UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
INSTITUTO DE RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

CARACTERÍSTICAS MICROFÍSICAS DE TEMPESTADES COM GRANIZO

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

Eduardo Ximenes de Abreu

Itajubá, MG, Brasil

2018

CARACTERÍSTICAS MICROFÍSICAS DE TEMPESTADES COM GRANIZO

por

Eduardo Ximenes de Abreu

Monografia apresentada à comissão examinadora do Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas da Universidade Federal Itajubá (UNIFEI, MG), como requisito parcial para obtenção do grau de
Bacharel em Ciências Atmosféricas.

Orientador: Enrique Vieira Mattos

Itajubá, MG, Brasil

2018

Universidade Federal de Itajubá

Instituto de Recursos Naturais
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a Monografia

CARACTERÍSTICAS MICROFÍSICAS DE TEMPESTADES COM GRANIZO

elaborada por

Eduardo Ximenes de Abreu

Como requisito parcial para a obtenção do grau de

Bacharel em Ciências Atmosféricas

Comissão Examinadora:

Enrique Vieira Mattos

Enrique Vieira Mattos, Dr.(UNIFEI)
(Presidente/Orientador)

Marcelo De Paula Corrêa, Dr.(UNIFEI)

Vinicius B. Sperling

Vinícius Banda Sperling, Dr. (CEMADEN)

Itajubá, 25 de outubro de 2018.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela vida que possuo e por estar sempre ao meu lado em todos os momentos de minha caminhada.

Agradeço aos meus pais, Romero Fernandes de Abreu e Maria José Ximenes por serem os responsáveis pela pessoa que me tornei, sempre me fornecendo amor, carinho, afeto e atenção.

Agradeço a toda a minha família, que de várias maneiras sempre me apoiaram em quaisquer decisões que eu tomara.

Agradeço a Universidade Federal de Itajubá pelo auxílio financeiro durante toda a minha graduação. Sem sombra de dúvidas, este auxílio foi fundamental para a minha permanência na cidade de Itajubá, consequentemente na universidade.

Agradeço ao meu grande amigo Rowilson e toda a sua família pela hospedagem durante esses cinco anos aqui na cidade. Acabei ganhando uma nova família aqui em Itajubá.

Agradeço a todos os professores do curso de Ciências Atmosféricas por todo o conhecimento adquirido ao longo dessa jornada. Agradeço especialmente ao meu orientador, o Professor Doutor Enrique Vieira Mattos, pelo o ensinamento, dedicação e paciência, durante a minha orientação.

Agradeço a todos os meus colegas que conviveram comigo na universidade, em especial aos “meus mais que colegas”, Mateus e Thales. Tenho absoluta certeza que nossa amizade irá se manter sólida independente do rumo que tomarmos daqui em diante.

À toda minha família, em especial, aqueles cuja a dor de suas ausências sempre permanecerá.

“O cientista não estuda a natureza porque ela é útil, ele a estuda porque se deleita nela, e se deleita nela porque ela é bela. Se a natureza não fosse bela, não valeria a pena ser conhecida, e se não valesse a pena ser conhecida, a vida não valeria a pena ser vivida”

Henry Poincaré

RESUMO

Monografia de Graduação
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Itajubá, MG, Brasil

CARACTERÍSTICAS MICROFÍSICAS DE TEMPESTADES COM GRANIZO

AUTOR: EDUARDO XIMENES DE ABREU
ORIENTADOR: ENRIQUE VIEIRA MATTOS
Local e Data da Defesa: Itajubá, 25 de outubro de 2018.

As tempestades convectivas são constituídas por uma ou mais nuvens do tipo *Cumulonimbus*. Este tipo de nuvem está associado a precipitação intensa, rajadas de vento, descargas elétricas e, em casos específicos, a precipitação de granizo. Devido ao potencial devastador que a precipitação de granizo pode causar tanto no meio urbano quanto em áreas rurais, o estudo destas tempestades se torna relevante para o entendimento de algumas de suas propriedades microfísicas obtidas através da varredura volumétrica do radar meteorológico. Com o passar dos anos, alguns autores propuseram parâmetros microfísicos, que descrevem propriedades das nuvens, a partir de dados provenientes de radares meteorológicos, e que em muitas situações também são comumente utilizados para a previsão imediata de tempo. O objetivo deste trabalho foi selecionar e estudar casos de tempestades que apresentaram ocorrência de granizo em superfície. Os dados utilizados são provenientes do radar meteorológico de São Roque e da rede de monitoramento de descargas elétricas BrasilDAT. Foram selecionadas nove tempestades de granizo no estado de São Paulo para o período de novembro de 2016 a março de 2017. Este estudo analisou alguns parâmetros microfísicos e elétricos destas tempestades, durante o período máximo de duas horas, ou seja, uma hora antes e uma hora depois no momento da precipitação do granizo. Dentre os resultados, pode-se destacar que as tempestades foram formadas por mais de uma nuvem *Cumulonimbus*, caracterizando-as como tempestades multicelulares. Ao se analisar os parâmetros microfísicos, Conteúdo de Água Liquida Integrado Verticalmente (VIL), Densidade de VIL ($DVIL$) e Altura de Waldvogel (AW) constatou que as tempestades atingiram máximos valores para estes parâmetros no momento, ou numa defasagem de 10 min, do registro do granizo em solo. Devido as condições dinâmicas e físicas, tais parâmetros apresentaram uma variabilidade quando analisado de maneira conjunta as tempestades. A estrutura vertical da tempestade mais intensa dentre as nove selecionadas, demonstrou uma alta refletividade (> 60 dBZ) indicando a presença de uma coluna com uma grande concentração de granizo. Uma tabela contendo os limiares dos valores para cada parâmetro microfísico durante a evolução das tempestades foi desenvolvida e poderá servir de apoio para futuras ferramentas de previsão imediata de tempo (*nowcasting*).

Palavras-chave: Tempestades. *Cumulonimbuns*. Parâmetros microfísicos. Radar de São Roque.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1 – Um Radar apontando na direção de três alvos.....6
FIGURA 2.2 – Esquema básico de um radar convencional com os seus componentes.....7
FIGURA 2.3 – Ilustração da distribuição de energia emitida por um radar em um lóbulo central e uma série de lóbulos secundários.....8
FIGURA 2.4 – Células convectivas profundas em vários estágios de desenvolvimento de uma tempestade próximo de Anthony, Kansas, 25 de maio de 1997.....13
FIGURA 2.5 – Exposição de uma célula convectiva em seus três estágios do ciclo de vida: (a) estágio *cumulus*, (b) estágio maduro e (c) estágio dissipativo.....15
FIGURA 2.6 – Esquema de uma tempestade multicelular idealizada que se desenvolve em um ambiente de forte cisalhamento vertical do vento. θ_e é a temperatura potencial equivalente em unidade de Kelvin e u é a velocidade do vento.....17
FIGURA 3.1 – Região de estudo: pontos em azul claro indicam a localização exata dos eventos de queda de granizo relatados pelas mídias e as regiões coloridas representam a área do município que registrou a queda do granizo. Os círculos representam distâncias de 120 e 240 km ao radar.....19
FIGURA 3.2 – Esquema mostrando a obtenção do CAPPI de uma altura h a partir de diferentes PPI.....20
FIGURA 3.3 – Exemplo de como foi feito a delimitação das tempestades em cada passo de tempo de 10 min, para o período total de duas horas de rastreamento deste sistema (continua na Figura 3.4).....24
FIGURA 3.4 – Continuação da Figura 3.3 ilustrando a metodologia adotada para o rastreamento e a delimitação de cada tempestade, tomando como exemplo a tempestade que atingiu o município de Jundiaí.....25
FIGURA 4.1 – Evolução temporal da taxa de relâmpagos totais (T. R. T, #/km2*10 min, linha na cor preta), Conteúdo de Água Líquida Integrado Verticalmente (VIL, kg/m^2, linha na cor azul), Altura de Waldvogel (AW, km, linha na cor laranja) e topo do eco de 20 dBZ ($EcoTop20dBZ$, km, linha na cor vermelha) para as tempestades com granizo ocorridas no dia 18 de dezembro de 2016: a) caso 1 (Campos do Jordão), b)

caso 2 (Campinas) e c) caso 3 (São Paulo). A linha tracejada vertical na cor vermelha indica o momomento do registro do granizo em superfície.....27
FIGURA 4.2 – Similar a figura 4.1, porém, para as três tempestades com granizo ocorridas nos dias 30 e 31 de janeiro de 2017, e 22 de fevereiro de 2017: a) caso 4 (Jundiaí), b) caso 5 (Sorocaba) e c) caso 6 (São Paulo).....28
FIGURA 4.3 – Similar a figura 4.1, porém, para as três tempestades com granizo ocorridas nos dias 24 de fevereiro de 2017 e 14 de março de 2017: a) caso 7 (São Paulo), b) caso 8 (Taubaté) e c) caso 9 (Sumaré).....29
FIGURA 4.4 – CAPPI de 3 km de altura de refletividade para a tempestade do caso 9, registrando dois núcleos de refletividade intensa.....31
FIGURA 4.5 – Seção transversal vertical de refletividade para a tempestade do caso 9 mostrada na Figura 4.4. A imagem da esquerda mostra a seção realizada de maneira longitudinal e a da direita a seção transversal de refletividade pela altura, formado a partir dos cortes verticais para a tempestade.....32
FIGURA 4.6 – Perfil de refletividade pela altura ao longo do tempo, descrevendo a evolução da refletividade em todos os níveis antes, durante e depois do evento do granizo.....33
FIGURA 4.7 – Diagrama boxplot do Conteúdo de Água Líquida Integrado Verticalmente (VIL, em kg/m²) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.....35
FIGURA 4.8 – Diagrama boxplot de Densidade de VIL ($DVIL$, em g/m³) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.....36
FIGURA 4.9 – Diagrama boxplot da altura máxima do eco de 35 dBZ ($EcoTop35dBZ$, em km) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.....37
FIGURA 4.10 – Diagrama boxplot da altura máxima do eco de 20 dBZ ($EcoTop20dBZ$, em km) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.....38
FIGURA 4.11 – Diagrama boxplot da máxima refletividade de toda coluna da tempestade (MAXPIX, em dBZ) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.....39
FIGURA 4.12 – Diagrama boxplot da Altura de Waldvogel (AW, em km) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.....40
FIGURA 4.13 – Diagrama boxplot da taxa de relâmpagos totais (T. R. T., #/km²*10 min), IN + NS, em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.....41

FIGURA 4.14 – Histograma bidimensional (do inglês, *Contour Frequency by Altitude Diagrams*) da temperatura em função da refletividade para cada etapa do ciclo de vida das tempestades: a) -30 min, b) -20 min, c) -10 min, d) granizo, e) +10 min, f) +20 min e g) +30 min para as nove tempestades de granizo. Para o desenvolvimento deste histograma foram utilizados intervalos de altura e refletividade de 1 km e 10 dBZ, respectivamente. As linhas verticais correspondem, da esquerda para a direita, o percentil de 25, 50 e 75%.....43

LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1 – Intervalos de frequência e comprimentos de onda para cada banda utilizada pelos radares.....6
TABELA 3.1 – Descrição dos casos selecionados no estado de São Paulo com a data, município de ocorrência e horário (UTC) dos eventos relatados pelas mídias jornalísticas e postagens pessoais.....19
TABELA 4.1 – Percentis de 50% dos parâmetros microfísicos em função do ciclo de vida das tempestades. São mostrados os seguintes parâmetros: VIL, $DVIL$, AW, $EcoTop35dBZ$, $EcoTop20dBZ$, MAXPIX e TRT.....42

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

A	-	constante empírica
A_{ef}	-	área efetiva
A_{esfera}	-	área da esfera
$Altura(0\ °C)$	-	altura da isoterma de 0 °C
$Altura(45\ dBZ)$	-	altura do nível com refletividade de 45 dBZ
AW	-	Altura de Waldvogel
A_σ	-	área de um alvo
b	-	constante empírica
BrasilDAT	-	Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
c	-	velocidade da luz
cm	-	centímetro
CAPE	-	*Convective Potential Energy Available*
CAPPI	-	*Constant Altitude Plan Position Indicator*
Cb	-	*Cumulonimbus*
CFAD	-	*Contour Frequency by Altitude Diagrams*
CEMADEN	-	Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
DECEA	-	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
D	-	diâmetro da esfera
D_a	-	diâmetro da antena
dBZ	-	decibéis relativos a refletividade de 1 $mm^6\ m^{-3}$
D_i	-	diâmetro de cada gota
$DVIL$	-	Densidade de VIL
$EcoTop\ 20\ dBZ$	-	altura máxima com refletividade de 20 dBZ
$Ecotop35dBZ$	-	altura máxima com refletividade de 35 dBZ
ELAT	-	Grupo de Eletricidade Atmosférica
f	-	frequência
G	-	ganho da antena
h	-	largura do pulso

