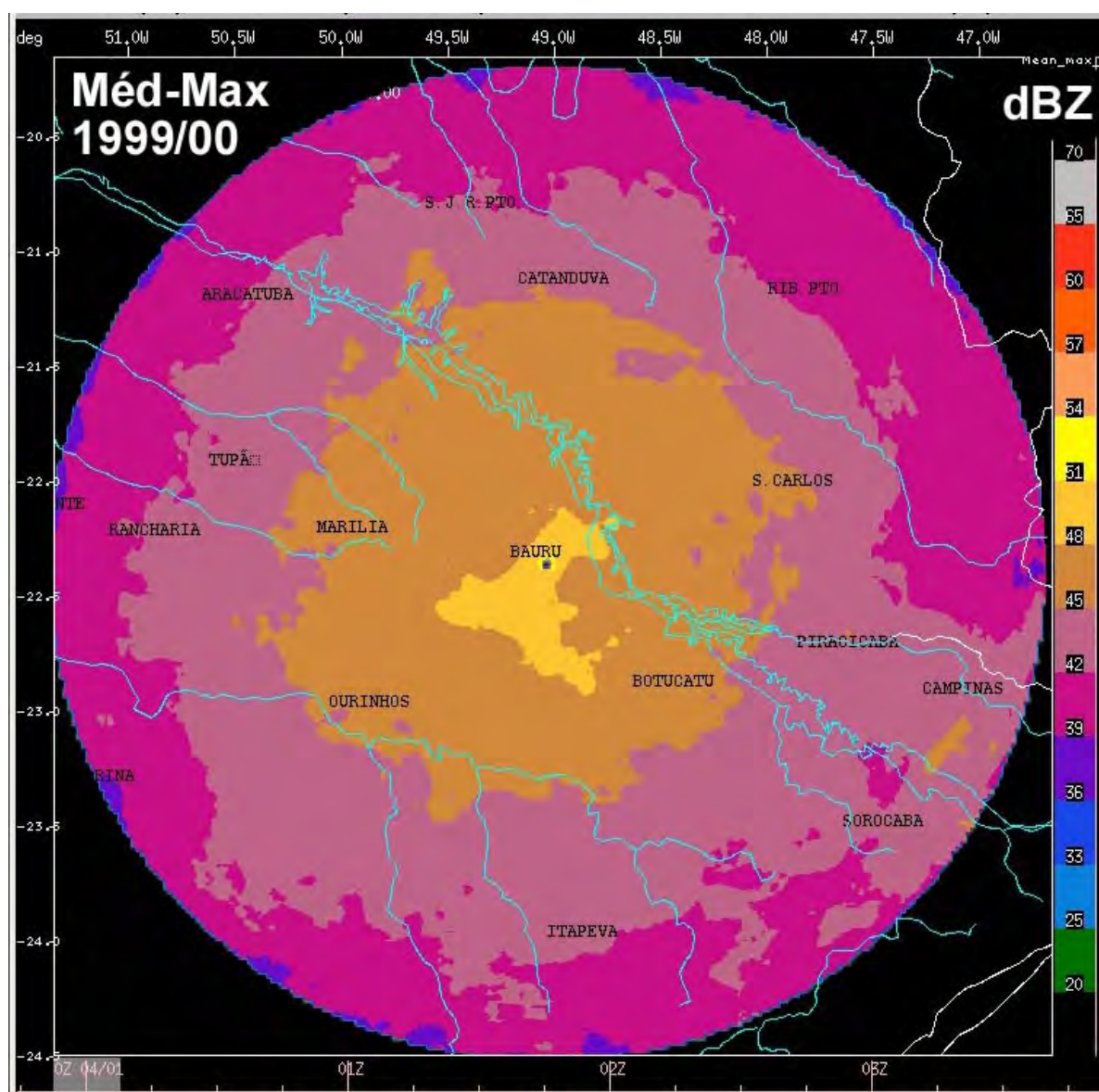


Figura 39: Distribuição espacial para a média das máximas refletividades dos sistemas de precipitação (dBZ), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru.

O mapa que resume as variabilidades espaciais observadas durante os períodos em análise, também identifica como as precipitações atuaram dentro da região monitorada pelo radar Doppler de Bauru. As refletividades máximas médias mostram distribuições similares, como já mencionado para os resultados das análises das outras

variáveis, sendo que na média as máximas refletividades se concentram dentro de um raio de aproximadamente 100 km a partir do radar, com valores entre 45 a 48 dBZ. Esses resultados são observados em ambas as estações consideradas, representados através das Figuras 38 e 39. Um máximo isolado aparece sobre áreas da região de Campinas, se estendendo para sudoeste até a região de Sorocaba, durante o verão de 1998-1999.

Os campos médios para as máximas refletividades representam a atividade convectiva durante o período do verão, identificando as regiões de maior atividade no período amostrado. Além do campo definido pelo limiar de 25 dBZ foi obtido também o campo definido pelo limiar de 40 dBZ para avaliar a atividade convectiva associada aos eventos mais severos durante o período e verificar a existência ou não de áreas preferenciais dessa atividade durante os períodos estudados.

Os campos resultantes para um limiar de refletividade excedendo a 40 dBZ, em que somente são consideradas as áreas de tempestades que atingiram valores maiores que 40 dBZ, associados aos eventos severos mais extremos, confirmam a existência de área preferencial de acumulação de grandes intensidades de precipitação sobre a região de Campinas, Figuras 40 e 41, respectivamente para os dois verões considerados. Um resultado importante extraído desses campos é que durante o verão de 1998-1999, Figura 40, se observou atividade convectiva mais intensa caracterizando-se por um verão mais chuvoso do que o verão de 1999-2000, Figura 41. Ambos os campos exibem um gradiente de refletividade a partir do radar em direção ao alcance máximo não-ambíguo,  $\sim 7.5$  dBZ. No entanto o período de 1999-2000 apresenta valores médios de refletividade menores em relação a 1998-1999 e que estão associados a um período de menor atividade convectiva.

Durante os meses de Dezembro de 1998 a Fevereiro de 1999 registraram-se anomalias positivas de precipitação para a área centro-oeste do Estado. Os núcleos de máximos de desvios positivos foram observados no setor centro-oeste do Estado, 200 mm e no noroeste do Estado, 300 mm, (CPTEC, 2006). O núcleo de máximas refletividades em excesso de 60 dBZ aparece bem definido sobre a região de Campinas na Figura 38, observando-se também um núcleo menos intenso nessa mesma região durante o

segundo período analisado, 1999-2000.

Esses resultados confirmam os resultados obtidos por Figueiredo (2005) em seu estudo sobre a distribuição espacial para as refletividades observadas pelo radar de Bauru levando em conta o período de 1993-2001 e os de Nacaratto et al. (2003).

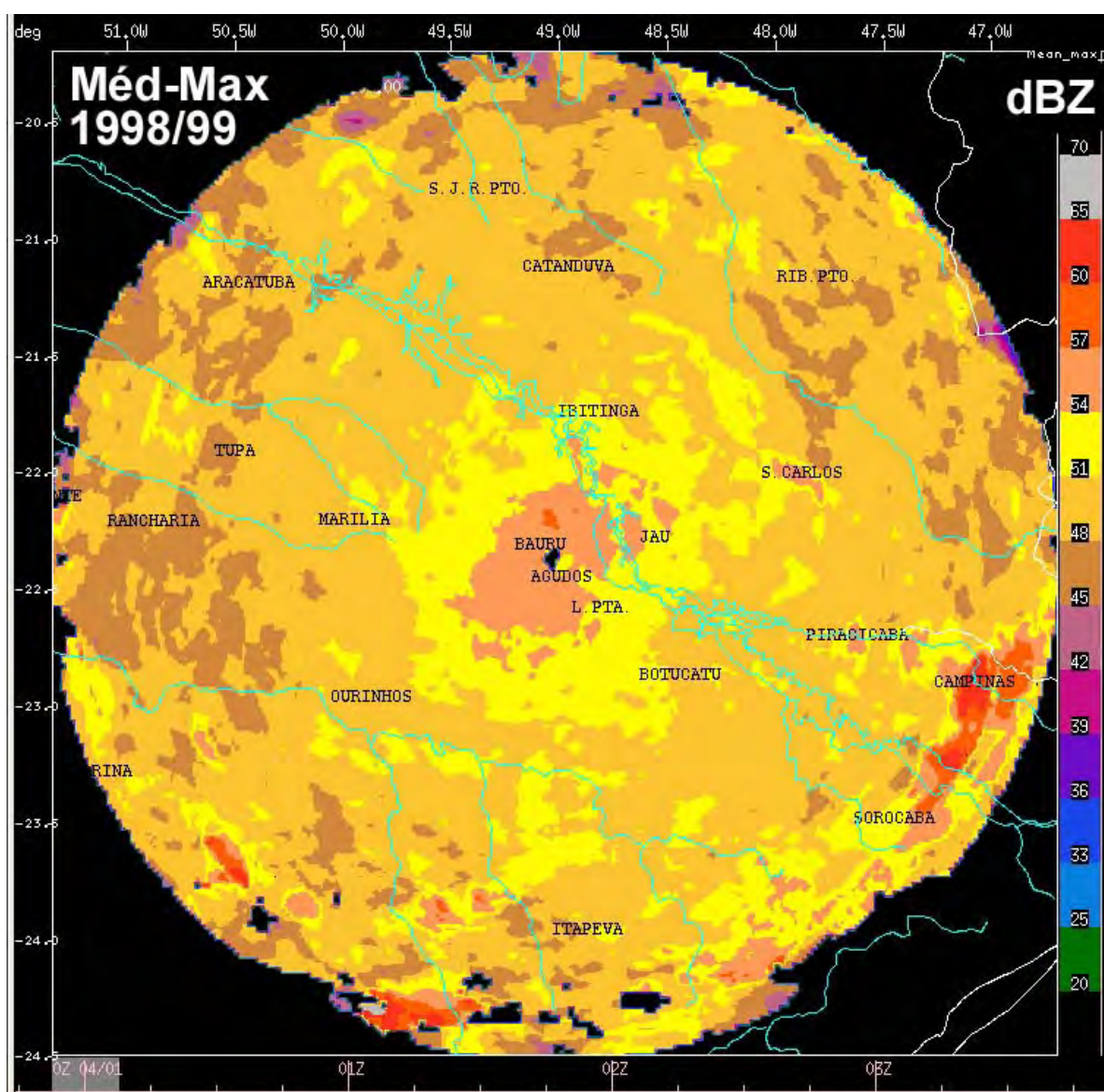


Figura 40: Distribuição espacial para a média das máximas refletividades (dBZ), durante o período de 01 de outubro de 1998 a 31 de março de 1999, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 40 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru.



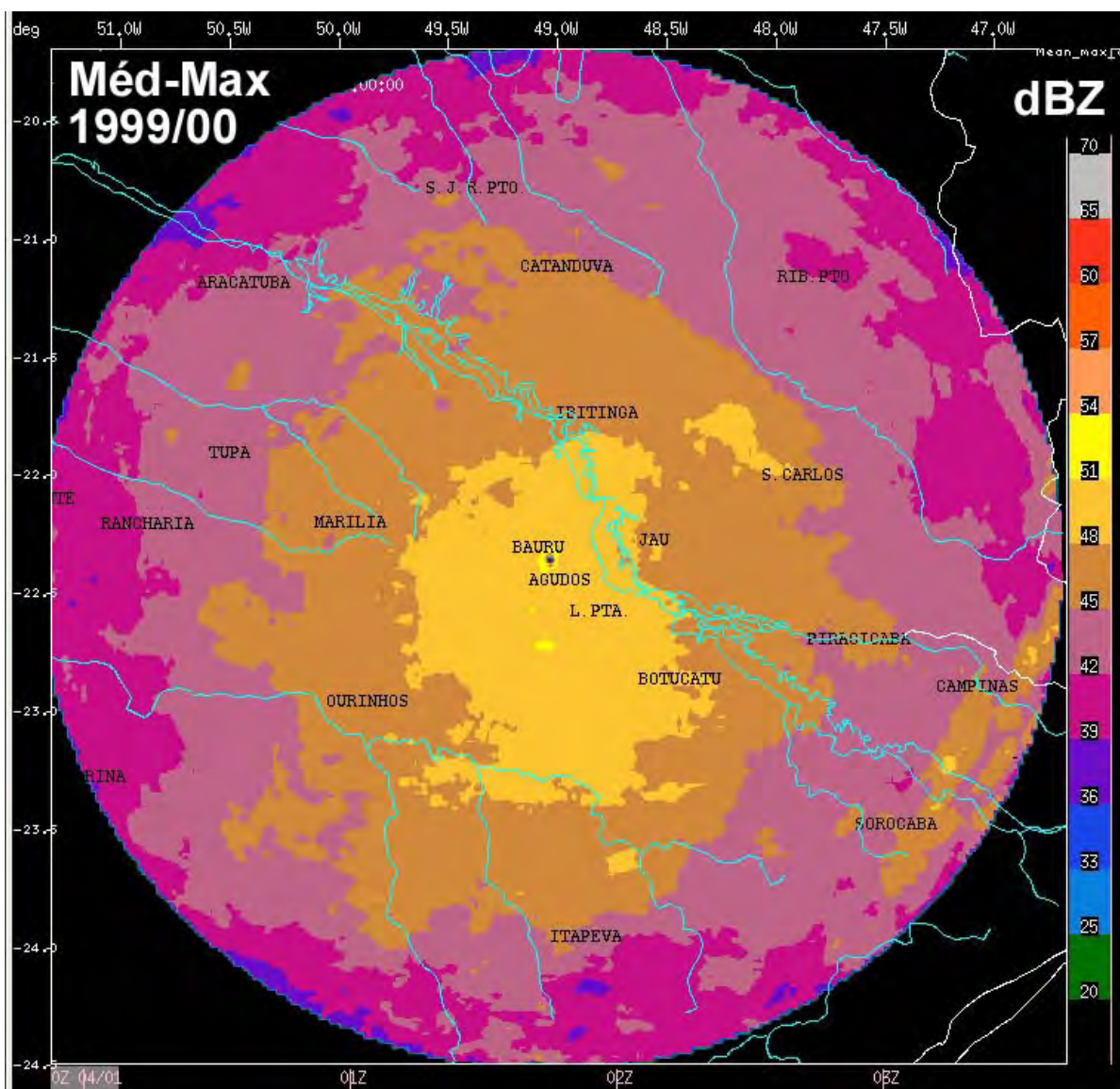


Figura 41: Distribuição espacial para a média das máximas refletividades dos sistemas de precipitação (dBZ), durante o período de 01 de outubro de 1999 a 31 de março de 2000, para as tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 40 dBZ, na área de alcance do radar Doppler de Bauru.

#### 4.4. Relação Volume de Precipitação Estimada por Radar (VPER) e Integral Área-Tempo (IAT)

Doneaud et al. (1981) usando dados de sistemas convectivos sobre Dakota do Norte, propuseram dois métodos alternativos para se calcular a relação VPER-IAT. O primeiro deles utilizando a máxima área de qualquer varredura em cada hora e o segundo utilizando a área média de cobertura dos ecos para cada hora. Os resultados mostraram que o método da máxima cobertura de eco produziu o melhor coeficiente de correlação ( $r = 0.91$ ) do que o método da área média de cobertura dos ecos ( $r = 0.86$ ) quando a análise de regressão da IAT em relação ao volume de precipitação estimado pelo radar foi aplicada e, portanto, o primeiro método foi o recomendado para aplicação.

Calheiros e Gomes (1986) realizaram os primeiros estudos para a área central do Estado de São Paulo, enfocando a relação existente entre o volume de precipitação estimada com o radar e a área de precipitação integrada no tempo utilizando dados de CAPPI em 3.5 Km de altitude coletados com antigo radar banda-C de Bauru.

No presente estudo este tópico é enfocado novamente, no entanto a metodologia adotada para a determinação das áreas de precipitação considera todos os rastros de tempestades observados na área de alcance do radar Doppler de Bauru. Para a identificação dessas áreas de precipitação a serem usadas para a determinação da IAT foram considerados os limiares de refletividade maior que 25, 30 e 35 dBZ, consistentes com o adotado em estudos anteriores para a região central do Estado de São Paulo, podendo assim estabelecer uma análise comparativa dos resultados.

Primeiramente o campo de refletividades compostas (Dixon, 1994) foi considerado para a obtenção do volume de precipitação estimado pelo radar e para as áreas de precipitação utilizadas para o cálculo da IAT (Integral Área-Tempo). A partir dos volumes e IAT resultantes foi realizada uma análise estatística para determinar os parâmetros de regressão.



Numa segunda etapa da análise o volume de precipitação e as respectivas IAT foram obtidos de dados derivados de CAPPIS a um nível de altitude de 3.5 Km. Numa terceira etapa da análise foram examinados os parâmetros de regressão obtidos usando a máxima área de cobertura das tempestades convectivas, observadas dentro de cada intervalo horário, de acordo com Doneaud (1988), para uma análise do potencial de aplicação da técnica VxIAT para utilização em previsão imediata de volumes de precipitação. Os resultados das análises são apresentados a seguir.

#### 4.4.1. Relação entre Cobertura de Precipitação e Volume de Precipitação Usando Campo de Refletividades Compostas

Os dados volumétricos para os dois períodos foram processados adotando o limiar de refletividade maior que 25 dBZ e determinados os volumes de precipitação estimados com radar - VPER ( $m^3$ ) e as áreas de precipitação integradas em relação ao seu tempo de duração - IAT ( $km^2.h$ ). Os parâmetros de regressão, foram obtidos utilizando módulos estatísticos disponíveis no ©EXCEL. Para a análise foram excluídas as áreas integradas (IAT) cujo valor foi nulo, uma vez que as mesmas representam a ausência de precipitação e, a partir daí todas as demais áreas de chuva detectadas foram consideradas.

Os resultados são mostrados nas Figuras 42 e 43, e representam as integrações realizadas para as varreduras volumétricas coletadas com o radar de Bauru durante o período considerado. A análise de regressão linear aplicada entre a área de cobertura de precipitação e o volume de precipitação, isto é,  $\log(VPER)$  e  $\log(IAT)$  produziu coeficientes de correlação,  $r = 0,90$  e  $r = 0,86$ , respectivamente para os verões de 1998-1999 e 1999-2000. Os valores para o coeficiente b, que dá a inclinação da reta de ajuste aos dados, foram 1,20 e 1,21. Os valores para a interseção foram, respectivamente, 0,352 e  $-0,762$  resultando em taxas médias de precipitação de  $2,25 mm.h^{-1}$  e  $0,20 mm.h^{-1}$ . Valores obtidos para o erro (logaritmo) padrão para as linhas de regressão são 0,27 e 0,34, indicando que as estimativas dos volumes de precipitação devem, na média, estar dentro de um fator aproximado de 2 do volume de precipitação real.

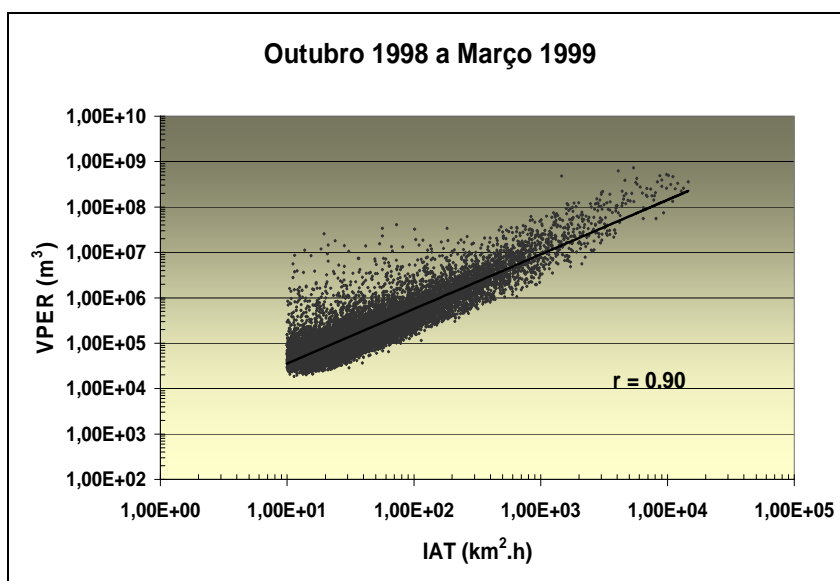


Figura 42: Diagrama de dispersão entre os volumes de precipitação estimados pelo radar de Bauru e a área de precipitação integrada no tempo, período outubro 1998- março 1999.

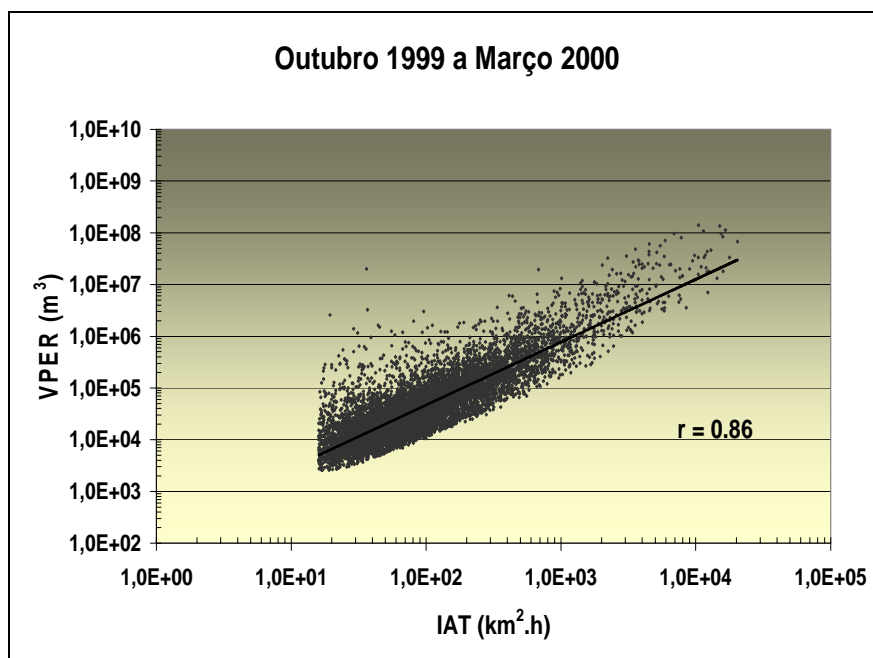


Figura 43: Diagrama de dispersão entre os volumes de precipitação estimados pelo radar de Bauru e a área de precipitação integrada no tempo, período outubro 1999- março 2000.