H	-	altura
IN	-	descargas elétricas ocorridas entre nuvens e entre
MAXPIX	-	máximo valor de refletividade presente em toda a coluna atmosférica
NS	-	descargas elétricas ocorridas entre as nuvens e a superfície
INPE	-	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
k	-	coeficiente de absorção da esfera
K	-	parâmetro relacionado com o índice complexo de refração do meio
m	-	índice complexo de refração
n	-	índice de refração da esfera
NCL	-	Nível de Convecção Livre
NE	-	Nível de Equilíbrio
nowcasting	-	previsão imediata de tempo
overshooting	-	domo de nuvem
PPI	-	*Plan Position Indicator*
P_t	-	potência emitida pelo radar
r	-	distância ao radar
R	-	intensidade da chuva
REM	-	radiação eletromagnética
S	-	densidade de potência
SGM	-	Segunda Guerra Mundial
T_c	-	temperatura do local da colisão
T_{inv}	-	temperatura de inversão
TOA	-	*time-of-arrival*
TRT	-	taxa de relâmpagos totais
u	-	velocidade do vento
V_i	-	volume iluminado
VIL	-	Conteúdo de Água Líquida Integrado Verticalmente
Z	-	refletividade do radar em unidade de dBZ
Z_e	-	refletividade do radar em unidade de $mm^6\ m^{-3}$
θ	-	largura do feixe na horizontal
θ_a	-	ângulo de abertura do feixe

θ_e	-	temperatura potencial equivalente
λ	-	comprimento de onda
σ	-	área da secção transversal de retro-espalhamento
τ	-	intervalo de cada pulso
φ	-	largura do feixe na vertical

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS..... vii

LISTA DE TABELAS..... x

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS..... xi

1. INTRODUÇÃO..... 1

1.1. OBJETIVO GERAL..... 3
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... 3

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... 5

2.1. TEORIA DO RADAR METEOROLÓGICO..... 5
2.1.1. *Apresentação do Radar*..... 5
2.1.2. *Componentes do Radar Convencional*..... 7
2.1.3. *O Ganho da Antena do Radar*..... 7
2.1.4. *Volume Iluminado Pelo Feixe*..... 9
2.1.5. *A Equação do Radar*..... 9
2.1.6. *Alvos de Formato Esférico*..... 10
2.1.7. *A Relação* $Z_e - R$..... 12
2.2. TEMPESTADES..... 13
2.2.1. *Tempestades Unicelulares*..... 14
2.2.2. *Tempestades Multicelulares e Supercelulares*..... 16

3. MATERIAL E MÉTODOS..... 18

3.1. SELEÇÃO DAS TEMPESTADES DE GRANIZO..... 18
3.2. RADAR DE SÃO ROQUE..... 19
3.3. DADOS DE RELÂMPAGOS..... 21
3.4. CÁLCULOS DOS PARÂMETROS DE RADAR..... 21
3.5. RASTREAMENTO DAS TEMPESTADES..... 23

4. RESULTADO E DISCUSSÕES..... 26

4.1 AVALIAÇÃO DOS CASOS: RELAÇÃO CONJUNTA DA MICROFÍSICA E RELÂMPAGOS DE TODAS AS TEMPESTADES..... 26
4.2 AVALIAÇÃO GERAL: RELAÇÃO ENTRE A MICROFÍSICA DE NUVENS E RELÂMPAGOS DE TODAS AS TEMPESTADES..... 33
4.3 ANÁLISE DA ESTRUTURA VERTICAL DAS TEMPESTADES EM FUNÇÃO DA REFLETIVIDADE DURANTE O DO CICLO DE VIDA..... 42

5. CONLUSÃO..... 44

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 46

1. INTRODUÇÃO

As perdas humanas e materiais relacionadas ao tempo estão tipicamente associadas com tempestades convectivas. Estas tempestades são formadas por uma ou mais nuvem do tipo *Cumulonimbus* (Cb), que se desenvolvem, amadurecem e se dissipam. Dependendo das condições da atmosfera, como por exemplo: a quantidade de vapor d'água, instabilidade e forçantes de ascensão do ar, uma robusta nuvem pode ser formada com potencial para propiciar precipitação intensa, descargas elétricas, rajadas de vento e em alguns casos extremos, queda de granizo (WALLACE; HOBBS, 2006). Desta forma, é de suma importância o estudo sobre tempestades convectivas afim de determinar as propriedades microfísicas destas nuvens, de maneira que estas informações possam ser utilizadas em possíveis alertas para a sociedade com propósito de amenizar os seus possíveis impactos.

Dentre os transtornos causados pelas tempestades, está a queda de granizo, que pode causar enormes prejuízos tanto na área urbana ou rural. Por exemplo, em meados de outubro de 2016, um evento de queda de granizo dizimou duas granjas na cidade de Pratápolis, localizada no sul do estado de Minas Gerais. O proprietário na época estimou um prejuízo da ordem de R$ 500.000 (quinhentos mil reais) (G1, 2017). Um exemplo adicional, ocorreu em 2008 na cidade de Maringá, localizada no estado do Paraná, em que a cidade sofreu com a severidade de uma tempestade, que também promoveu queda de granizo. Mais de mil residências foram atingidas e por volta de trezentas ocorrências de emergência foram registradas (BEREZUK, 2009).

O granizo é o nome dado às partículas de gelo, inicialmente milimétricas, formadas a partir do crescimento dos grãos de gelo em condições muito específicas da nuvem. A formação do granizo ocorre quando gotículas super-resfriadas congelam sob a superfície de cristais de gelo no interior das nuvens (WALLACE; HOBBS, 2006). Tempestades com granizo possuem grande potencial de produzirem relâmpagos. A formação da atividade elétrica dentro das nuvens deve-se as colisões entre cristais de gelo e granizo em um ambiente com água líquida super-resfriada e fortes correntes ascendentes. Estas colisões propiciam a transferência de cargas elétricas entre o cristal de gelo e granizo, criando-se assim uma região carregada positivamente próximo ao topo da nuvem e um centro negativo entre os níveis de -10 e -20 °C. Quando o campo elétrico produzido por esses centros de cargas elétricas excede a capacidade isolante do ar, ocorre um rápido movimento de elétrons partindo de uma região de

cargas negativas para uma região de cargas positivas. Este processo resulta na formação dos relâmpagos, que pode ser entre nuvens (IN) ou partindo da nuvem para o solo (NS) (PINTO Jr, 2005).

O monitoramento de tempestades com granizo e relâmpagos teve um avanço significativo com o advento dos radares meteorológicos. Os radares representam um dos mais importantes instrumentos para o estudo das assinaturas produzidas por hidrometeoros (partículas formadas nas nuvens, como: cristais de gelo, granizo e gotas de chuva) das nuvens. Através da radiação retroespalhada pelos hidrometeoros o radar possui a capacidade de estimar a quantidade, tamanho, forma e orientação das partículas das nuvens precipitantes (RINEHART, 2004). Além disso, dentre as mais importantes vantagens do radar, está sua capacidade de fazer medições em três dimensões com uma razoável resolução espacial (~ 1 km) e temporal (~ 5–10 min) para fins meteorológicos. No Brasil a maioria dos radares utilizados operacionalmente são banda S (8–15 cm de comprimento de onda) e possuem um alcance de aproximadamente 240 km. Em contrapartida, a detecção de relâmpagos é realizada via de regra através de rede de sensores alocados em solo que detectam a radiação eletromagnética emitida por esses fenômenos e por sensores ópticos a bordo de satélites meteorológicos (ELAT, 2017).

A combinação dessas ferramentas descritas é importantíssima para uma interpretação minuciosa das características microfísicas das nuvens, principalmente pela possibilidade de desenvolver e produzir melhorias nas ferramentas de previsão de curtíssimo prazo de tempo (*nowcasting*). Por exemplo, Queiroz (2008) selecionou alguns casos de tempestades e através de dados de radar, calculou um índice de severidade onde conseguiu identificar regiões na tempestade que foram considerados mais intensas. Queiroz et al. (2012) também utilizou dados de radar para calcular o índice de Waldvogel (WALDVOGEL, 1979) em um evento de queda de granizo. Em seu estudo, este índice mostrou um resultado satisfatório na indicação de probabilidade do fenômeno.

Regis (2017) realizou o estudo de uma tempestade de granizo que atingiu a cidade de Itajubá, no Sul de Minas Gerais. Seu estudo foi o pioneiro na região por descrever minuciosamente os sistemas sinóticos que deram suporte dinâmico para sua formação bem como a análise de alguns parâmetros no interior da nuvem. No entanto, o trabalho foi baseado em uma única tempestade.

Couto e Foster (2009) descreveram as condições atmosféricas que favoreceram a formação de uma tempestade de granizo que atingiu o município de São Lourenço do Sul, no Rio Grande do Sul. Esta tempestade dizimou lavouras de fumo de mais de 600 agricultores, totalizando um prejuízo de R$ 5.000.000,00 (cinco milhões de reais). Na ocasião os autores também utilizaram imagens de radar para quantificar a intensidade que este sistema alcançou.

Mais recentemente, Sperling (2018) avaliou os processos físicos e elétricos dominantes durante a formação e ocorrência de sistemas convectivos associados a queda de granizo nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. O autor encontrou uma boa correlação entre os parâmetros microfísicos e o momento de ocorrência do granizo em solo.

Embora existem alguns trabalhos relacionando as características observadas por radar e granizo, ainda existe uma lacuna no entendimento sobre as principais assinaturas de radar preponderantes antes da ocorrência de granizo. Os poucos estudos existentes utilizam-se de um limitado número de casos de tempestades, o que pode afetar a significância dos resultados. Neste sentido, com o intuito de contribuir para o entendimento destes fenômenos, este trabalho selecionou nove tempestades, com o propósito de verificar o comportamento das assinaturas microfísicas das tempestades e se algum parâmetro possui potencial para num futuro próximo ser utilizado na tomada de decisão para uma possível previsão imediata de tempo.

1.1. Objetivo Geral

Este estudo tem como objetivo avaliar as assinaturas microfísicas e elétricas de tempestades que apresentaram queda de granizo em cidades localizadas sobre o estado de São Paulo. Ao todo foram nove tempestades analisadas, compreendendo três casos nas cidades de São Paulo e uma ocorrência para as cidades de Campinas, Sumaré, Jundiaí, Campos do Jordão, Sorocaba e Taubaté.

1.2. Objetivos Específicos

Para alcançar o objetivo geral deste trabalho, foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- Avaliar a evolução temporal dos parâmetros microfísicos das tempestades antes, durante e depois do momento em que houve o registro inicial da precipitação do granizo em superfície;
- Caracterizar a evolução temporal dos relâmpagos ao longo do ciclo de vida das tempestades com granizo;
- Compreender como a estrutura vertical das tempestades com granizo evoluem até o momento de ocorrência de granizo.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

No intuito de familiarizar o leitor com a presente área de estudo e assim possibilitar o máximo entendimento sobre este trabalho, esta seção congrega da literatura uma discussão sobre os seguintes temas: a teoria básica do radar meteorológico e alguns conceitos físicos importantes associados as tempestades.

2.1. Teoria do Radar Meteorológico

2.1.1. Apresentação do Radar

A palavra RADAR é proveniente do termo em inglês ***Ra****dio* ***D****etection* ***A****nd* ***R****anging,* que corresponde ao uso de ondas de rádio na detecção de objetos e medição de sua distância. Este importante instrumento surgiu na Segunda Guerra Mundial (SGM), onde países como a Inglaterra, utilizavam para localizar e rastrear aviões e navios inimigos. Não importando se o período era diurno ou noturno, o radar poderia detectar alvos a distâncias muito grandes bem como muito próximas, e por estas razões o radar foi extensivamente empregado. Entretanto, quando uma nuvem de tempestade interceptava as ondas emitidas pelo radar, o mesmo perdia sua eficácia em detectar os alvos de interesse. As tempestades que causavam fortes ecos, representavam um grande problema para os operadores de radar. Estes ecos eram uma forma de "ruído" que mascarava os sinais importantes, no entanto, para os meteorologistas os ruídos mostravam-se de importante utilidade. Pela primeira vez, tornou-se possível localizar tempestades, medir seus tamanhos e observá-las crescerem e se movimentarem (BATTAN, 1962). A Figura 2.1 ilustra basicamente a sua aplicação para três alvos pontuais totalmente distintos.

Após a SGM um grande número de radares tornara-se disponíveis para uso civil. Os primeiros a adquirirem os instrumentos foram aquelas pessoas interessadas em estudar o tempo, utilizando-o para pesquisas. Ao longo do tempo, o radar passou por melhorias em todos os seus componentes, e com o avanço computacional tornou possível o processamento dos dados por computadores (RINEHART, 2004).

Os radares meteorológicos operam usando a radiação eletromagnética (REM) que, como o próprio nome propõe, são formados por campos elétricos e magnéticos

que oscilam perpendiculares entre si, se propagando com a velocidade da luz (c). A frequência (f) e o comprimento de onda (λ) compõem as características de uma REM e ambas são relacionadas com a c pela Equação 2.1:

$$f = \frac{c}{\lambda} \tag{2.1}$$

onde f é a frequência dado em Hertz (s^{-1}), c a velocidade da luz medida em metros por segundo (m s^{-1}) e λ o comprimento de onda dado em metros (m).