Doneaud (1979) em seu estudo obteve uma boa correlação entre os logaritmos da cobertura em área integrada e os dos volumes diários de precipitação com um coeficiente de correlação resultante, num gráfico log-log, de  $r = 0.89$ . Os resultados obtidos aqui para um limiar de refletividade maior que 25 dBZ, selecionado para ser consistente com análises previamente realizadas para área central do Estado de São Paulo, também mostraram concordância com os resultados obtidos para as análises feitas para os dados coletados durante o projeto CCOPE (Knight,1982). A diferença encontrada para a taxa média de precipitação menor no período de 1999 a 2000 poderia ser explicada pela caracterização de um período de verão relativamente mais seco quando comparado ao verão de 1998-1999.

#### 4.4.2. Relação entre Cobertura de Precipitação e Volume de Chuva Usando CAPPI\_3.5 Km

Os dados para os dois períodos foram processados levando em conta as informações de refletividades obtidas usando CAPPIs de 3.5 Km e calculados os volumes de precipitação - VPER ( $m^3$ ) e as áreas integradas sobre seu tempo de duração - IAT ( $km^2.h$ ) para limiares de refletividade maior que 25, 30 e 35 dBZ, seguindo procedimento semelhante ao adotado por Calheiros e Gomes (1986), exceto que considerou-se o período total dos meses de verão.

Os diagramas de dispersão resultantes são apresentados nas Figuras 44 a-f. Os coeficientes de regressão linear obtidos de  $\log(VPER)$  e  $\log(IAT)$  são comparados com os obtidos para as áreas definidas pelo campo de refletividades compostas maiores que 25 dBZ sendo que os mesmos resultaram num erro padrão logaritmo ( $\log E_p$ ) menor. Ao se analisar os diferentes diagramas para cada limiar de refletividade considerado observa-se ainda um decréscimo do coeficiente de correlação, de um modo geral com o aumento do limiar de refletividade a relação existente entre os volumes estimados de precipitação e a integral área-tempo diminui.

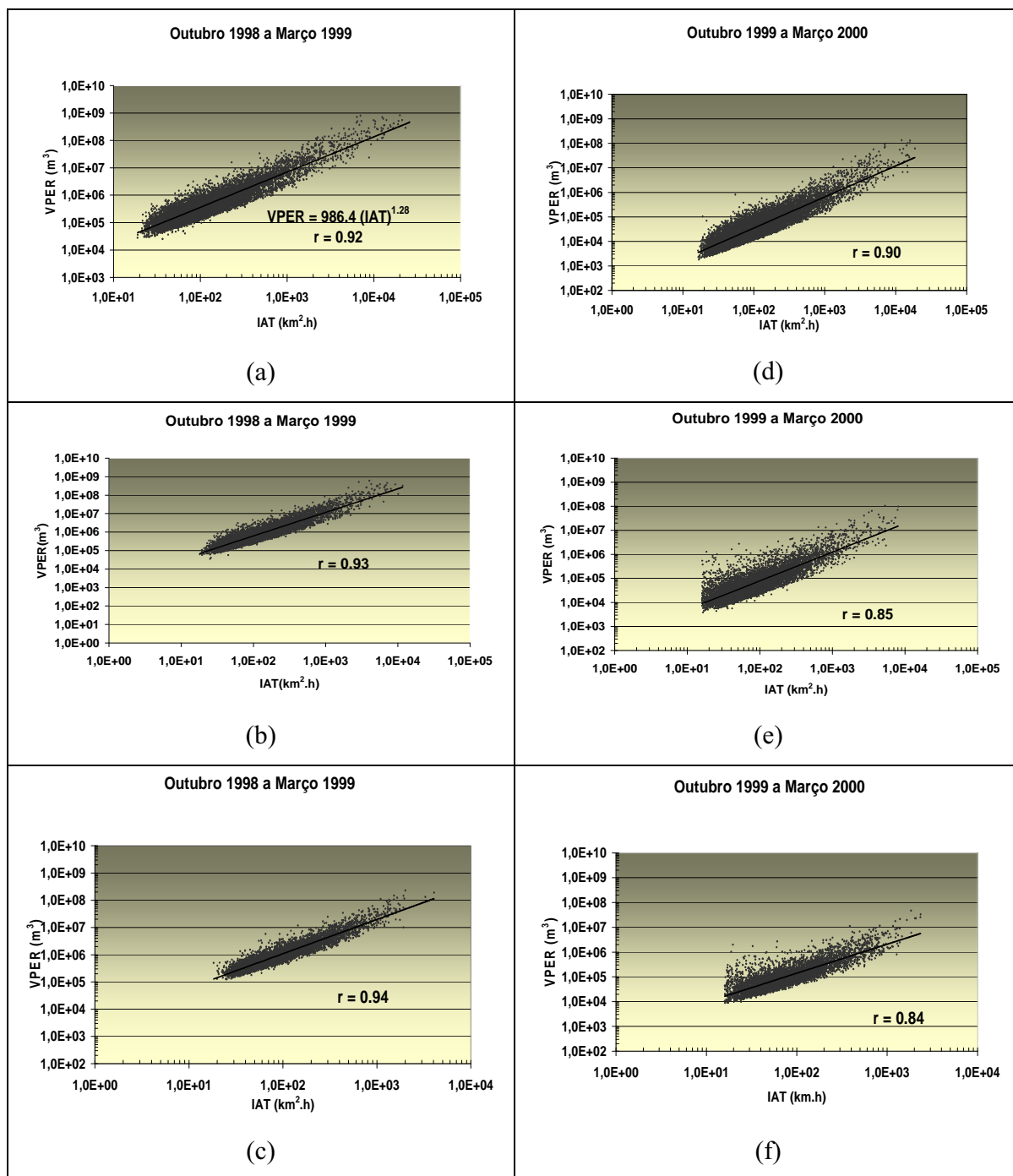


Figura 44: Diagrama de dispersão entre VPER(m<sup>3</sup>) vs IAT, (a): 25, (b): 30 e (c): 35dBZ, para período verão 1998-1999 e (d): 25, (e): 30 e (f): 35 dBZ, para período verão 1999-2000.

Com base nas análises dos resultados das estatísticas de regressão é proposta a utilização de uma relação V-IAT da forma  $VPER = 986.4(IAT)^{1,28}$  para a obtenção dos volumes de precipitação ( $m^3$ ) a partir da obtenção das áreas ( $km^2.h$ ) determinadas com o radar. A relação proposta é uma escolha apropriada para a determinação dos volumes de precipitação, uma vez que a utilização de campos de refletividades compostas resultou em coeficientes de correlação menores e erro padrão maior.

Um outro ponto que deve ser considerado como base para a seleção de um limiar de refletividade na estimativa das áreas de precipitação dado por um radar é a questão discutida por Rogers (1989) em relação ao problema existente na determinação de uma taxa média de precipitação a ser considerada num modelo de tempestade, por exemplo. O referido autor conclui que a adoção de limiares de refletividade maiores que 25 dBZ para aplicação da técnica IAT não seria apropriado, baseado na existência de uma dependência crescente da taxa de precipitação média sobre a taxa de precipitação máxima, que ocorre à medida que limiares mais altos são utilizados na definição da área do eco.

Os resultados apresentados para este estudo são comparáveis aos obtidos por Calheiros e Gomes (1986) e O'Beirne (1991), exceto que os valores de inclinação são ligeiramente maiores que os reportados em seus resultados. E é concordante também com os encontrados por Calheiros (1991), em seu estudo realizado considerando o problema de uma possível variação da relação V-IAT em função da distância. Para os resultados obtidos, não se observou uma diminuição sensível do expoente  $b$  com o aumento do limiar de refletividade, conforme reportado em Calheiros (1991).

As inclinações maiores das linhas obtidas para a área central durante o período analisado indicam que a chuva em média aumenta mais rapidamente com a área em nossa região do que no caso das áreas enfocadas nos estudos realizados para outras regiões do globo. Ainda que com certas restrições, os resultados indicam a conveniência de uma estratificação geográfica e não apóiam a tese da universalidade da função de densidade de probabilidade das intensidades de chuva em sistemas convectivos.

#### 4.4.3. Análise da Viabilidade de Aplicação do Método V-IAT para Nowcasting de Volumes Precipitação

Em princípio a técnica IAT não poderia ser usada como uma ferramenta para o nowcasting de volumes de chuva considerando que o período inteiro de chuva teria que ser levado em conta para os cálculos da IAT.

Doneaud et al. (1988) sugeriram que se a porção crescente do conglomerado convectivo fosse suficiente para calcular uma IAT que ainda seria altamente correlacionada com o volume total de chuva, então isso resultaria numa técnica de nowcasting. Como resultado, o volume de chuva convectiva para o evento inteiro poderia ser obtido do máximo estágio do seu desenvolvimento. Essa premissa é explorada aqui para verificar se a técnica IAT aplicada somente à porção de desenvolvimento da tempestade poderá eliminar a necessidade de análise da IAT na fase de decaimento para as áreas convectivas observadas na região central do Estado.

Para a análise proposta foram determinadas as máximas áreas de precipitação definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, para todas as tempestades identificadas durante os dois verões selecionados.

Dentro de cada intervalo horário foi identificada a máxima área, e para cada tempestade foi determinado a corresponde IAT. O período para se atingir a máxima área nas tempestades foi levado em conta para o cálculo da relação  $VPER \times IAT$  associada.

Um resultado importante dessa análise é a obtenção da distribuição do percentual de tempo para se atingir a máxima área em função da duração total dos eventos e também a duração total desses eventos, para todas as tempestades observadas durante o período selecionado. Esses resultados são apresentados através das Figuras 45 a 48.

Uma análise das Figuras 45 e 47 indicam que o tempo para que uma

tempestade atinja a máxima área de precipitação, observadas na área central do Estado pelo radar de Bauru, durante o período considerado, tem uma escala temporal variando de 15 minutos até 5 horas, com uma duração média de 2 horas.

Nas Figuras 46 e 48, a abscissa representa o tempo de ocorrência, em porcentagem, relativa ao tempo de duração total dessas tempestades, no qual as mesmas atingem sua máxima área. A ordenada representa o número relativo dessa ocorrência.

A distribuição de frequência para o percentual do tempo que as tempestades levam para atingir sua máxima área mostra uma distribuição normal para os dados do verão de 1998-1999, Figura 46, e próxima da normal para os dados de 1999-2000, Figura 48, se considerarmos que os aglomerados cuja máxima área é alcançada somente durante o estágio de decaimento da tempestade possam ser desprezados.