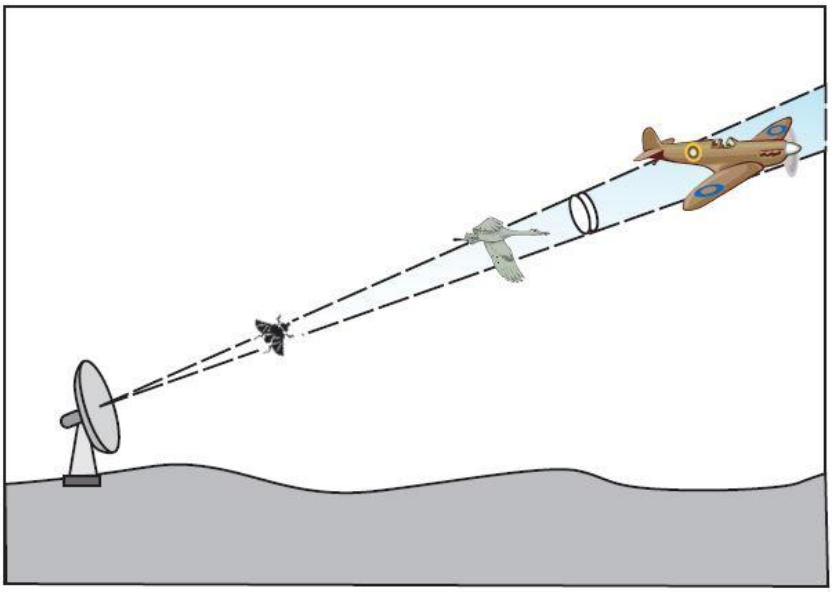

Figura 2.1 – Um Radar apontando na direção de três alvos. Fonte: Rinehart (2004).

Tabela 2.1 – Intervalos de frequência e comprimentos de onda para cada banda utilizada pelos radares. Fonte: Adaptado de Rinehart (2004).

Banda	Frequência	Comprimento de onda
HF	3–30 MHz	100–10 m
VHF	30–300 MHz	10–1 m
UHF	300–1000 MHz	1–0,3 m
L	1–2 GHz	30–15 cm
S	2–4 GHz	15–8 cm
C	4–8 GHz	8–4 cm
X	8–12 GHz	4–2,5 cm
K_u	12–18 GHz	2,5–1,7 cm
K	18–27 GHz	1,7–1,2 cm
K_a	27–40 GHz	1,2–0,75 cm
mm ou W	40–300 GHz	7,5–1 mm

Os radares utilizam uma faixa de frequência que varia de 100 megahertz (MHz) a 100 gigahertz (GHz). Algumas frequências que foram muito utilizadas pelos radares acabaram sendo designadas por letras. A tabela anterior (Tabela 2.1) denota as bandas mais utilizadas com seus respectivos comprimentos de onda e frequência (RINEHART, 2004).

2.1.2. Componentes do Radar Convencional

O radar meteorológico convencional consiste basicamente de quatro componentes. Um transmissor que gera as ondas de alta freqüência, uma antena que envia o sinal para o alvo e que recebe o sinal retornado, um receptor para detectar e amplificar o sinal de modo que seja forte o suficiente para ser útil e algum tipo de indicador para permitir que as pessoas vejam o que o radar detectou (RINEHART, 2004). A Figura 2.2 é um diagrama ilustrativo com os componentes básico do radar meteorológico convencional.

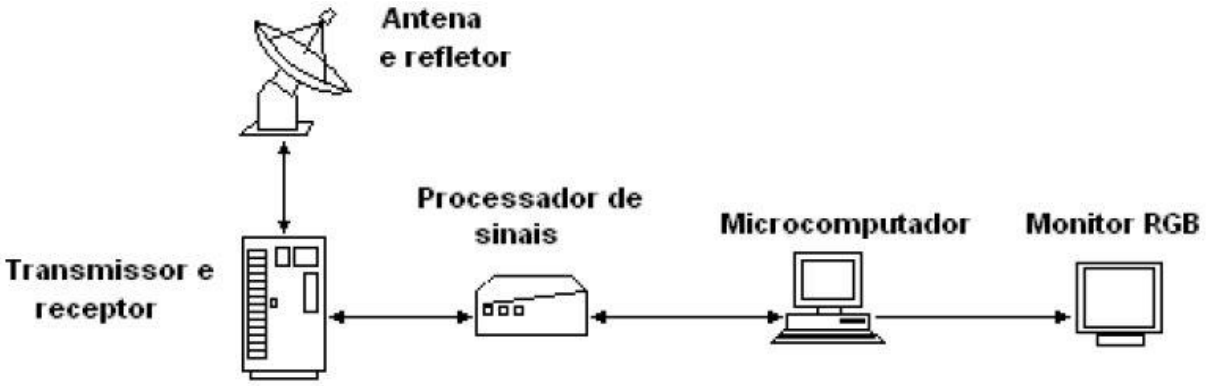

Figura 2.2 – Esquema básico de um radar convencional com os seus componentes. Fonte: Queiroz (2008).

2.1.3. O Ganho da Antena do Radar

Uma medida importante para as antenas dos radares meteorológicos é o ganho da antena (G). O G é a proporção da potência recebida em um ponto específico do espaço com o refletor instalado e a potência que será recebida por uma antena isotrópica, ou seja, uma antena que envia uniformemente radiação em todas as

direções (RINEHART, 2004). Tem-se que G é dado em função de sua área efetiva A_{ef} e o comprimento de onda transmitido:

$$G = \frac{4\pi A_{ef}}{\lambda^2} \tag{2.2}$$

O G retrata a colimação do feixe de radiação. Desta maneira, a máxima potência fica condensada no lóbulo principal de energia. Chegando à abrager mais de 90% da energia irradiada. No entanto, parte dessa energia é disperdiçada pelos descritos lóbulos laterais, resultantes das dimensões finitas e a qualidade construtiva da antena. Os ecos de retorno provenientes dos lóbulos laterais são recebidos como ruído, afentando o resultado da leitura dos dados (QUEIROZ, 2008). A Figura 2.3 ilustra os lóbulos (principal e laterais) de um radar.

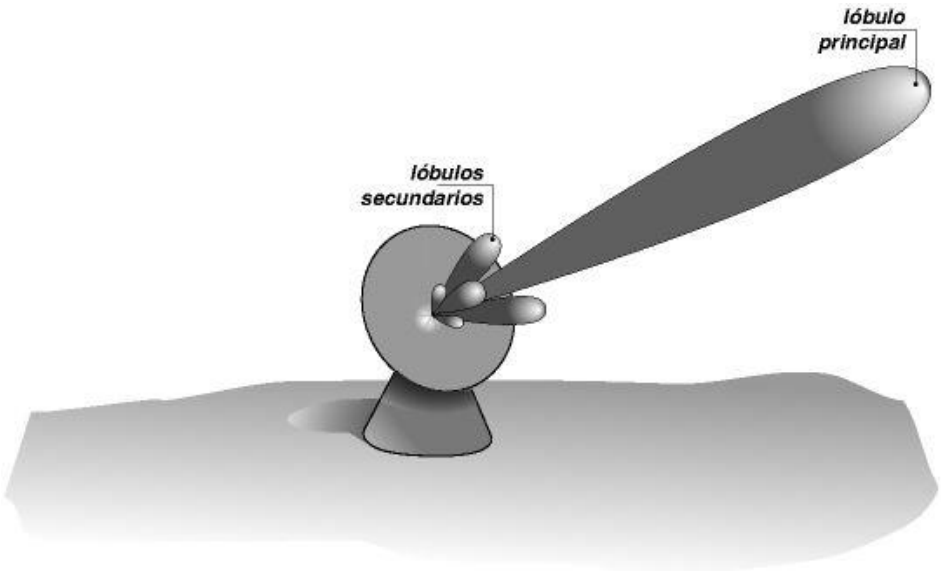

Figura 2.3 – Ilustração da distribuição de energia emitida por um radar em um lóbulo central e uma série de lóbulos secundários. Fonte: Portal eletrônico da Universidade Politécnica da Catalunya (UPC).

A metade da potência total transmitida está concentrada na largura do feixe principal e pode ser calculada em função do λ e do diâmetro da antena (D_a) através da Equação 2.3 (DOVIAK; ZRNIC, 1984):

$$\theta_a = \frac{72{,}76\lambda}{D_a} \tag{2.3}$$

onde θ_a é o ângulo de abertura do feixe dado em graus, que resulta em um cone onde a metade da potência transmitida se concentra.

2.1.4. Volume Iluminado Pelo Feixe

O volume iluminado (V_i) pelo feixe corresponde a resolução volumétrica do radar e sua grandeza aumenta com o quadrado da distância ao radar. V_i é dado pela Equação 2.4:

$$V_i = \pi \frac{r\theta}{2} \frac{r\varphi}{2} \frac{h}{2} \tag{2.4}$$

onde θ e φ são respectivamente a largura do feixe na horizontal e na vertical, r é a distância ao V_i pelo radar e h é a largura do pulso, que corresponde ao comprimento da distância existente entre dois pulsos consectivos (RINEHART, 2004). Dependente da c e do intervalo de cada pulso (τ), h é expresso como:

$$h = \frac{c\tau}{2} \tag{2.5}$$

Esta distância remete a máxima resolução espacial de um radar.

2.1.5. A Equação do Radar

O radar funciona basicamente como um emissor e receptor de REM, e através da potência retornada ao radar, pode-se inferir algumas informações a respeito da natureza dos alvos. Relacionando a potência recebida à secção transversal retro-espalhada do alvo, obtêm-se a equação do radar. Inicialmente a teoria foi desenvolvida para um alvo pontual isolado.

Para tanto, considera-se um radar emitindo uma potência (P_t) em todas as direções, formando assim, um campo esférico que se expande na atmosfera com a velocidade da luz. Tem-se que a área dessa esfera é dada por:

$$A_{esfera} = 4\pi r^2 \tag{2.6}$$

onde r é o raio da esfera ou a distância ao radar.

Logo, temos que a densidade de potência (S) é a potência transmitida divida

pela área, então:

$$S = \frac{P_t}{A_{esfera}} = \frac{P_t}{4\pi r^2} \tag{2.7}$$

A potência emitida pela antena de um radar é concentrada num feixe estreito e desta maneira, essa potência é maior do que aquela emitida isotropicamente. Assim, precisa ser considerado o G (descrito anteriormente). Então a potência interceptada por um alvo de área A_σ é dada por:

$$P_\sigma = \frac{P_t A_\sigma G}{4\pi r^2} \tag{2.8}$$

Para a maioria dos alvos detectados pelo radar, a potência interceptada pelo alvo é re-irradiada isotropicamente em direção ao radar. Essa potência de energia recebida pela antena do radar é dado por:

$$P_r = \frac{P_\sigma A_{antena}}{4\pi r^2} = \frac{P_t A_\sigma G A_{antena}}{(4\pi r^2)^2} \tag{2.9}$$

sendo A_{antena}a área da antena do radar, que pode ser expressa em temos do G e do λ:

$$A_{antena} = \frac{G\lambda^2}{4\pi} \tag{2.10}$$

Assim, a Equação 2.9 resulta em:

$$P_r = \frac{P_\sigma A_{antena}}{4\pi r^2} = \frac{P_t A_\sigma G^2 \lambda^2}{64\pi^3 r^4} \tag{2.11}$$

Como o tamanho do alvo não equivale obrigatoriamente ao tamanho medido pelo radar, estabele-se um novo parâmentro σ que corresponde a área da secção transversal de retro-espalhamento, tal que:

$$P_r = \frac{P_\sigma A_{antena}}{4\pi r^2} = \frac{P_t \sigma G^2 \lambda^2}{64\pi^3 r^4} \tag{2.12}$$

A equação resultante (Equação 2.12) é a forma da equação do radar para um alvo simples de secção transversal de retro-espalhamento (ROGERS, 1979).

2.1.6. Alvos de Formato Esférico

Quando o alvo esférico é grande em comparação com o λ do radar, σ é igual a

sua área geométrica. Isto:

$$\sigma = \pi r^2 \tag{2.13}$$

Denomina-se um alvo grande quando $\frac{D}{\lambda} > 10$ (alguns especificam $\frac{D}{\lambda} > 16$), onde D é o diametro da esfera e λ é o comprimento de onda emitido pelo radar. Quando o tamanho da esfera é pequeno em comparação λ,ou seja, $\frac{D}{\lambda} < 0{,}1$ (alguns especificam $\frac{D}{\lambda} < \frac{1}{16}$), a esfera está na região denominada Rayleigh. Nesta região σ é proporcional à sexta potência do diâmetro da esfera. A expressão para calcular σ neste caso é:

$$\sigma = \frac{D^6 |K|^2 \pi^5}{\lambda^4} \tag{2.14}$$

onde $|K|$ é um parâmetro relacionado com o índice complexo de refração do meio. K é dado por:

$$K = \frac{m-1}{m^2+2} \tag{2.15}$$

sendo m o índice complexo de refração denotado por

$$m = n + ik \tag{2.15}$$

, n é o índice de refração da esfera, $i = \sqrt{-1}$ e k é o coeficiente de absorção da esfera.