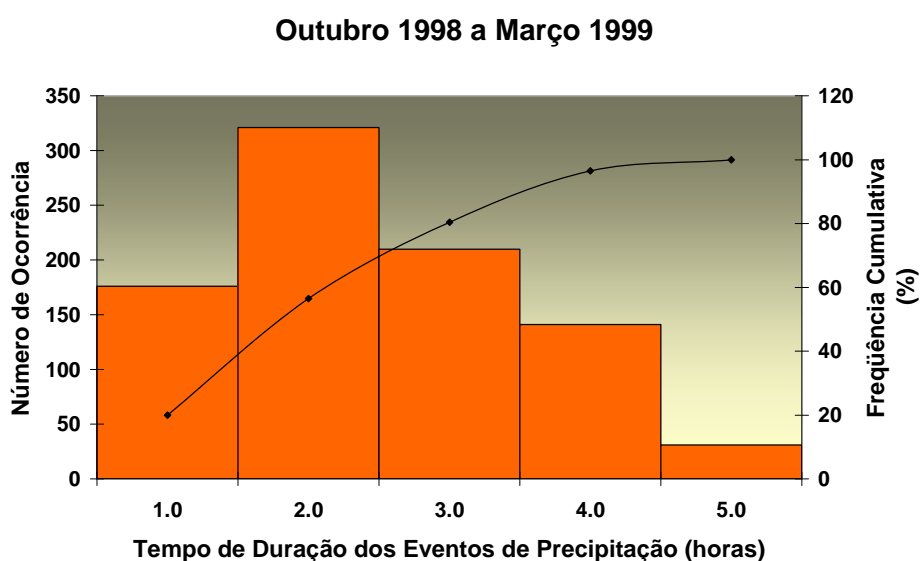


Figura 45: Distribuição de frequência para a duração dos eventos de tempestades até atingir a máxima área, verão de 1998-1999, em intervalos de 1.1-2.0, 2.1-3.0, etc.

Os resultados que resumem essa relação indicam que o período é de 50% do tempo de sua duração, em média, para que uma tempestade atinja sua máxima área de precipitação.

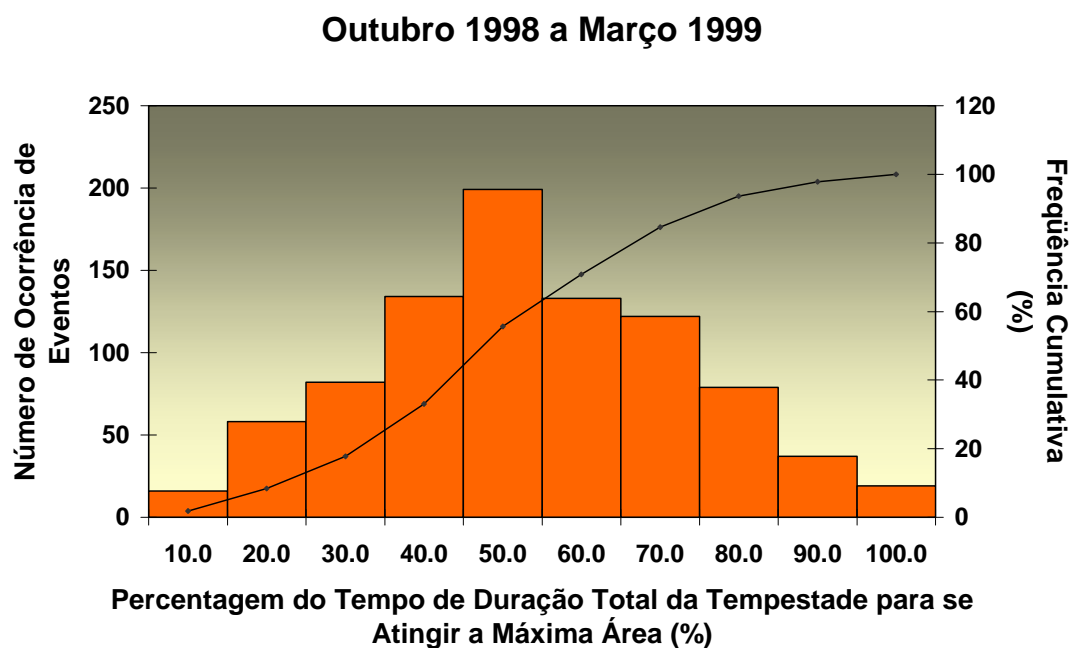


Figura 46: Distribuição de frequência em função do percentual do tempo total de duração dos eventos de tempestades até atingir a máxima área, verão de 1998-1999, em intervalos de 10.1-20.0, 20.1-30.0, etc.

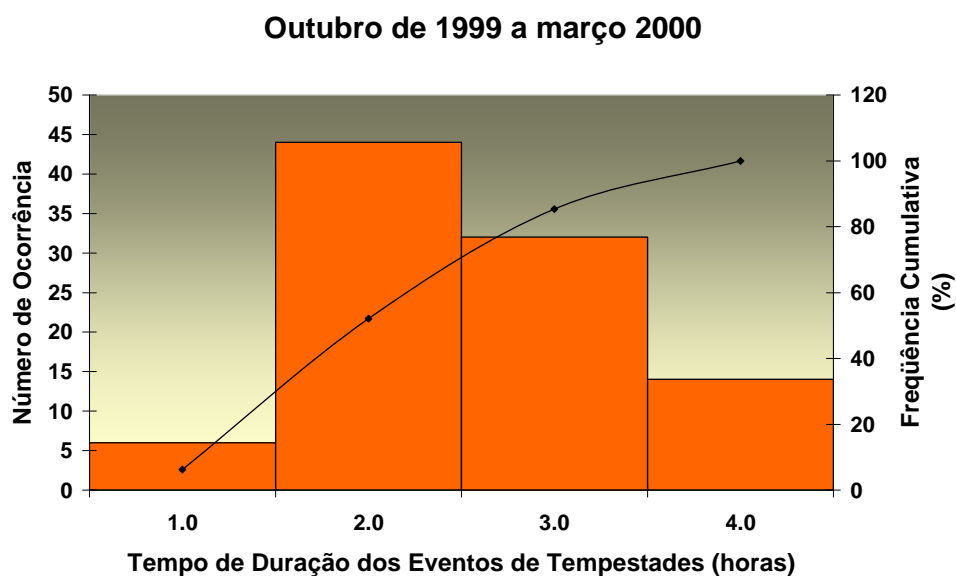


Figura 47: Distribuição de frequência para a duração dos eventos de tempestades até atingir a máxima área, verão de 1999-2000, em intervalos o mesmo que da Figura 45.



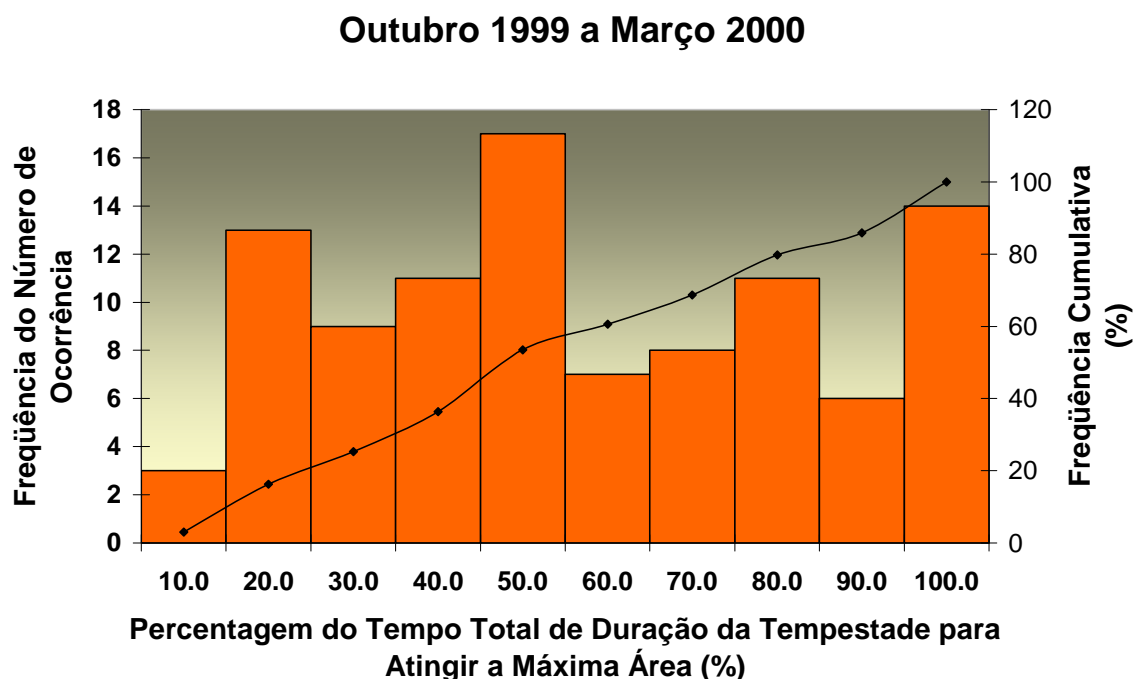


Figura 48: Distribuição de frequência em função do percentual do tempo total de duração dos eventos de tempestades até atingir a máxima área, verão de 1999-2000, em intervalos o mesmo que da Figura 46.

A equação que define a relação  $VPER \times IAT$ , para o tempo de vida total da tempestade, foi então utilizada para a estimativa do volume de precipitação usando a IAT associada com a máxima área.

Os novos valores de volume máximo de precipitação, obtidos a partir da consideração da máxima área, foram comparados com os valores de volume total de precipitação da tempestade, estimados inicialmente usando uma relação Z-R.

Para fácil inspeção visual dos resultados os volumes assim calculados foram grafados num diagrama de dispersão usando uma escala log-log. O resultado é mostrado nas Figuras 49 e 50. Os diagramas resultantes mostram o espalhamento entre esses volumes determinados de forma independente, sendo que o coeficiente de correlação calculado entre o volume total e o volume obtido usando uma relação  $VPER-IAT$  calculada considerando a

máxima área integrada evidencia o potencial do método, que não leva em conta a fase de decaimento de uma tempestade, para o cálculo do seu volume de precipitação.

A existência de uma relação entre os volumes de precipitação determinados usando o tempo de vida parcial de um evento de tempestade resultaria numa aplicação potencial do método VxIAT para o nowcasting de volume de precipitação.

Os resultados da análise de regressão mostram um coeficiente de correlação de 0.57, para o período de 1998-1999, Figura 49, enquanto que para o período de 1999-2000, o coeficiente de correlação obtido foi de 0.87, Figura 50. Esse resultado mostra que a utilização apenas da porção de crescimento de um sistema convectivo pode ser suficiente para se calcular a IAT, que por sua vez ainda mantém uma correlação com o volume total de precipitação estimado usando uma relação Z-R selecionada. Portanto, em princípio podemos considerar como uma técnica potencial a ser explorada para a previsão imediata de volumes de chuva numa região monitorada por um radar meteorológico, como é o caso da região central e oeste do Estado de São Paulo.

A máxima área é estatisticamente atingida próximo à metade do tempo de duração de um aglomerado convectivo, conforme mostrado através das Figuras 45 e 47. O conhecimento da distribuição de frequência para o tempo de decaimento desses sistemas convectivos resumiria na escala de tempo disponível para o nowcasting e deverá ser objeto de estudos futuros.

As informações sobre como as tempestades observadas pelo radar meteorológico de Bauru se distribuem em relação a sua duração e ao tempo que levam para atingir a sua máxima área se resumem em um importante conhecimento que um previsor operacional poderá utilizar, levando em conta outros parâmetros fundamentais, para emitir uma previsão sobre eventos de precipitação com um certo grau de confiança, especialmente em curtíssimo prazo. Em relação às previsões imediatas, a importância do monitoramento contínuo com radar é, sem dúvida, imprescindível.

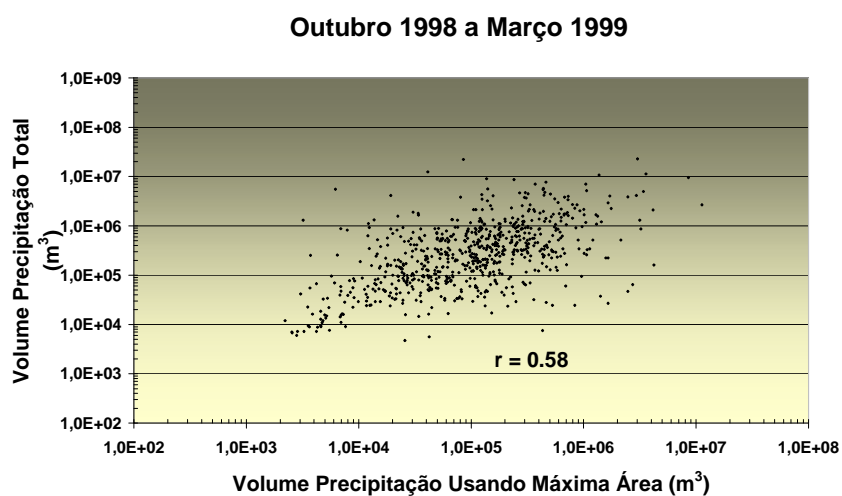


Figura 49: Diagrama de dispersão entre o volume total e o volume estimado da máxima área de precipitação horária, para o verão de 1998-1999.

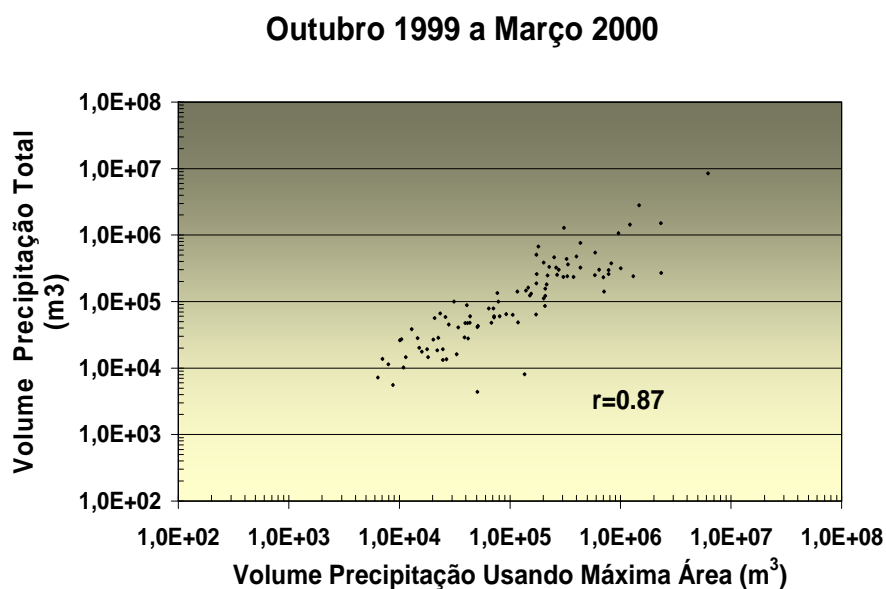


Figura 50: Diagrama de dispersão entre o volume total e o volume estimado da máxima área de precipitação horária, para o verão de 1999-2000.

## 5. Conclusões

O método da Integral-Área-Tempo (IAT), para se medir precipitação volumétrica baseada na informação de cobertura da precipitação em área foi aplicado aos dados de radar meteorológico de Bauru, para dois períodos de verão, o de 1998-1999 e 1999-2000.

A base para aplicação dessa técnica está na alta correlação linear encontrada entre a precipitação em área integrada sobre o tempo de duração da chuva (IAT) e o volume de precipitação estimado pelo radar (VPER).

A razão do VPER ( $\text{Km}^2 \cdot \text{mm}$ ) e IAT ( $\text{Km}^2 \cdot \text{h}$ ) dá a intensidade média da precipitação  $R$  ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ), que é por sua vez independente de VPER ou IAT. Esse método provê essencialmente um meio de se estimar volumes totais de precipitação sobre áreas da ordem de 1000 a 100.000  $\text{Km}^2$  para aglomerados de ecos de radar com tempo de duração maior que 40 minutos.

A evidência dos trabalhos realizados em outras regiões do globo indica

que essa relação pode variar em função da região geográfica, dependendo das características de precipitação de cada região, daí a importância da retomada de estudo semelhante para a área central do Estado de São Paulo.

Utilizando uma metodologia objetiva para a identificação e rastreamento de áreas de precipitação desenvolvida por Dixon e Wiener (1993), denominado TITAN e implementada recentemente nos computadores do IPMet foi realizada uma análise para a caracterização das tempestades quanto ao aspecto climatológico abrangendo a região central do Estado de São Paulo, durante os períodos de verão de 1998-99 e 1999-2000.

Os parâmetros que caracterizam as propriedades das tempestades tais como volume médio, área média, altura dos topos dos ecos, refletividade máxima e média bem como velocidade e deslocamento dos sistemas precipitantes foram determinados considerando o limiar de refletividade igual ou maior que 30 dBZ.

Os resultados indicam que pequenas células predominaram embora os volumes atingem grandes valores. A média do volume obtido para as tempestades atuando na região central do Estado foi de 300,5 e 326,0 Km<sup>3</sup>, sendo que em 85% das ocorrências em tempestades esse valor é menor que 500 Km<sup>3</sup>, durante o período analisado.

Em relação às áreas de precipitação os resultados mostram um predomínio de pequenas células de precipitação durante o período com valores medianos de 72,0 e 82,5 Km<sup>2</sup>, respectivamente para os verões de 1998-1999 e 1999-2000. Esses resultados foram então comparados com resultados de estudos existentes na literatura ficando evidente o predomínio de pequenas células, ou ecos de escala D (1-10<sup>2</sup> Km<sup>2</sup>) e C (10<sup>2</sup>-10<sup>3</sup> Km<sup>2</sup>), usualmente associados a tempestades isoladas e de curta duração bem como tempestades multicelulares pequenas e grandes tempestades unicelulares, incluindo a categoria de supercélulas.

Os topos definidos pelo limiar de 30 dBZ associados às tempestades observadas no período tiveram valores medianos de 11,0 e 8,4 km, respectivamente. Em 85%

dos casos analisados em 1998-99 e em 90% dos casos em 1999-2000 foi registrado topo menor ou igual a 12 km.

Para a refletividade máxima média foi observado valores de 47,4 e 46,9 dBZ, respectivamente, sendo que em 58% dos casos analisados durante o verão de 1998-99 e 62% dos casos durante o verão de 1999-2000, observou-se uma refletividade máxima menor ou igual a 48 dBZ.

A distribuição das velocidades de deslocamento e direção em ambos os verões analisados é semelhante resultando numa velocidade média de deslocamento de 25 km.hr<sup>-1</sup> predominantemente do setor noroeste para o setor sudeste.

A distribuição espacial para parâmetros tais como volume médio, área média, refletividade média e máxima mostrou, pela primeira vez para a área central do Estado de São Paulo, como os mesmos se distribuíram pela área monitorada pelo radar Doppler de Bauru e também a existência de regiões preferenciais onde se concentrou a maior atividade convectiva, durante os períodos enfocados.

A distribuição do volume de precipitação evidenciou um período convectivo mais ativo durante o verão de 1998-1999 em comparação ao período de 1999-2000, corroborado pelas áreas de precipitação observadas pela rede convencional. A proximidade de regiões de rios, aparece como um fator importante no favorecimento dessas áreas de concentração de atividade convectiva que poderiam explicar a distribuição dos máximos localizados numa faixa paralela ao longo do rio Tietê, e numa área menor próximo a região de Ourinhos, na divisa com o estado do Paraná. Valores médios para os volumes foram entre 25 e 30x10<sup>3</sup> Km<sup>3</sup>, com regiões onde a distribuição se tornou mais homogênea e com magnitudes menores. Informações sobre a distribuição espacial dos volumes de precipitação, se disponível, permitiriam o monitoramento contínuo sobre a eficiência hídrica numa determinada região.

A distribuição espacial para as alturas dos topos dos ecos de

precipitação também fornece uma informação direta sobre a distribuição da atividade convectiva sobre uma dada área. Um dos resultados apresentados aqui sobre a distribuição dos topos e reiterado pela distribuição espacial para as refletividades confirma os resultados existentes na literatura de que a região metropolitana de Campinas é uma das regiões preferenciais de atividade convectiva intensa no Estado de São Paulo, e que também foi evidenciado através dos campos para o limiar de refletividade maior que 40 dBZ. A distribuição espacial destaca as áreas em excesso de 60 dBZ, durante o verão chuvoso de 1998-1999 localizadas sobre esta região.

A distribuição espacial para o tempo de duração dos sistemas precipitantes exibe uma escala de tempo máxima variando de 8 horas em 1998-1999 a 10 horas em 1999-2000. A distribuição espacial para as velocidades de deslocamento desses sistemas é em média de  $25 \text{ Km.h}^{-1}$ , com algumas áreas em que se observam velocidades de até  $35 \text{ km.h}^{-1}$  localizadas na região ao sul do radar de Bauru.

Todas as varreduras observadas pelo radar de Bauru durante o período selecionado foram processadas para determinar as áreas de tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 25 dBZ, e a partir daí elas foram integradas para o tempo de duração de cada tempestade e obtido assim a IAT, que é a integral área-tempo. Os volumes totais foram obtidos usando a relação Z-R de Marshall e Palmer, definida por  $Z=200R^{1,6}$ , selecionada para os cálculos das taxas de precipitação. Da análise de regressão linear em  $\log(\text{VPER})$  e  $\log(\text{IAT})$ , resultou num coeficiente k para a equação que define a relação entre a área de precipitação ( $\text{Km}^2.\text{h}$ ) e o volume de precipitação ( $\text{Km}^2.\text{mm}$ ), igual a 2,25 e 0,17; sendo que os valores resultantes para o coeficiente b foram 1,20 e 1,21, respectivamente para os verões de 1998-99 e 1999-2000. O coeficiente de correlação entre a cobertura de precipitação integrada e o volume de chuva estimado pelo radar foi  $r = 0,90$  e  $0,86$ . O erro (logaritmo) padrão para as linhas de regressão é 0,30 e 0,34; indicando que as estimativas dos volumes de precipitação devem, na média, estar dentro de um fator aproximado de 2 vezes o volume de precipitação real.

Para investigar se a relação entre a área de precipitação observada pelo

radar e o volume de precipitação estimado produziria melhor coeficiente de correlação que o anteriormente obtido usando dados do campo de refletividades compostas utilizou-se dados obtidos de CAPPIs a um nível de 3.5 km para definir a área de cobertura de precipitação integrada (IAT) e o respectivo volume de precipitação estimado pelo radar (VPER).

Os resultados da comparação dos coeficientes obtidos usando informações das áreas de precipitação contidas nos CAPPIs de 3.5 km com os obtidos considerando as áreas compostas indicaram um coeficiente de correlação relativamente maior e um erro padrão menor resultante da seleção do limiar de 25 dBZ, em ambos os períodos analisados. A relação V-IAT resultante da forma  $VPER = 986.4(IAT)^{1.28}$ ,  $VPER(m^3)$  e  $IAT(Km^2.h)$  é proposta para ser aplicada na obtenção de volumes de precipitação a partir das áreas precipitantes observadas com o radar.