O valor de $|K|^2$ é dependente do material da esfera, da temperatura e do comprimento de onda do radar. A dependência da temperatura e comprimento de onda não é muito grande, porém, deve ser levada em consideração quando se trabalha com precisão. A dependência do tipo do material, no entanto, é bastante significativa. Para as frequências de radar mais utilizadas e para uma gama razoável de temperaturas, $|K|^2$ para água é de aproximadamente 0,93 e para gelo 0,197 (RINEHART, 2004).

A seção transversal de espalhamento é produzida pelo efeito integrado de todos hidrometeoros concentrado dentro do V_i pelo feixe de radiação. Os hidrometeoros são todos os meteoros aquosos, constituídos por água em suas três fases, como por exemplo: gotículas de água, cristais de gelo, granizo e etc. Então, deduz-se uma nova fórmula para σ (QUEIROZ, 2008):

$$\sigma = \sum_i \sigma_i = \frac{\pi^5 |K|^2}{\lambda^4} \sum_i D_i^6 \tag{2.16}$$

em que D_i é o diâmetro de cada gota e i é a i-ésima gota existente no V_i. Considerando o V_i pelo pulso, tem-se que:

$$\sigma = \frac{\sum_i \sigma_i}{V_i} = \frac{\pi^5 |K|^2}{\lambda^4} \frac{\sum_i D_i^6}{V_i} \tag{2.17}$$

O termo $\frac{\sum_i D_i^6}{V_i}$ dentro do V_i é a principal quantidade a ser medida pelo radar. Esse valor é denominado como refletividade do radar (Z_e) e é expresso em $mm^6 m^{-3}$ (QUEIROZ, 2008). Z_e é um parâmetro meteorológico determinado pela quantidade e dimensão das partículas presentes no V_i, podendo variar de um pequeno valor na presença de nevoeiro (talvez 0,001 $mm^6 m^{-3}$) para um valor muito alto na presença de granizo e gotas de água grandes, como por exemplo, o valor de 36.000.000 $mm^6 m^{-3}$ registrado em uma tempestade de granizo em Montana no ano de 1981. Devido ao amplo valor que Z_e pode atingir, foi conveniente comprimir este intervalo de valores utilizando uma escala logarítimica pela seguinte equação (RINEHART, 2004):

$$Z = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_e}{1\ mm^6/m^3} \right) \tag{2.18}$$

sendo Z em unidade de dBZ, ou seja, número de decibéis relativos a refletividade de 1 $mm^6\ m^{-3}$. Desta maneira, o novo parâmetro possui uma variação de -30 a 76,5 dBZ.

2.1.7. A Relação $Z_e - R$

Vários experimentos foram realizados nas últimas décadas afim de relacionar a Z_e com a intensidade da chuva dado em mm h^{-1}. As distribuições das dimensões das gotículas avaliadas experimentalmente foram amplamente requisitadas para que se pudesse atingir esse feito. Correlacionando estatisticamente estes dois parametros, obteve-se uma relação matemática utilizada nos dias atuais. A seguinte relação empírica é dada na forma:

$$Z_e = AR^b \tag{2.19}$$

onde R é a intensidade da chuva em mm h^{-1}, Z_e é a refletividade do radar ($mm^6\ m^{-3}$)

e A e b são constantes empíricas (RINEHART, 2004).

Battan (1973) fornece uma lista de 60 relações $Z_e - R$ determinadas empiricamente. Além destes, muitos foram obtidos de 1973 até a presente data, uma vez que, cada experimento é aplicado a condições de tempo, região e tipo de tormenta que quase sempre diferem muito um do outro. A relação $Z_e - R$ mais comumente utilizada é a relação de Marshall e Palmer (1948) em que a e b são respectivamente 200 e 1,6 (RINEHART, 2004).

2.2. Tempestades

As tempestades são compostas de uma ou mais células de nuvens convectivas do tipo *Cumulonimbus* (Cb), que se desenvolvem, amadurecem e se dissipam. As perdas humanas e materiais relacionadas ao tempo, estão frequentemente relacionadas à estas tempestades do que com alguns sistemas de escala sinótica como os ciclones extratropicais (WALLACE ;HOBBS, 2006).

Figura 2.4 – Células convectivas profundas em vários estágios de desenvolvimento de uma tempestade próximo de Anthony, Kansas, 25 de maio de 1997. Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

O painel esquerdo na Figura 2.4 mostra algumas células novas crescendo rapidamente em primeiro plano, alimentadas pela *Convective Potential Energy*

Available (CAPE), que significa a energia potencial disponível para convecção, juntamente com células mais profundas. O topo da célula aproxima-se do Nível de Equilíbrio (NE) onde as parcelas de ar não são mais dinâmicas, de modo à se espalharem na horizontal formando uma bigorna. O painel da direita mostra uma bigorna perfeitamente desenvolvida, que ainda esta sendo alimentada por novas células em elevação da camada limite (WALLACE; HOBBS, 2006). As tempestades convectivas podem então serem classificadas em:

- Tempestades unicelulares, compostas por uma célula individual relativamente pequena, que se formam sob condições de fraco cisalhamento vertical do vento.
- Tempestades multicelulares, mais perigosas, que se desenvolvem sob condições de forte cisalhamento vertical do vento.
- Tempestades supercelulares intensas, robustas e duradouras com correntes ascendestes rotativas.

As tempestades multicelulares e supercelulares são capazes de produzir ventos intensos e granizo (WALLACE; HOBBS, 2006).

2.2.1. Tempestades Unicelulares

As tempestades unicelulares são descritas como pequenas nuvens Cbs isoladas, produzidas pela convecção local em uma massa de ar instável e podem não estar associadas a frentes frias ou linhas de instabilidades. Este sistema geralmente forma apenas uma coluna de precipitação principal e o campo de pressão é determinado pela flutuabilidade do fluxo ascendente (WALLACE; HOBBS, 2006).

Diversas tempestades unicelulares foram estudadas durante o Projeto Thunderstorm, realizado nos estados da Flórida e Ohio, Estados Unidos, no final da década de 1940. Estes estudos serviram para construir um modelo idealizado de uma tempestade típica composta por uma única célula. Neste modelo (Figura 2.5) o ciclo de vida de uma tempestade é mostrado em três estágios: estágio *cumulus*, estágio de maturação e estágio dissipativo (WALLACE; HOBBS, 2006).

No estágio *cumulus* (Figura 2.5 (a)), a nuvem constitui inteiramente em uma pluma com correntes ascendentes de ar quente, tal corrente ascendente que aumenta rapidamente dentro da nuvem, podendo o topo da nuvem se mover para cima a uma

velocidade de 10 m s^{-1}. Essa grande velocidade de transferência ascendente faz com que gotas de água líquida possam estar presentes no interior da nuvem bem acima do nível de congelamento (WALLACE; HOBBS, 2006).

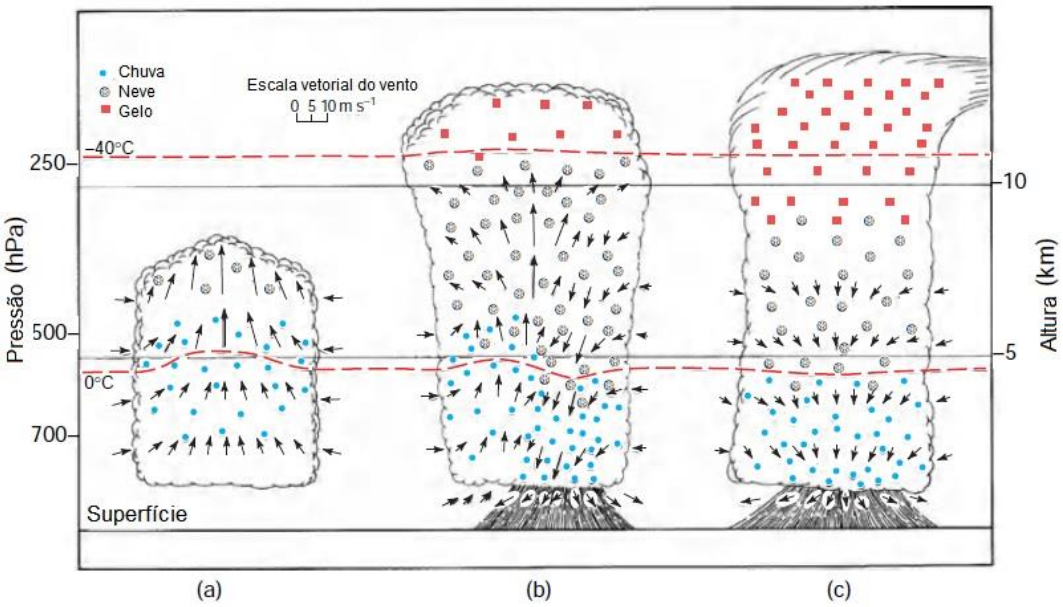

Figura 2.5 – Exposição de uma célula convectiva em seus três estágios do ciclo de vida: (a) estágio *cumulus*, (b) estágio maduro e (c) estágio dissipativo. Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs (2006).

O estágio maduro (Figura 2.5 (b)) caracteriza-se pela evolução de uma vigorosa circulação de fluxo descendente, que coincide com a região de precipitação mais intensa. As gotas de água líquida super-resfriadas ainda persistem acima do nível de congelamento na corrente ascendente, enquanto que flocos de neve ou particulas de granizo podem ser encontrados abaixo deste nível. Neste estágio a nuvem possui um extenso desenvolvimento vertical podendo atingir altitudes superiores a 10 km. Além disso, neste estágio há o surgimento de uma bigorna na tropopausa, resultante da divergência dos ventos ascendentes, que aponta na direção dos ventos presentes nesta altitude (WALLACE; HOBBS, 2006).

Durante o estágio dissipativo (Figura 2.5 (c)) o topo da nuvem atinge a tropopausa e a formação da bigorna se torna evidente. Conforme a precipitação se estabelece através da nuvem, as correstes descendentes começam a predominar até que se ocupe praticamente toda a mesma. A ausência de uma fonte de corrente de ar

ascendente supersaturada desfavorece o crescimento de gotículas de água e como consequência a precipitação cessa (WALLACE; HOBBS, 2006).

2.2.2. Tempestades Multicelulares e Supercelulares

As tempestades multicelulares são definidas como uma sucessão de células que evoluem através de seu próprio ciclo de vida como em uma única tempestade unicelular, promovendo o desenvolvimento de novas células. Em condições de fraco cisalhamento vertical do vento, as tempestades tendem a serem mal organizadas, no entanto, em condições de forte cisalhamento vertical do vento as células individuais podem ser bem integradas propiciando o aumento de sua dimensão e também de seu tempo de duração. Uma característica proveniente de muitas tempestades convectivas é a frente de rajada, onde o ar quente e úmido de níveis mais baixos é levantado pela rajada de ventos descendentes (ar frio e mais denso) que diverge quando atingem a superfície, dando ínicio a formação de novas células (WALLACE; HOBBS, 2006).

Um modelo de uma tempestade multicelular simétrica idealizado é mostrado na Figura 2.6. Novas células convectivas são mostradas no ar que é levantado pela frente de rajada. Quando o ar levantado atinge seu Nível de Convecção Livre (NCL), este começa a se ascender espontâneamente sob a força de sua própria flutuabilidade. Ao atingir a tropopausa, as correntes ascendentes se espalham lateralmente, formando assim a bigorna. Em algumas situações, a corrente ascendente pode ser tão intensa com capacidade de penetrar na estratosfera criando um domo de nuvem (*overshooting*) (WALLACE; HOBBS, 2006).

As tempestades supercelulares possuem uma característica peculiar que difere das outras tempestades, a sua corrente ascendente rotativa. Essa rotação torna a tempestade supercelular mais robusta, induzindo a formação de um meso ciclone (isto é, uma região de pressão mínima) dentro do fluxo ascendente que se sobrepõe ao campo de pressão em equilíbrio hidrostático (WALLACE; HOBBS, 2006). Este tipo de tempestade também ocorre no Brasil, e alguns eventos já foram registrados pela mídia, como o evento que ocorreu no interior de São Paulo na cidade de Tupã em 2016 (G1 BAURU e MARÍLIA, 2016).