Esse limiar de refletividade foi selecionado para definir as áreas de chuva a serem consideradas na determinação da integral área-tempo para a região central do Estado de São Paulo, consistente com análises anteriormente realizadas para a região.

As inclinações maiores das linhas de regressão obtidas para a área central do estado, indicam que a chuva média aumenta mais rapidamente com a área em nossa região do que nos casos das áreas enfocadas nos estudos realizados para outras regiões do globo. Esses resultados indicam a conveniência de estratificação geográfica e não apóiam a tese da universalidade da função de densidade de probabilidade das intensidades de chuva em sistemas convectivos.

A premissa de que a porção crescente do conglomerado convectivo seria suficiente para calcular uma IAT que ainda seria altamente correlacionada com o volume total de chuva resultando, portanto numa técnica para o nowcasting é testada e verificada, para os dois períodos analisados, produzindo coeficientes de correlação  $r = 0.58$  e  $0.87$ , respectivamente.

Para a realização dos testes e posterior verificação foi determinado



primeiramente a máxima área de precipitação dentro de cada intervalo horário e para cada tempestade identificada e rastreada foi determinado a correspondente IAT. O período para a tempestade atingir sua máxima área foi considerado no cálculo da relação  $VPER \times IAT$  associada.

Os resultados da análise de correlação linear entre o volume total e o volume máximo, num gráfico log-log, evidenciam que a utilização apenas da porção de crescimento de um complexo convectivo pode ser suficiente para se calcular a IAT. Essa técnica potencial deverá ser mais explorada, em estudos futuros, para ser utilizada como ferramenta na previsão imediata de volumes de chuva numa região monitorada por um radar meteorológico, como é o caso da região central e oeste do Estado de São Paulo.

As distribuições de frequência do tempo de duração em que as tempestades atingem a máxima área e a percentagem desse tempo em função da duração total de cada evento foi determinada. Os resultados indicam que a máxima área é estatisticamente alcançada próximo à metade do tempo de duração total de um sistema convectivo.

As informações sobre como as tempestades observadas pelo radar meteorológico de Bauru se distribuem em relação a sua duração e ao tempo que levam para atingir a sua máxima área resumem uma informação importante para um previsor operacional que poderia, evidentemente levando em conta outros parâmetros fundamentais, utilizá-la para emitir uma previsão sobre eventos de precipitação com um certo grau de confiança, numa escala de curtíssimo prazo.

Com relação as previsões imediatas, a importância do monitoramento contínuo com radar é sem dúvida imprescindível e a geração de campos relativos à distribuição espacial das precipitações se configura num produto de aplicação direta e que poderá auxiliar no manejo de práticas agrícolas.

## 6. Referências

ATLAS, D. Advances in radar meteorology. *Advances in Geophysics*, v. 10, p. 317-478, 1964.

ATLAS, D., ROSENFELD, D, SHORT, D.A. The estimation of convective rainfall by area integrals 1. The theoretical and empirical basis. *Journal Geophysics Research*, v. 95, p. 2153-2160, 1990.

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

AUSTIN, P.M. e HOUZE, R.A., Jr. Analysis of the structure of precipitation patterns in New England. *Journal of Applied Meteorology*, v. 11, p. 926-935, 1972.

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

BYERS, H.R. e BRAHAM, R.R. Thunderstorm structure and circulation. *Journal of Meteorology*, v. 5, no.3, p. 71-86, 1949.

CALHEIROS, R.V. e GOMES, A.M. Relações Volume de chuva x Integral Área Tempo para a região central do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 4, 1986, Brasília, *Anais...Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia*, p.300-305, 1986.

CALHEIROS, R.V. Range corrections in V-ATI relationships. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 25, 1991, Paris, *Preprints...* Paris: American Meteorological Society, p. 337-338, 1991.

CHAUDHRY, F.H., FILHO, A. G., CALHEIROS, R. V. Statistics on tropical convective storms observed by radar. *Atmospheric Research*, v. 42, p. 217-227, 1996.

CPTEC . Resumo Sinótico para os meses de Outubro de 1998 a Março de 1999 e Outubro de 1999 a Março de 2000. [www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br), consultado em 10 de novembro de 2006.

DEMOTT, C.A., RUTLEDGE, S.A. The vertical structure of TOGA COARE convection. Part 1: Radar echo distribution. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 55, 2730-2747, 1998.

DENNIS, A.S., KOSCIELSKI, A., CAIN, D.E., HIRSCH, J.H. e SMITH, Jr.,P.L. Analysis of radar observations of a randomized cloud seeding experiment. *Journal of Applied Meteorology*, v. 14, p. 897-908, 1975.

DIXON, M.J. Automated storm identification, tracking and forecasting - A radar based method. Cooperative Thesis 148. Boulder: National Center for Atmospheric Research, 181 p., 1994.

DIXON, M.J. e WIENER, G. TITAN – Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting – A radar-based methodology. *Journal of Atmospheric Oceanic Technology*, v.10,

p. 785-797, 1993.

DOSWELL, C.A. The operational meteorology of convective weather. Volume II: Storm scale analysis. NOAA Tech. Memo. ERL-ESG-15. Washington: Dept. of Commerce, 240 p., 1985.

DOVIK, R.J. e ZRNIC, D.S. Doppler radar and weather observations. 2<sup>a</sup> Ed. San Diego: Academic Press, 562 p., 1993.

DONEAUD, A.A., SMITH P.L., DENNIS, A.S. e SENGUPTA, S. A simple method for estimating convective rain volume over an area. *Water Resources Research*, v.17, p. 1976-1982, 1981.

DONEAUD, A.A., IONESCU-NISCOV S, PRIEGNITZ, D.L. and SMITH P.L. The area-time integral as an indicator for convective rain volumes. *Journal of Climate Applied Meteorology*, v. 23, p. 555-561, 1984.

DONEAUD, A.A., MAKARAU A. e JOHNSON, L.R. A modified ATI technique for nowcasting convective rain volumes over areas. *Journal of Applied Meteorology*, v. 27, p. 491-502, 1988.

FIGUEIREDO, J.C. Pluviometria para a região central do Estado de São Paulo utilizando ecos de radar meteorológico, 2005, 134 p. Tese (doutorado em Agronomia) – Universidade Estadual Paulista, Botucatu, 2005.

GANDÚ, A. W. Análise estatística de ecos de radar associados a precipitação na região leste do Estado de São Paulo, 1984. 161p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

GOMES, A.M. Distribuição espacial e variabilidade da precipitação na bacia do Alto Tietê, 1984. 90p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

GOMES, A.M. e HELD, G. Characterization of storm properties during the TroCCiBras Experiment. In: RADAR METEOROLOGY CONFERENCE, 32, 2005, Albuquerque. *Preprints...* Albuquerque: American Meteorological Society, 4p., 2005.

GROSH, R.C. The convective climate at Bauru. RELATÓRIO INTERNO, IPMet, 16 p, 1986.

HILDEBRAND, P.H., TOWERY, N. e SNELL, M.R. Measurement of convective mean rainfall over small areas using high-density raingages and radar. *Journal of Applied Meteorology*, v. 18, p. 1316-1326, 1979.

HOUZE, R.A. e CHENG, C.-P. Radar characteristics of tropical convection observed during GATE: Mean properties and trends over the Summer season. *Monthly Weather Review*, v. 105, p. 964-980, 1977.

KOKITSU, J.M. *Transferência de Tecnologias para Aplicação direta ao Monitoramento e Nowcasting Usando os Radares Meteorológicos Doppler do IPMet-UNESP*. RELATÓRIO TÉCNICO FAPESP Processo No. 05/54944-3, 55p., 2005.

KNIGHT, C.A. The Cooperative Convective Precipitation Experiment (CCOPE), 18 May- 7 August 1981. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 63, p. 386-398, 1982.

LOPEZ, R.E. Radar characteristics of the cloud populations of tropical disturbances in the northwest Atlantic. *Monthly Weather Review*, v. 104, p. 268-283, 1976.

LOPEZ, R.E. The lognormal distribution and cumulus cloud populations. *Monthly Weather Review*, v. 105, p. 865-872, 1977.

LOPEZ, R.E. Internal structure and development processes of C-scale aggregates of cumulus clouds. *Monthly Weather Review*, v. 106, p. 1488-1494, 1978.

LOPEZ, R.E., THOMAS, J, BLANCHARD, D.O. e HOLLE, R.L. Estimation of rainfall over an extended region using only measurements of the area covered by radar echoes. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 21, 1983, Edmonton. *Preprints...*Edmonton: American Meteorological Society, p. 19-23, 1983.

LOPEZ, R.E., BLANCHARD, D.O., ROSENFELD, D. HISCOX, W.L. e CASEY, M.J. Population characteristics, development processes and structure of radar echoes in south Florida. *Monthly Weather Review*, v. 112, p. 56-75, 1984.

MARWITZ, J.D. The structure and motion of severe hailstorms. *Journal of Applied Meteorology*, v. 11, p. 166-201, 1972.

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

NACARATTO, K.P., PINTO Jr., O. e PINTO, I.R.C.A. Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of southeastern Brazil. *Geophysical Research Letters*, Washington, v. 30, n. 13, p. 71-74, 2003.

NACCARATO KP, PINTO Jr O and HELD G. Climatology of Lightning in Brazil - Overview and Comparison to the Campaign Period. In: HIBISCUS / TroCCiBras / TROCINOX Workshop. *Proceedings...*Bauru: Instituto de Pesquisas Meteorológicas, p.10, 2004.

O'BEIRNE, S. The area-time integral method of radar-rainfall measurement. In: Precipitation and Air Flow in Cumulus Clouds. Report to Water Research Commission. *WRC Report no.WRC 223/1/91, ISBN 1 874858 17 9*, Pretoria, África do Sul, p. 50-59, 1991.

POTTS, R.J.; KEENAN, T.D., MAY, P.T. Radar characteristics of storms in the Sidney area. *Monthly Weather Review*, v. 128, p. 3308-3319, 2000.

RAYMOND, W.H. A theoretical evaluation of the relevance of lognormal distribution for the moisture flux and wind components. *Monthly Weather Review*, v. 125, 3018-3023, 1997.

ROGERS, R.R. Average rain rate in a model rain storm. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 24, 1989, Miami. *Preprints...*Miami: American Meteorological Society, p. 652-653, 1989.

ROTUNNO, R., KLEMP, J.B. Influence of the shear induced pressure gradient on thunderstorm motion. *Monthly Weather Review*, v. 110, p. 136-151, 1982.

SIMPSON, J.; KEENAN, T.D.; FERRIER, B.; SIMPSON, R.H., HOLLAND, G.J. Cumulus mergers in the maritime continent region. *Meteorological Atmospheric Physics*, v. 51, 73-99, 1993.

SKOLNIK, M.I. Radar Handbook. New York: McGraw Hill, 371 p., 1970.

SMITH, P.L., Jr. Precipitation measurement and hidrology: Panel Report. Radar meteorology. D. Atlas, Ed., American Meteorological Society, p. 607-618, 1990.

STOUT, G.E., MUELLER, E.A. Survey of relationship between rainfall rate and radar reflectivity in the measurements of precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, v. 7, p. 465-474, 1968.