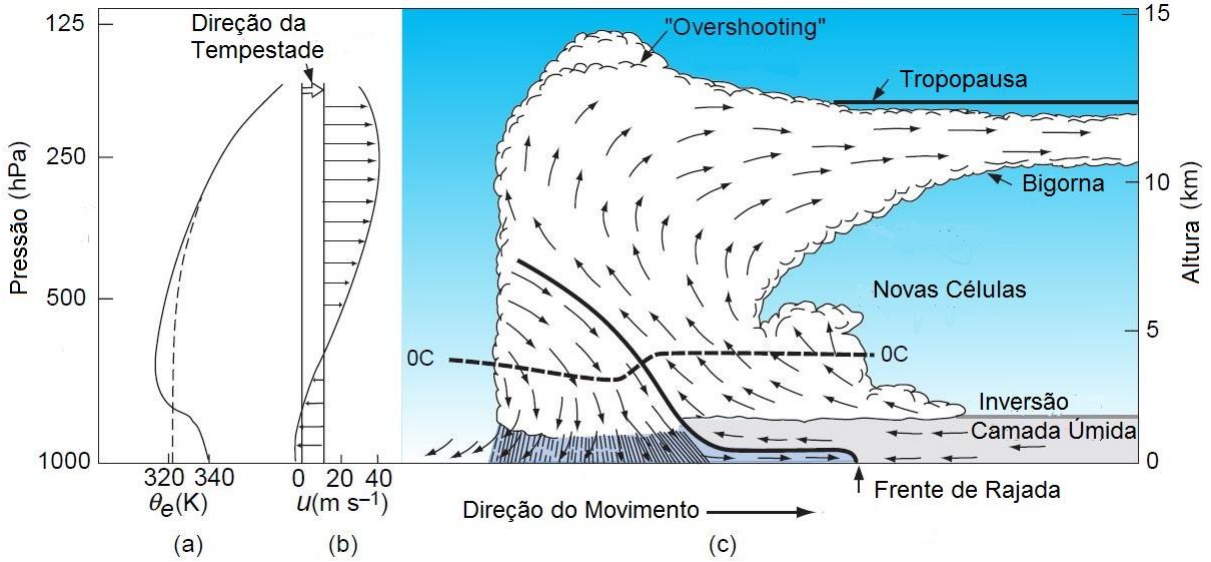

Figura 2.6 – Esquema de uma tempestade multicelular idealizada que se desenvolve em um ambiente de forte cisalhamento vertical do vento. θ_e é a temperatura potencial equivalente em unidade de Kelvin e u é a velocidade do vento. Fonte: Adaptada de Wallace e Hobbs (2006).

3. MATERIAL E MÉTODOS

Este capítulo contêm uma descrição dos dados e das metodologias utilizadas para a realização deste estudo.

3.1. Seleção das Tempestades de Granizo

A seleção das tempestades de granizo foi realizada empregando-se a busca por registros da precipitação do granizo através de relatos midiáticos, como o portal eletrônico de notícias da Globo, o G1, e do site do experimento (SOS-CHUVA (https://topicssoschuva.blogspot.com.br/). Foram então selecionados nove casos que ocorreram em sete municípios no estado de SP. Esta região de estudo foi escolhida por ser uma região populosa, importante economicamente e principalmente pela proximidade de um radar meteorológico (o radar de São Roque), pois, quanto maior a proximidade das tempestades com o radar, melhor será a qualidade de sinal que retornará ao radar, resultando assim em dados mais precisos e confiáveis.

Uma vez encontrado um registro jornalístico confiável de tal evento, que na maioria dos casos indicava apenas o período da ocorrência (matutino, vespertino ou noturno), o segundo passo foi buscar o horário mais preciso do início da precipitação do granizo. Foram tomados cuidados para encontrar registros que pudessem servir como base na identificação do horário inicial da queda do granizo, para tanto, foi realizada uma pesquisa em redes sociais por relatos de ocorrências em tempo real através de fotos, vídeos ou frases.

Foram encontrados um número mínimo de dez postagens para cada uma das nove tempestades em intervalos curtos de tempo, aproximadamente 15 min, relatando a precipitação do granizo. Logo, o horário do início da precipitação do granizo (definido neste trabalho com o “momento do granizo”) foi tomado como referência o horário em que foi feita a primeira postagem dentre as 10 localizadas.

A Tabela 3.1 denota o munícipio de ocorrência, a data e o horário do momento do granizo para cada uma das nove tempestades selecionadas e a Figura 3.2 ilustra a região de estudo destacando os municípios, a posição do radar de São Roque e seu alcance de cobertura (240 km).

Tabela 3.1 – Descrição dos casos selecionados no estado de São Paulo com a data, município de ocorrência e horário (UTC) dos eventos relatados pelas mídias jornalísticas e postagens pessoais.

Caso	Município	Data	Horário
1	Campos do Jordão	18/12/2016	17:00
2	Campinas	18/12/2016	17:20
3	São Paulo	18/12/2016	17:20
4	Jundiaí	30/01/2017	17:10
5	Sorocaba	31/01/2017	19:10
6	São Paulo	22/02/2017	19:40
7	São Paulo	24/02/2017	19:50
8	Taubaté	14/03/2017	17:30
9	Sumaré	14/03/2017	19:00

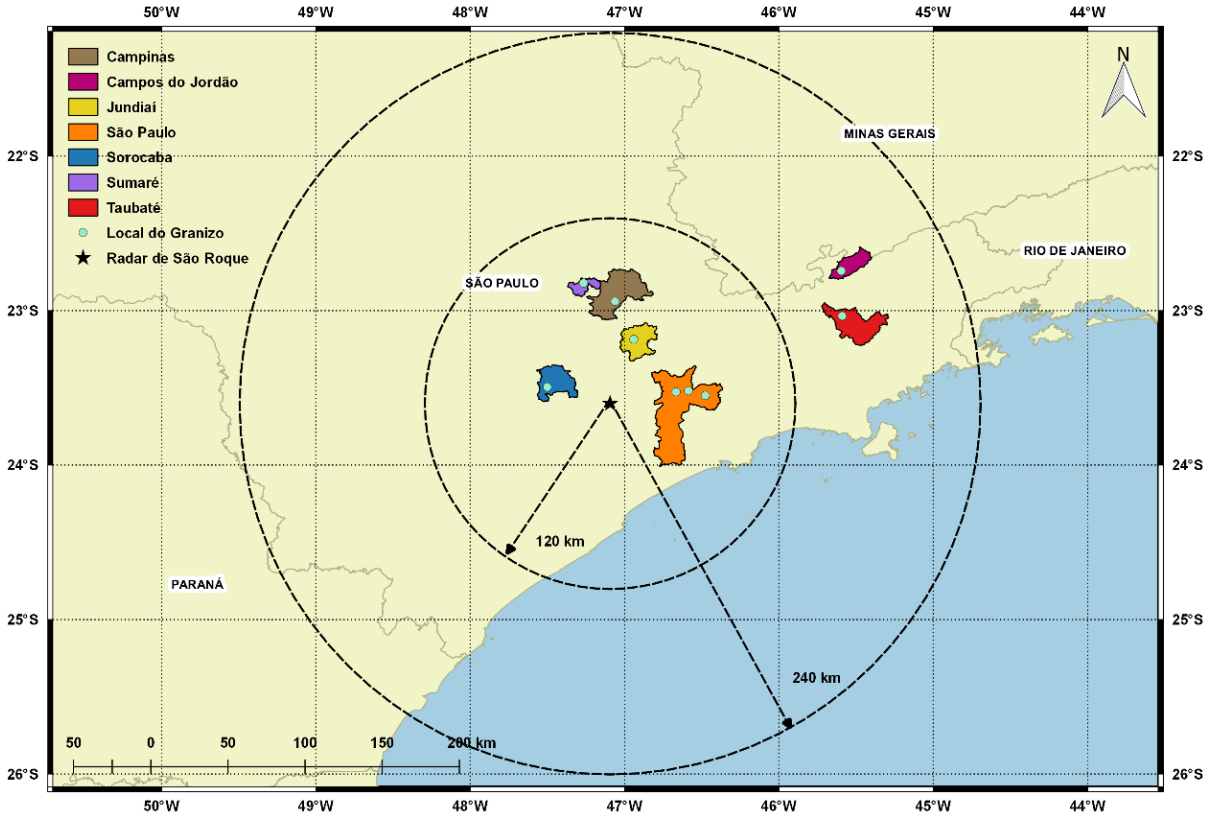

Figura 3.1 – Região de estudo: pontos em azul claro indicam a localização exata dos eventos de queda de granizo relatados pelas mídias e as regiões coloridas representam a área do município que registrou a queda do granizo. Os círculos representam distâncias de 120 e 240 km ao radar.

3.2. Radar de São Roque

Este estudo utilizou os dados do radar instalado na cidade de São Roque, no

estado de SP. O radar de São Roque opera na banda S (2,7 GHz a 2,9 GHz), seus pulsos possuem um comprimento de onda de 10 cm e largura de 1,99°. Localiza-se nas coordenadas 23° 36’ 07’’ de latitude sul e 47° 05’ 39’’ de longitude oeste, a uma altitude de 1147 m. Possui uma resolução temporal de 10 min e espacial de 1 km. Pertencente ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA), este radar faz o monitoramento da porção leste do estado de SP e seus dados são disponibilizados para vários centros de estudos e pesquisas como o Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN) e o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

O dado de Z utilizado foi o subproduto *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI), que é um campo de refletividade do radar para um plano de altitude constante, obtidos a partir do produto *Plan Position Indicator* (PPI). O PPI é um campo de refletividade do radar para uma elevação constante variando apenas o ângulo azimutal (0 a 360°). A Figura 3.1 mostra uma ilustração da metodologia utilizada para obter o CAPPI, através da varredura do radar. Foram produzidos CAPPIs com 1 km de resolução espacial horizontal e vertical, abrangendo os níveis de 3 a 15 km de altura, totalizando 13 CAPPIs.

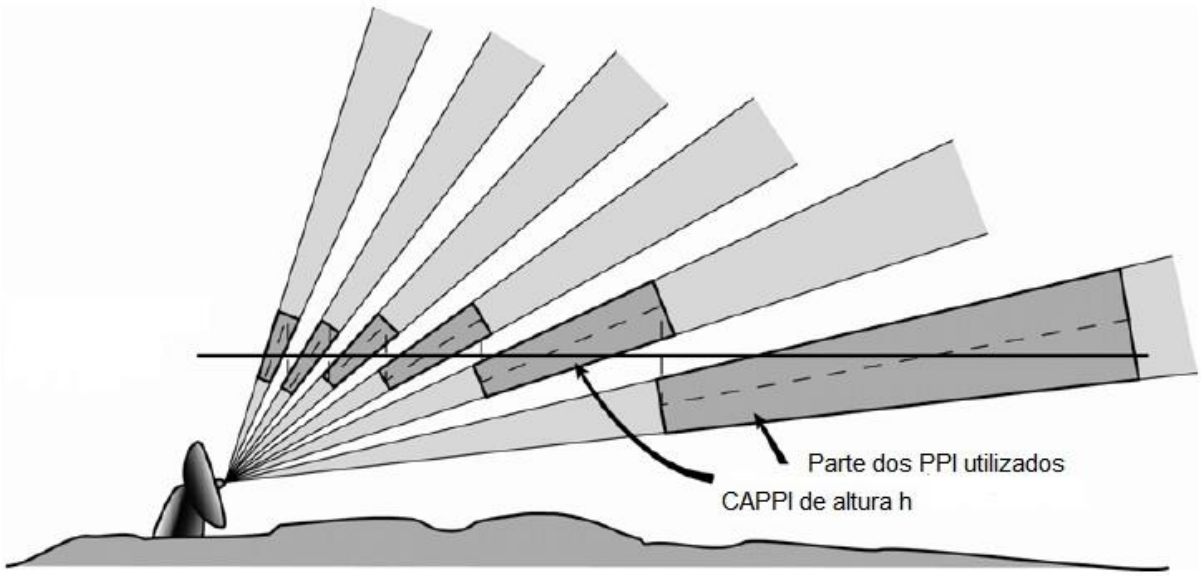

Figura 3.2 – Esquema mostrando a obtenção do CAPPI de uma altura h a partir de diferentes PPI. Fonte: Adaptado do portal eletrônico do Centro de Pesquisa Aplicada em Hidrometeorologia (CRAHI) da Universidade Politécnica da Catalunya.

3.3. Dados de Relâmpagos

Para a análise da relação dos relâmpagos com as propriedades das tempestades, foram utilizados dados de descargas de retorno fornecidos (doravante tratados no texto pelo termo relâmpago) pela Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT). A BrasilDAT começou a ser implementada no Brasil em 2011 pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE, em cooperação com a empresa americana *Earth Networks*. Atualmente é uma das redes de detecção de relâmpagos mais importantes em operação no território brasileiro. Esta rede de detecção e monitoramento de relâmpagos é composta de inúmeros sensores espalhados pelo Brasil capazes de registrar em tempo real as descargas de retorno ocorridas no interior das nuvens (conhecidos como relâmpagos intranuvem, IN) e entre as nuvens e a superfície (conhecidos como relâmpagos nuvem-solo, NS).

Estes sensores utilizam o método *time-of-arrival* (TOA) para detecção de descargas de retorno, atuando na faixa de frequência entre 1 Hz e 12 MHz (MATTOS, 2015). Essa metodologia emprega três ou mais sensores, os quais determinam o instante em que a radiação eletromagnética produzida pelo relâmpago chega ao sensor. Por intermédio de uma diferença temporal relativa dos horários de chegada registrados pelos sensores, estabelecem-se curvas hiperbólicas para cada par de sensores que detectaram o relâmpago. A possível localização deste fenômeno é determinada pelo ponto de intersecção que estas hipérboles formam, satisfazendo a diferença temporal medida. Os dados da BrasilDAT foram fornecidos pela CLIMATEMPO e compreendem o período de 2016 a 2017 e foram disponibilizados em arquivos diários em formato ASCII contento a seguintes informações: localização, horário, tipo de descarga (NS ou IN) e pico de corrente.