SUPER, A.B., HEINBACH, J.A., Jr. Rain gage network requirements from a simulated convective complex weather modifications experiment. *Journal of Applied Meteorology*, v. 19, p. 1176-1183, 1980.

WMI- TECHNOLOGY TRANSFER AND RESEARCH. TITAN Training. *Wea. Mod. Inc.*, p. 1-32, 2001.

WEISMAN, M.L., KLEMP, J.B. The dependence of numerically simulated convective storms

on vertical wind shear and buoyancy. *Monthly Weather Review*, v.110, 504-520, 1982.

WEISMAN, M.L., KLEMP, J.B. Structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Monthly Weather Review*, v. 112, p. 2479-2498, 1984.

WILSON, J.W., BRANDES, E.A. - Radar measurements of rainfall – A Summary. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 60, p. 1048-1058, 1979.

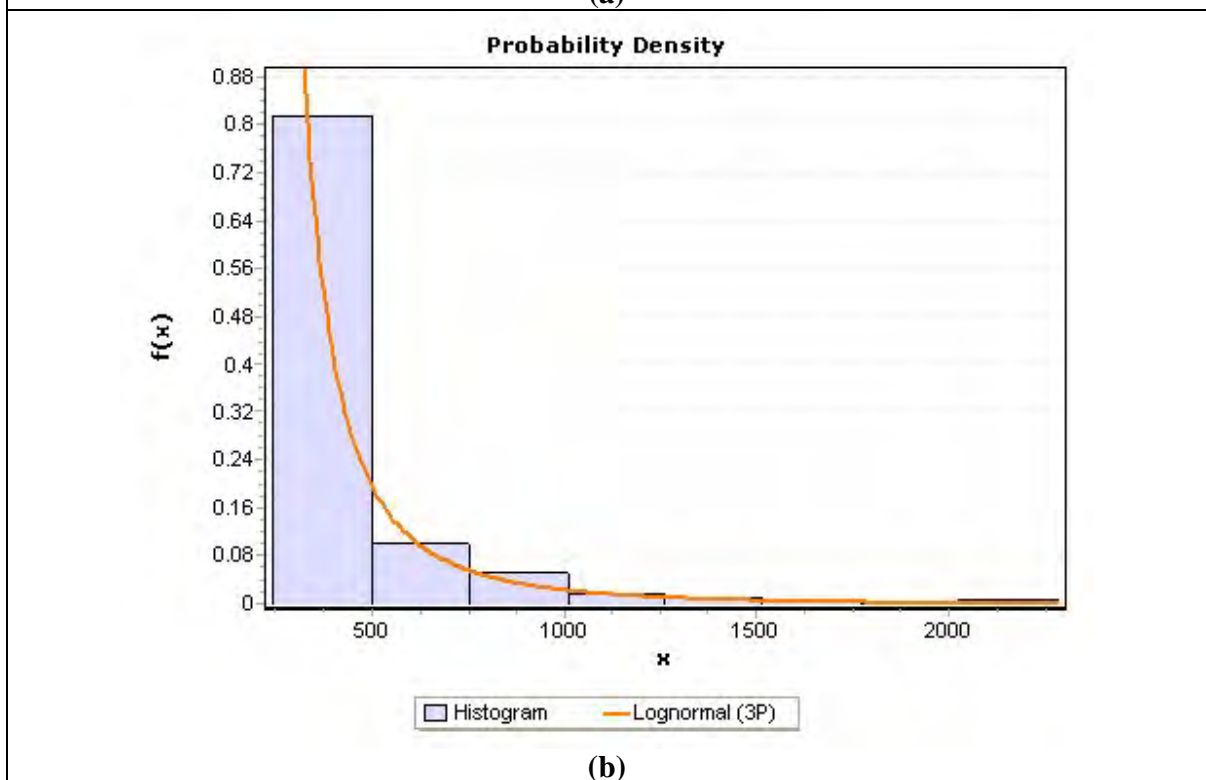
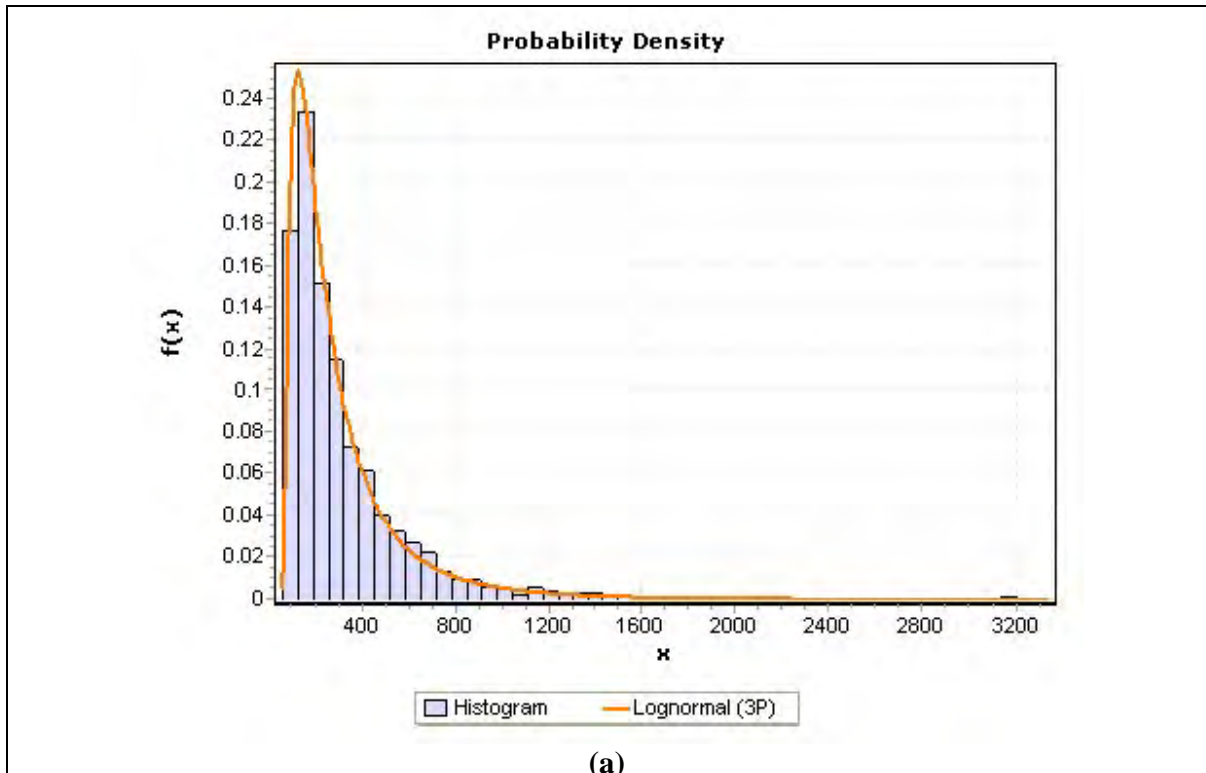
WOODLEY, W.L.; OLSEN, A.R.; HERNDEN, A., WIGGERT, V. Comparison of gage and radar methods of convective rain measurements. *Journal of Applied Meteorology*, v.14, p. 909-928, 1975.

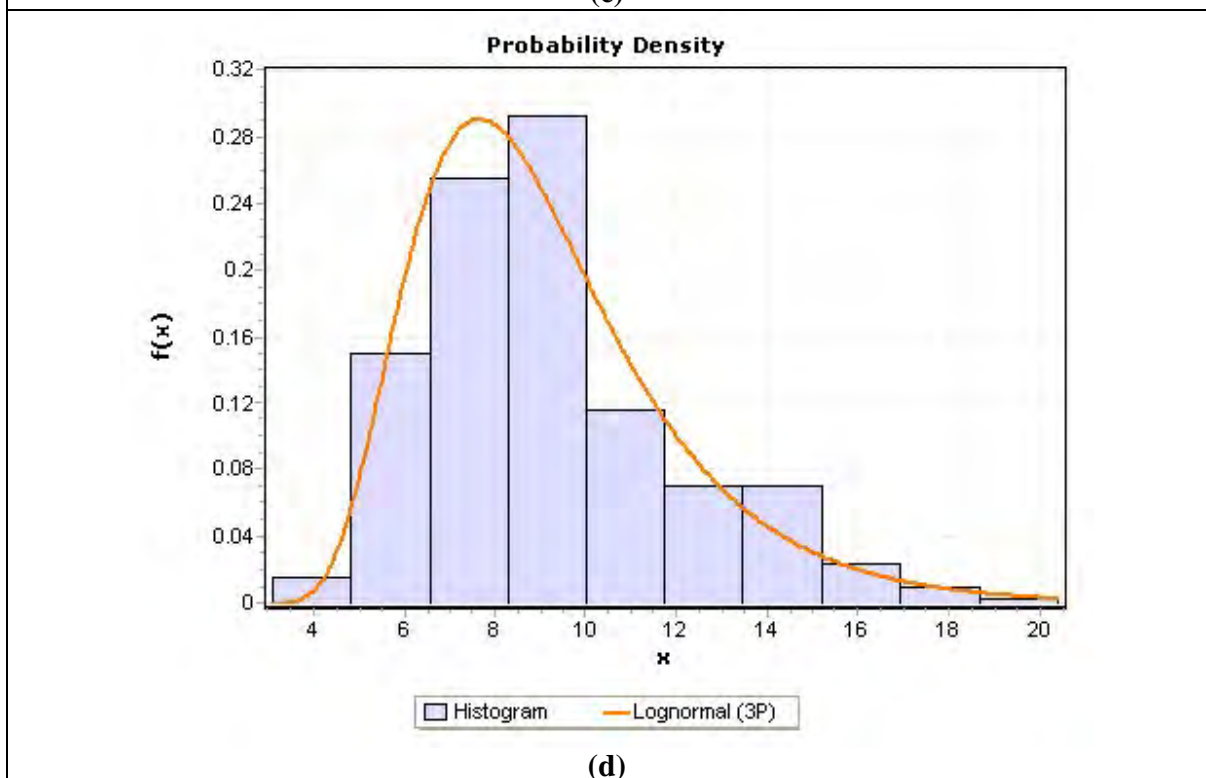
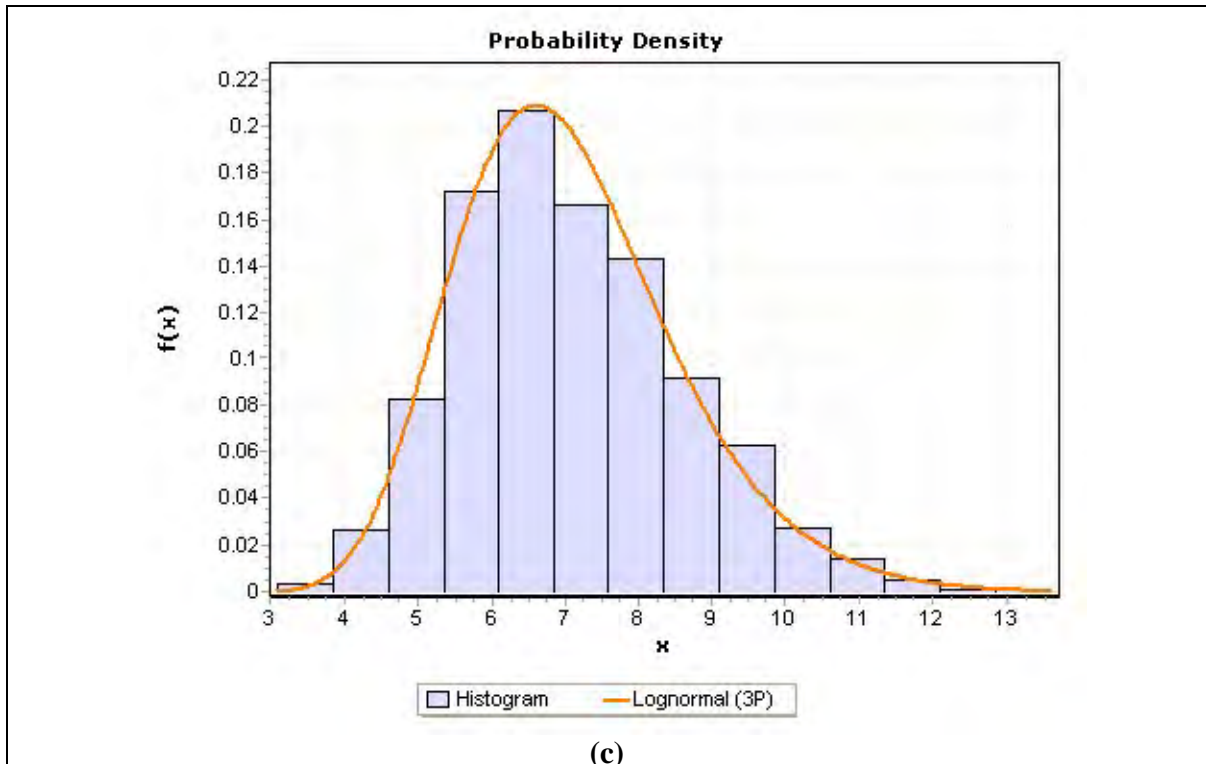
YEVJEVICH, V. Probability and Statistics in Hydrology. Fort Collins: Water Resources Publications, 1972, 302 p.

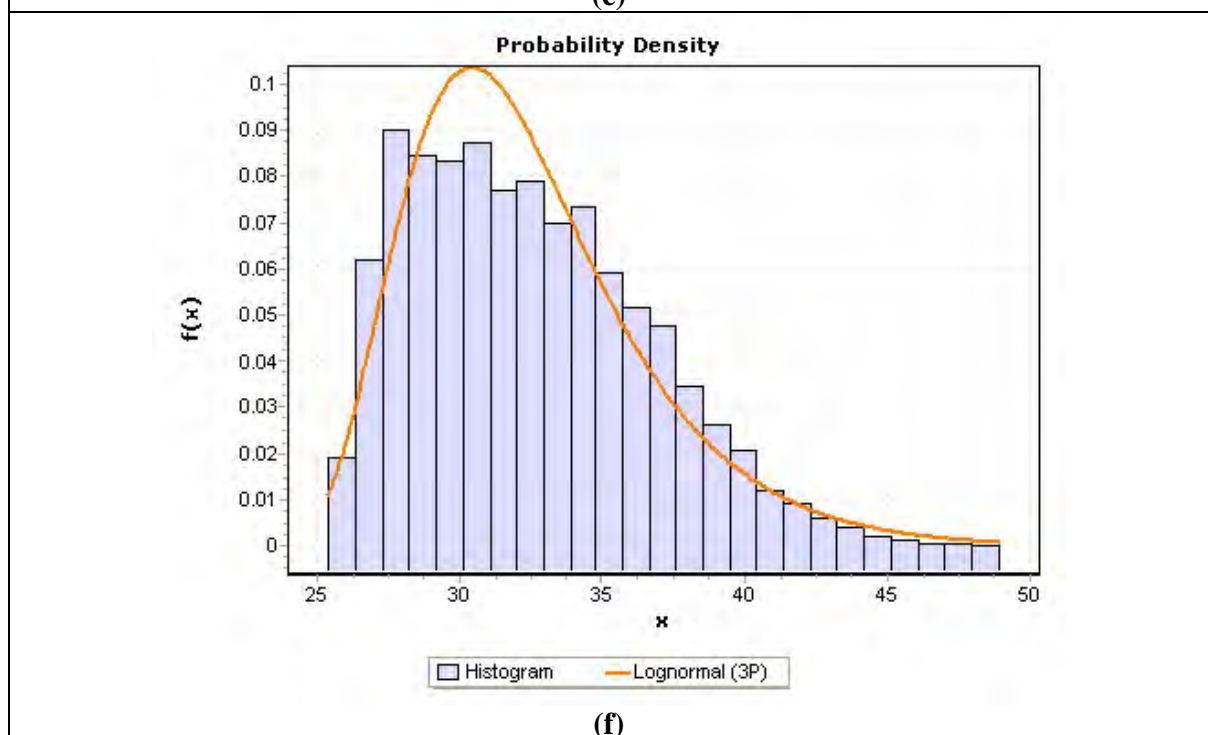
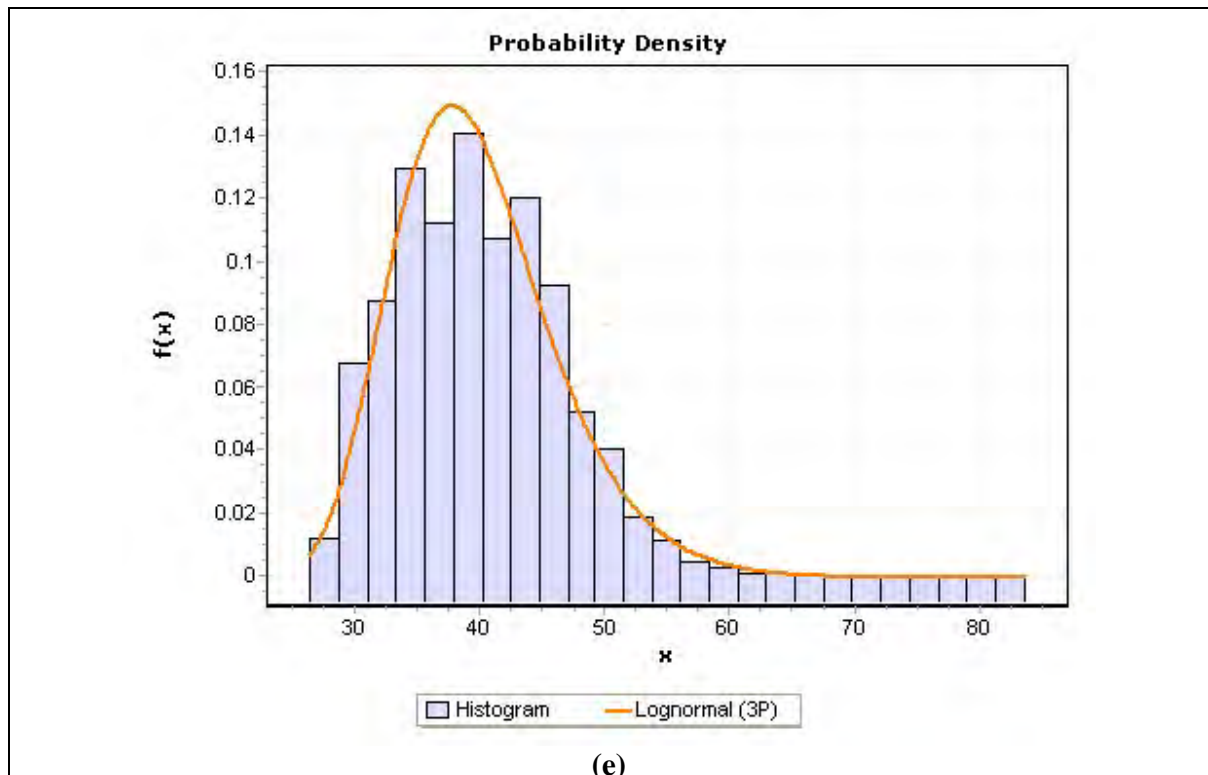


**APÊNDICE 1**

**FIGURAS MOSTRANDO O AJUSTE DA FUNÇÃO LOGNORMAL AOS DIVERSOS PARÂMETROS RELATIVOS AOS DADOS DE RADAR METEOROLÓGICO DE BAURU.**







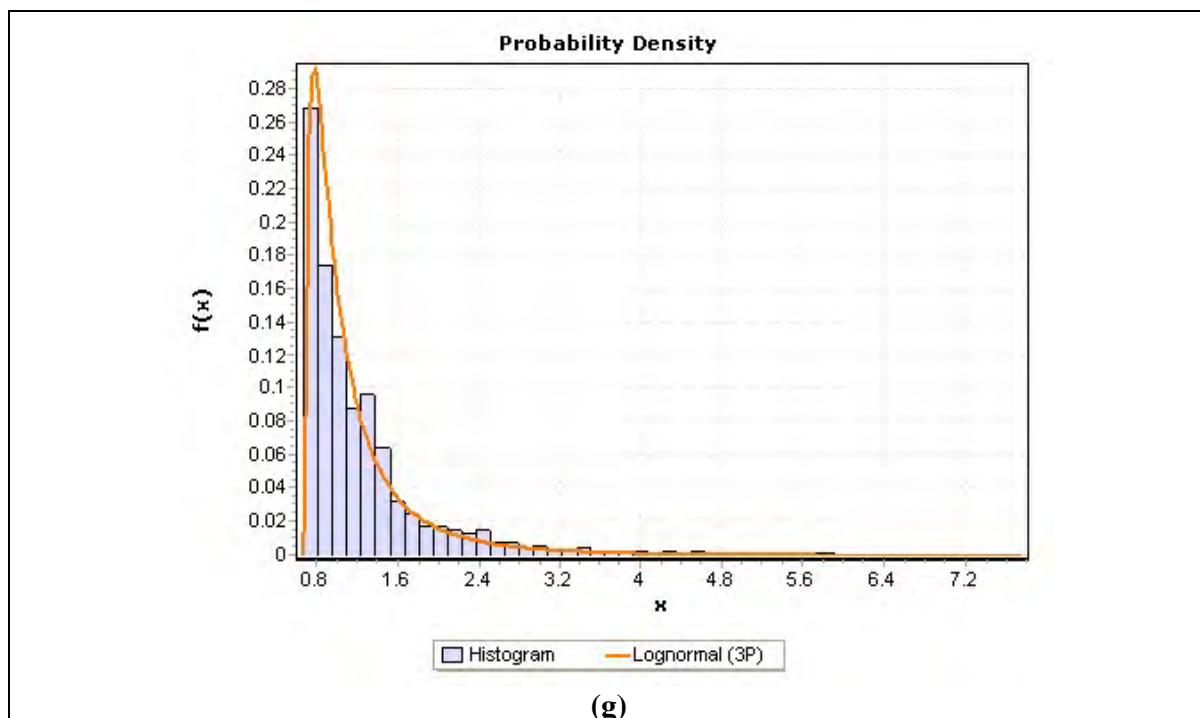


Figura 51: Ajuste da função lognormal aos parâmetros obtidos para o período de outubro de 1998 a março de 1999 para (a) volumes médios; (b) área média; (c) topos médios; (d) topos máximos; (e) refletividade máxima; (f) refletividade média e (g) duração média dos eventos.