A seguir será apresentada a metodologia utilizada para transformar os dados obtidos do radar de São Roque e os dados de relâmpagos da rede BrasilDAT, em resultados científicos sobre os parâmetros microfísicos das tempestades selecionadas neste estudo.

3.4. Cálculo dos Parâmetros de Radar

Através do uso dos dados de CAPPI do radar de São Roque, foram calculados

seis parâmetros microfísicos com objetivo de analisar a evolução dos mesmos dentro de cada tempestade nos seguintes momentos: i) antes, ii) durante e iii) depois da precipitação do granizo em superfície.

O primeiro parâmetro calculado foi o Conteúdo de Água Líquida Integrado Verticalmente (do inglês, Vertivally Integrated Liquid Water Content, VIL). Clark e Grenne (1972) propuseram que o VIL (em kg m^{-2}) poderia ser calculado através da seguinte formulação:

$$VIL = 3{,}44 \cdot 10^{-6} \int_{base\ da\ nuvem}^{topo\ da\ nuvem} {Z_e}^{4/7}\ dH \tag{4.1}$$

lembrando que H é a altura em metros e Ze é a refletividade em mm^6/mm^3.

Alburn e Wolf (1996) observaram que tempestades com topos altos e valores elevados de VIL, nem sempre estavam associados com queda de granizo e, tempestades com topos e VIL baixos podiam ocasionar este fenômeno. Para resolver esta contrariedade os autores sugeriram um novo parâmetro, a Densidade de VIL ($DVIL$). Este parâmetro é derivado de VIL, possui unidade de gramas por metro cúbico (g m^{-3}) e é desta maneira formulado:

$$DVIL = \frac{VIL}{EcoTop20dBZ} \cdot 10^3 \tag{4.2}$$

sendo o $EcoTop20dBZ$ a altura máxima em metros do eco com 20 dBZ de refletividade.

Waldvogel et al. (1979) definiu um outro parâmetro que utiliza a altura do nível com Z de 45 dBZ ($Altura(45\ dBZ)$) acima da camada de derretimento (camada acima da isotérma de 0 °C, $Altura(0\ °C)$), servindo com um indicativo para a presença de granizo no interior da nuvem. Denominado, Altura de Waldvogel (AW), possui unidades de quilômetro (km). Os autores estabeleceram que se AW for maior que 1,4 km, então o granizo dentro da nuvem pode crescer e atingir o solo. Este parâmetro é expresso como:

$$AW = Altura(45\ dBZ) - Altura(0\ °C) \tag{4.3}$$

Outros dois parâmetros utilizados foram: a altura máxima com Z de 35 dBZ ($EcoTop35dBZ$) e também a altura máxima com Z de 20 dBZ ($EcoTop20dBZ$), ambas

em unidades de km. O $Ecotop35dBZ$ expressa a informação sobre até que altitude pode existir essa Z intensa, indicando uma grande concentração de gotas de água líquida grandes e gelo. O $EcoTop20dBZ$ fornecerá a altura aproximada do topo da tempestade. O sexto e último parâmetro calculado é o MAXPIX. Este campo representa o máximo valor de refletividade presente em toda a coluna atmosférica iluminada pelo radar.

3.5 Rastreamento das Tempestades

Após o cálculo dos seis parâmetros de radar, o passo seguinte foi delimitar as nove tempestades, entre uma hora antes e uma hora depois do começo da precipitação do granizo em superfície. As Figuras 3.3 e 3.4 ilustram essa metodologia, utilizando como exemplo a tempestade do caso 4. Uma vez delimitado a região da tempestade para cada passo de tempo, o próximo passo foi extrair a taxa de relâmpagos totais (TRT) e o máximo valor de cada parâmetro microfísico dentro dessa região delimitada para todo o período escolhido e assim construir os gráficos que irão compor os resultados deste trabalho.

Em razão desta metodologia, os parâmetros extraídos podem não necessariamente pertencer ao mesmo pixel (menor unidade de uma imagem de radar), no entanto, pertencem a mesma tempestade. A utilização do valor máximo de cada parâmetro auxilia no monitoramento das regiões mais intensas dentro de uma tempestade, as quais via de regra, são aquelas onde ocorrem a formação de granizo.

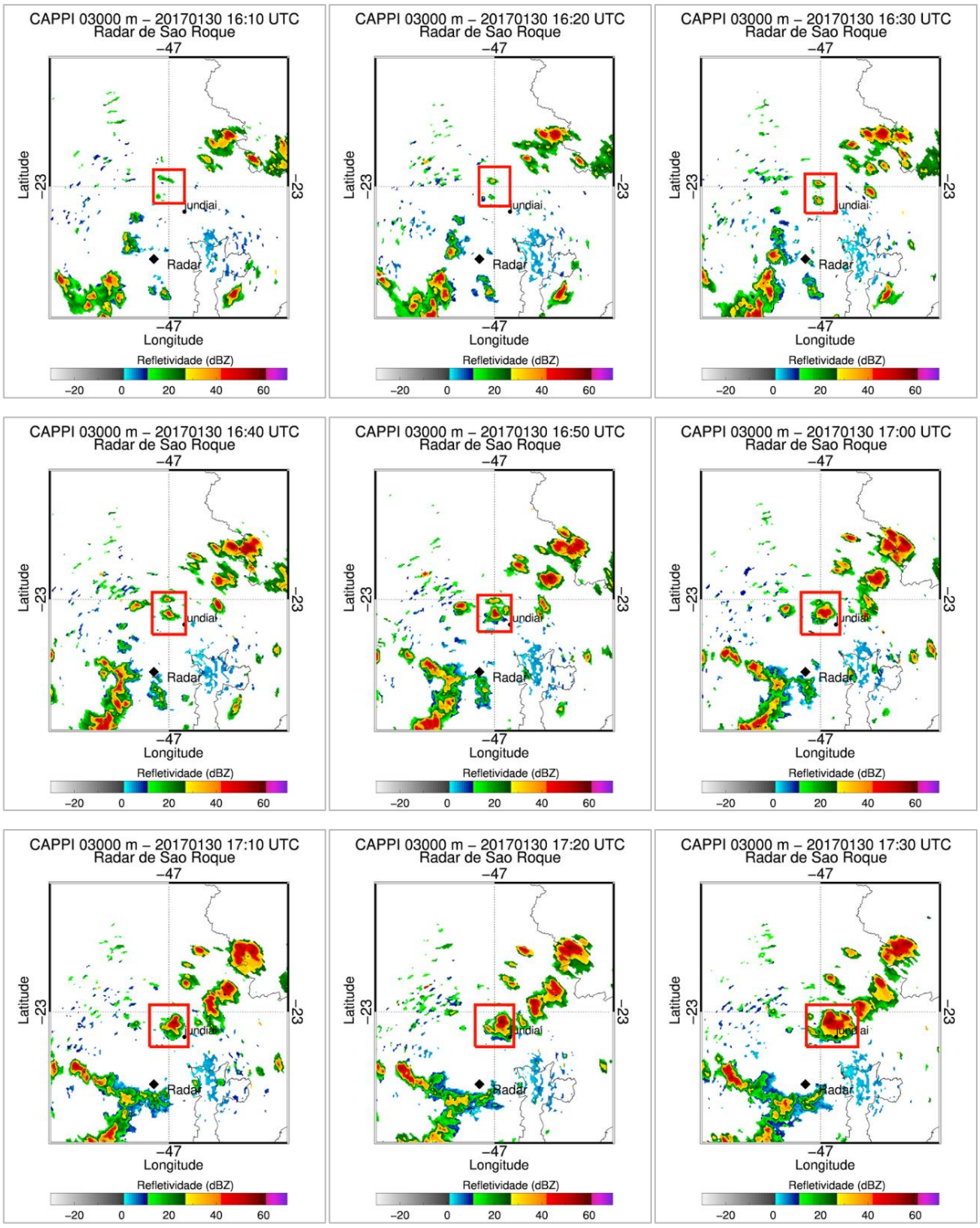

Figura 3.3 – Exemplo de como foi feito a delimitação das tempestades em cada passo de tempo de 10 min para o período total de duas horas de rastreamento deste sistema (continua na Figura 3.4).

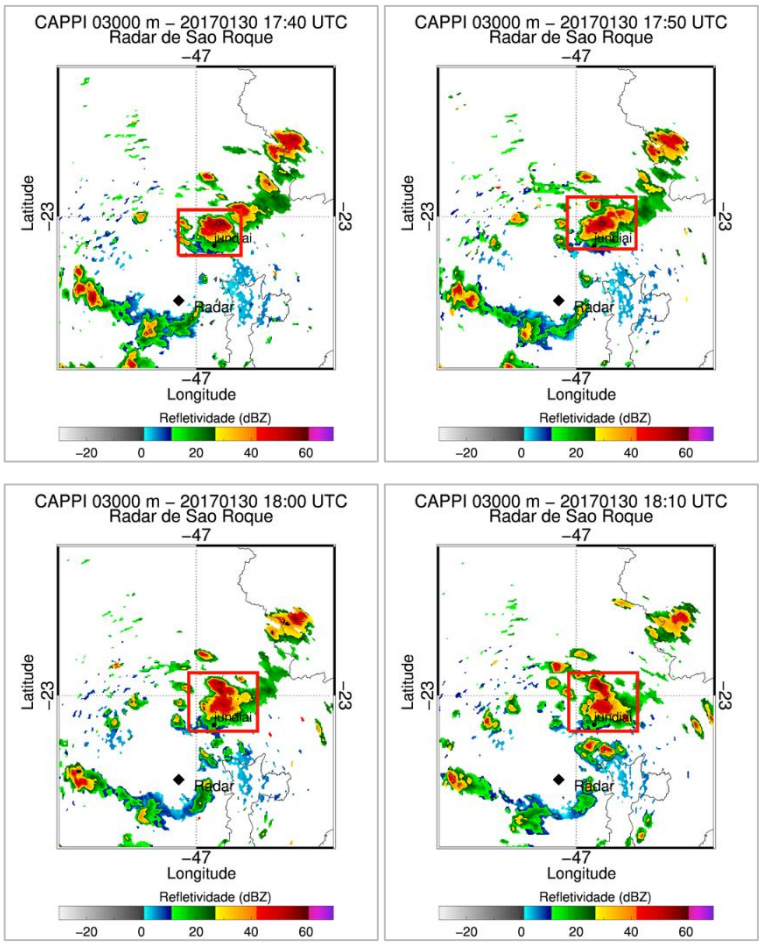

Figura 3.4 – Continuação da Figura 3.3 ilustrando a metodologia adotada para o rastreamento e a delimitação de cada tempestade, tomando como exemplo a tempestade que atingiu o município de Jundiaí.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo será apresentado os resultados deste trabalho, os quais foram produzidos conforme a metodologia descrita anteriormente. A primeira seção aborda a relação entre a microfisica e o ciclo de vida das tempestades caso por caso; a segunda seção exibe uma avaliação geral das tempestades com relação aos parâmetros microfísicos e relâmpagos; a terceira seção apresenta uma análise da refletividade em função da estrutura vertical das tempestades.

4.1 Avaliação dos Casos: Relação entre a Microfísica e Relâmpagos Durante o Ciclo de Vida das Tempestades

Nesta seção foram estudados todos os nove casos de tempestades de granizo conjuntamente com o objetivo de se analisar a evolução dos parâmetros microfísicos das mesmas, entre uma hora antes e uma hora depois do momento em que o granizo atingiu a superfície. Foram analisados os seguintes parâmetros: Conteúdo de Água Líquida Integrado Verticalmente (VIL, linha contínua azul), altura de Waldvogel (AW, linha contínua laranja), altura máxima do eco de 20 dBZ ($EcoTop20dBZ$, linha contínua vermelha) e a taxa de relâmpagos totais (IN + NS) por km^2 acumulados em intervalos de 10 min (T. R. T., linha contínua preta), como mostrado nas Figuras 4.1, 4.2 e 4.3. Nestas figuras a linha pontilhada na vertical (#granizo), remete ao horário aproximado que o granizo atingiu o solo de acordo com os relatos pessoais, e o eixo das abcissas, corresponde ao horário (UTC).

Analisando as imagens de radar (CAPPI de 3 km), pôde-se notar que todas as nove tempestades possuíram um ciclo de vida maior que o período de duas horas e que, em alguns momentos, as tempestades apresentavam mais de um núcleo convectivo, o que indica a possibiidade de serem tempestades de longa duração, como a do tipo multicelular. Como descrito na revisão bibliográfica deste trabalho, as tempestades multicelulares são definidas como uma sucessão de células que evoluem através de seu próprio ciclo de vida como em uma única tempestade unicelular, promovendo o desenvolvimento de novas células. Em condições de forte cisalhamento vertical do vento as células individuais podem ser bem integradas propiciando o aumento de sua dimensão e também de seu tempo de duração (ver

Figura 2.1). Um exemplo de uma tempestade de granizo que também durou horas, neste caso, mais de 4 horas, foi descrito por BENETI e CALHEIROS (1990). Deslocando-se por mais de 200 km, este sistema causou a queda de granizo nas cidades de Araçatuba e Bauru, ambas no interior do estado de São Paulo.

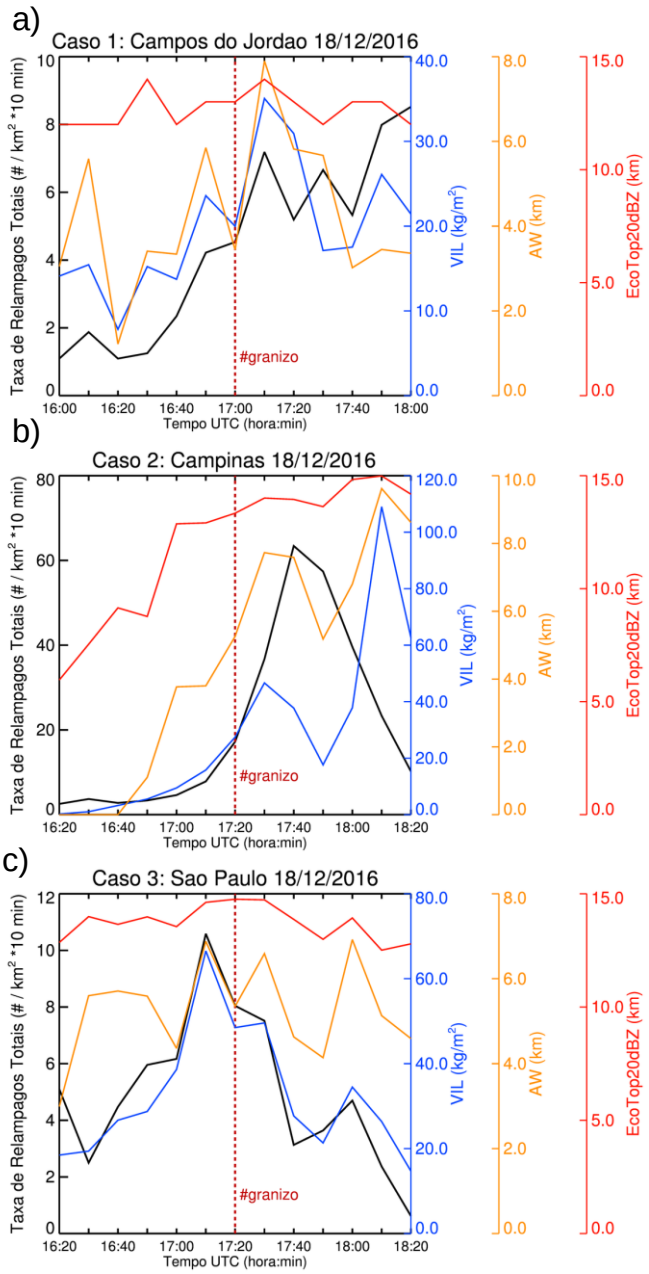

Figura 4.1 – Evolução temporal da taxa de relâmpagos totais (T. R. T, #/km²*10 min, linha na cor preta), Conteúdo de Água Líquida Integrado Verticalmente (VIL, kg/m², linha na cor azul), Altura de Waldvogel (AW, km, linha na cor laranja) e topo do eco de 20 dBZ ($EcoTop20dBZ$, km, linha na cor vermelha) para as tempestades com granizo ocorridas no dia 18 de dezembro de 2016: a) caso 1 (Campos do Jordão), b) caso 2 (Campinas) e c) caso 3 (São Paulo). A linha tracejada vertical na cor vermelha indica o momento do registro do granizo em superfície.

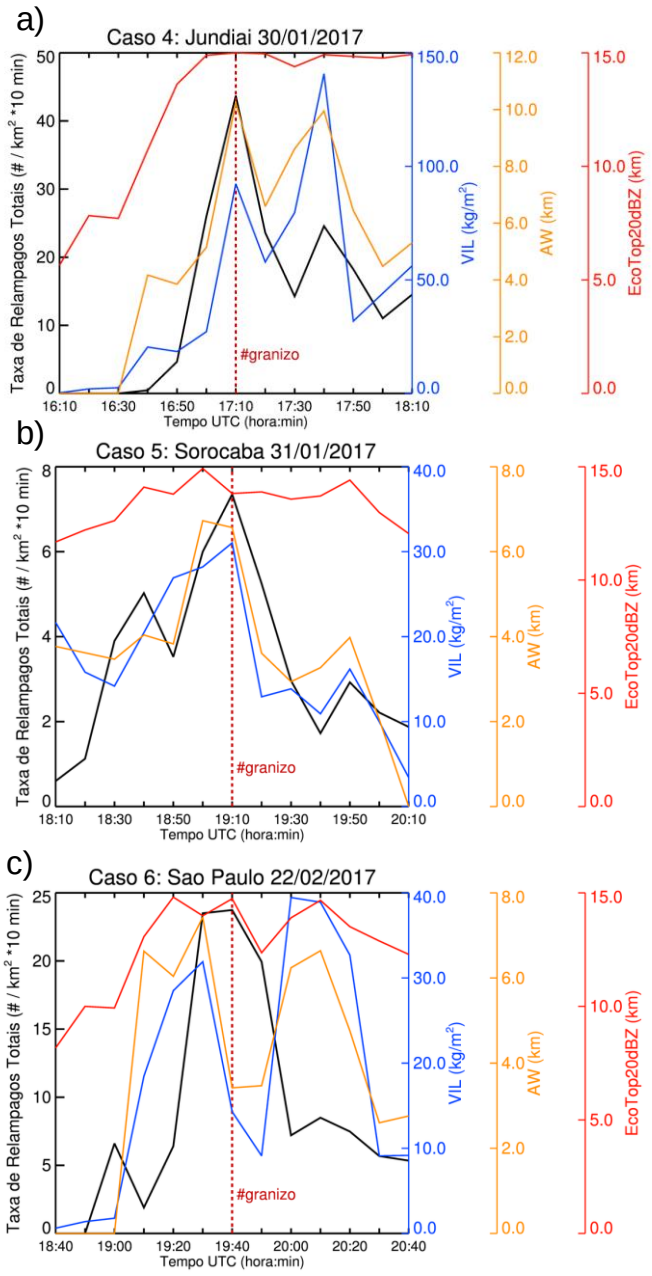

Figura 4.2 – Similar a Figura 4.1, porém, para as três tempestades com granizo ocorridas nos dias 30 e 31 de janeiro de 2017, e 22 de fevereiro de 2017: a) caso 4 (Jundiaí), b) caso 5 (Sorocaba) e c) caso 6 (São Paulo).

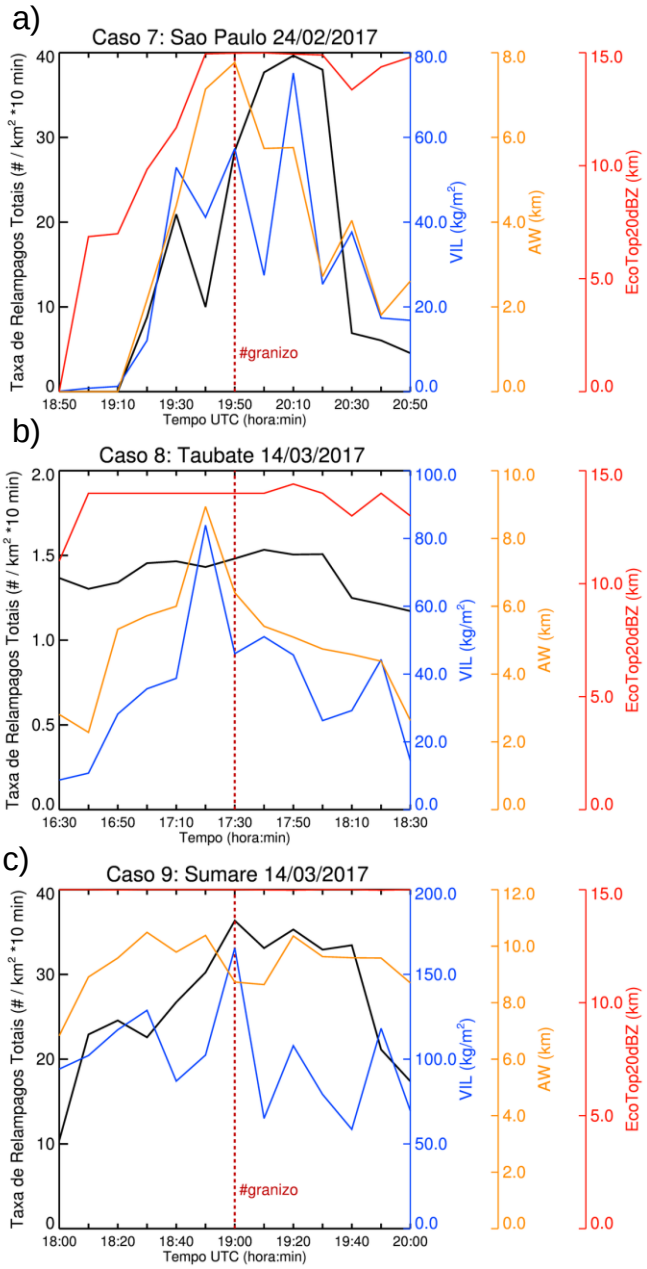

Figura 4.3 – Similar a Figura 4.1, porém, para as três tempestades com granizo ocorridas nos dias 24 de fevereiro de 2017 e 14 de março de 2017: a) caso 7 (São Paulo), b) caso 8 (Taubaté) e c) caso 9 (Sumaré).

Nas Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 verifica-se que algumas tempestades já estavam bem desenvolvidas uma hora antes do momento do granizo de acordo com o parâmetro $EcoTop20dBZ$ (altura do topo da nuvem), onde algumas já atingiam a altitude superior a 14 km (Figura 4.1 (c) e Figura 4.3 (c)). Ao longo do tempo, as tempestades foram se intensificando, aumentando o seu volume e sua área. Nota-se

através da TRT que a atividade elétrica dentro das tempestades foi seguindo esta mesma tendência. A intensificação das correntes ascendentes propiciaram um rápido aumento da concentração de hidrometeoros em seu interior, fazendo com que os parâmetros VIL e AW atingissem valores elevados. Em alguns casos antes do momento do granizo, estes mesmos parâmetros decaíram e logo apresentaram uma elevação (e. g., o evento do caso 5). Esta oscilação se deve a uma possível elevação da taxa de precipitação naquele momento, que logo em seguida foi cessada e restaurada com o surgimento de novos hidrometeoros.

Para os casos 1 e 2 o momento do granizo aconteceu aproximadamente 10 min antes de um pico máximo de AW e VIL, em um momento em que ambos parâmetros estavam em pleno crescimento. Em contrapartida, para os casos 4, 5, 7 e 9, este momento coincidiu justamente com um horário de pico. Enquanto que para as tempestades dos casos 3, 6 e 8, este momento foi registrado 10 min depois. De forma geral, o instante em que o granizo tocou a superfície foi na proximidade do momento de máximo valor desses parâmetros . O comportamente do VIL para as tempestades deste trabalho, foi semelhante as tempestades estudadas por Sperling (2018) e Regis (2017), onde o momento do granizo também foi reportado no mesmo instante ou na proximidade de um pico no valor do VIL. Logo em seguida ao início da precipitação do granizo, há consequentemente um declíneo destes parâmetros (efeito da precipitação do granizo).

A grande variação do parâmetro VIL ao longo do ciclo de vida das tempestades, denota um rápido aumento na disponibilidade de água líquida o que favorece a formação do granizo. Os valores registrados no momento do granizo para o parâmetro VIL variou entre as tempestades, de 20 kg/m² a 150 kg/m², denotando entre ambas características microfísicas e dinâmicas distintas. Green e Clark (1972) discutem esta alternância de VIL como um indicador de "desenvolvimento explosivo" da tempestade, tornando essa informação importantíssima para a previsão de tempo severo. Seguindo esta lógica, a AW mostrou uma variação entorno de 3 a 10 km. Como descrito anteriormente, por se tratarem de tempestades multicelulares, em alguns casos as tempestades voltaram a se intensificar e até apresentaram outros picos de máximos valores, que para estes horários não se tiveram registros da queda de granizo (e. g., o evento do caso 6).

Os valores da TRT aumentaram até o momento do granizo. O aumento da atividade elétrica dentro das nuvens foi favorecida pelas fortes correntes ascendentes e as colisões entre cristais de gelo e granizo na presença de água líquida super-resfriada. Uma vez iniciada a precipitação do granizo, a TRTtende a diminuir substancialmente em alguns sistemas devido ao enfraquecimento das correntes ascendentes. Este comportamento pode ser observado nas Figuras 4.1 (a) e 4.2 (a,b e c).

A tempestade do caso 9 (Figura 4.3 (c)) apresentou a mais alta taxa de relâmpagos ao longo do ciclo de vida entre todas as tempestades. Portanto, escolheu-se essa tempestade para analisar com maior detalhamento a sua estrutura vertical. A Figura 4.4 mostra o CAPPI de 3 km de altura as 19:00 UTC. Observa-se uma tempestade bastante intensa, cobrindo uma vasta área e com dois núcleos que se destacam com uma refletividade superior a 60 dBZ.

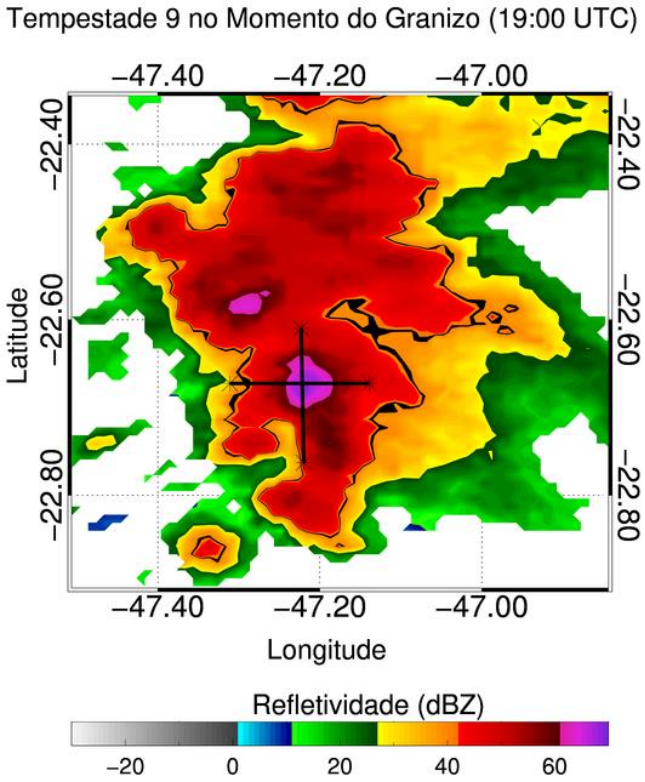

Figura 4.4 – CAPPI de 3 km de altura de refletividade para a tempestade do caso 9, registrando dois núcleos de refletividade intensa.

De acordo com os relatos, a precipitação do granizo desse caso foi reportada

próxima ao núcleo convectivo inferior da imagem. Feito esta consideração, dois cortes transversais verticais foram realizados, um no sentido longitudinal e outro na latitudinal como indicado nesta mesma figura.

A Figura 4.5 é o campo de refletividade em função da altura, formado a partir dos cortes verticais. A imagem da esquerda refere-se ao corte longitudinal enquanto que o da direita, o corte latitudinal. Pode-se observar uma coluna de refletividade bastante intensa (> 60 dBZ) centrada entre 8 e 12 km de distância, possivelmente indicando a presença de uma grande concentração de granizo. Esta Z encontrada, se assemelha da tempestade que ocorreu em 2012 no momento da precipitação do granizo (Albrecht et. al, 2012) e no estudo de caso de Régis (2017). Tais estudos fizeram uso do corte vertical para encontrar ambos os resultados. Ainda na Figura 4.5, é possível perceber que uma parte desta região intensa de Z esta localizada abaixo da isoterma de 0 °C, o que reforça a precipitação do granizo em superfície. Esta tempestade atingiu 15 km de altura e temperaturas com valores menores que -40 °C em sua parte superior.

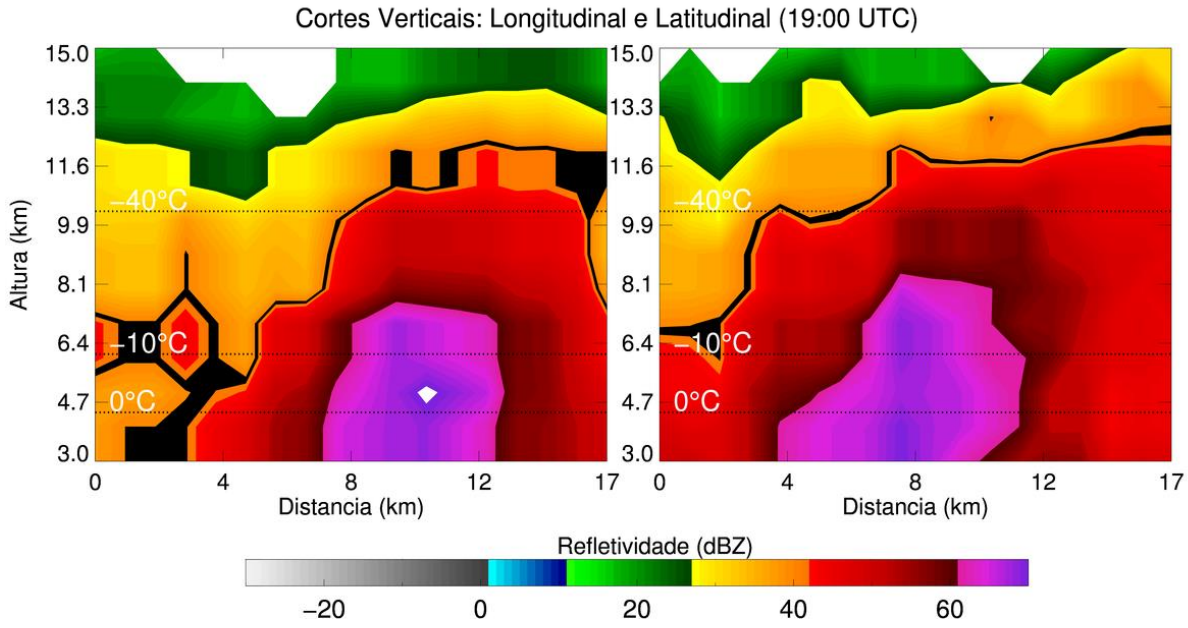

Figura 4.5 – Seção transversal vertical de refletividade para a tempestade do caso 9 mostrada na Figura 4.4. A imagem da esquerda mostra a seção realizada de maneira longitudinal e a da direita a seção transversal e refletividade pela altura, formado a partir dos cortes verticais para a tempestade

A Figura 4.6 mostra a evolução temporal do perfil vertical de refletividade em

função do ciclo de vida da tempestade discutida anteriormente (caso 9). Para esta análise foi extraído para cada nível de altura (entre 3 e 15 km) o máximo valor de refletividade. Esse procedimento foi empregado para cada passo de tempo do ciclo de vida da mesma. Ao analisar a figura observa-se que já a 30 min antes do momento do granizo, os valores de refletividade eram significativamente elevados até uma altitude próxima de 9 km. No momento do granizo é o instante onde se obtém o máximo valor de Z. Nota-se valores de aproximadamente 70 dBZ (região na cor roxa clara) às 19:00 UTC desde a base da nuvem até 8 km de altura, indicando a ocorrência de granizo. Após as 19:00 UTC os valores de refletividade diminuem levemente, no entanto, se mantem acima de 60 dBZ nos próximos 30 min. Este resultado mostra que toda a estrutura vertical (até 8 km de altura) da tempestade indicava a existência de grandes pedras de gelo no interior da tempestade, em concomitância ao horário de registro de granizo em solo.

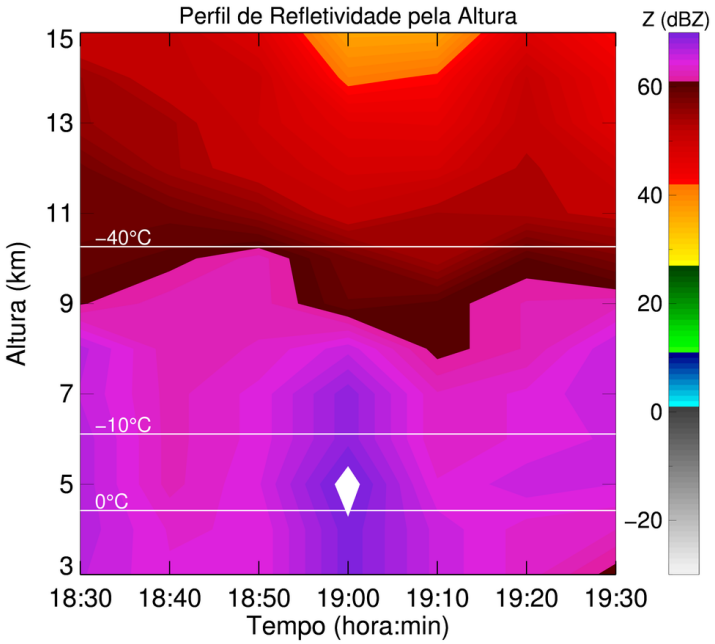

Figura 4.6 – Perfil de refletividade pela altura ao longo do tempo, descrevendo a evolução da refletividade em todos os níveis antes, durante e depois do evento do granizo.

4.2 Avaliação Geral: Relação entre a Microfísica de Nuvens e Relâmpagos de Todas as Tempestades

Os resultados das seções anteriores mostraram que embora o momento do granizo é acompanhado de um alto crescimento entre os parâmetros microfísicos, parece haver uma varibilidade na distribuição dos parâmetros entre as tempestades. Isso indica que as tempestades podem possuir intensidades diferentes. Neste sentido torna-se importante avaliar a variabilidade dos parâmetros microfísicos entre as tempestades. Neste sentido, foram avaliados a distribuição dos parâmetros micrófísicos considerando um intervalo de 1 hora, centrado no momento do granizo, isto é, -30 min, -20 min, -10 min, momento do granizo, +10 min, +20 min e +30 min. São avaliados os seguintes parâmetros: VIL, $DVIL$, $Ecotop35dBZ$, $Ecotop20dBZ$, AW, MAXPIX e TRT.

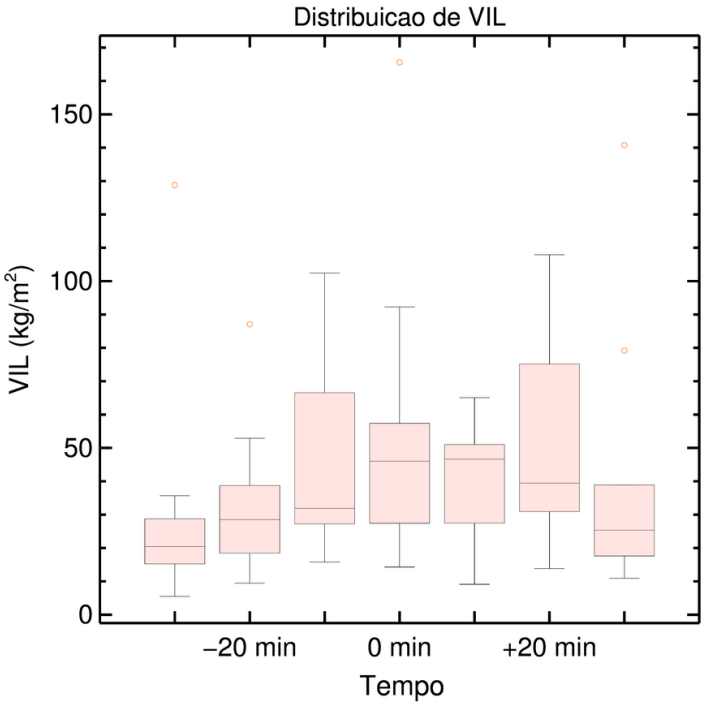

Figura 4.7 – Diagrama *boxplot* do Conteúdo de Água Líquida Integrado Verticalmente (VIL, em kg/m²) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.

Para a distribuição de VIL (Figura 4.7), os valores deste parâmetro seguiram um têndencia de aumento até 10 min antes, no entanto, a mediana (linha sólida dentro da caixa) teve um suave aumento, passando de 20 kg/m² para 30 kg/m². No momento do granizo, houve um aumento significativo no valor da mediana (próximo de 50 kg/m²), uma menor variação dos valores e um declíneo do limite superior, indicando

um aumento na disponibilidade de água líquida; fator fundamental para formação de particulas de gelo. Ainda neste momento, pode-se perceber um valor discrepante (~ 150 kg/m²). Este altíssimo valor de VIL remete a tempestade do caso 9, considerada neste estudo como sendo a tempestade mais intensa dentre as selecionadas. Análogo a este caso, foi encontrado por Leal (2008) para uma tempestade registrada no ano de 2000. Em seu estudo, o autor encontrou o valor de 148,4 kg/m². Após 10 min do registro do granizo em superficie a mediana praticamente se manteve constante.

Ainda para a Figura 4.7, no tempo seguinte (+20 min), foi o instante em que houve a maior variabilidade na distribuição dos valores de VIL, demonstrando o fortalecimento de algumas tempestades mesmo após a precipitação do granizo e indicando significativas diferenças microfísicas entre as 9 tempestades. Nota-se que 75% dos valores estavam acima de 30 kg/m² e o limite superior ultrapassou a marca de 100 kg/m². Após 10 min, nota-se uma diminuição da distribuição ressaltando a presença de dois dados discrepantes (pontos em laranja) para este tempo.

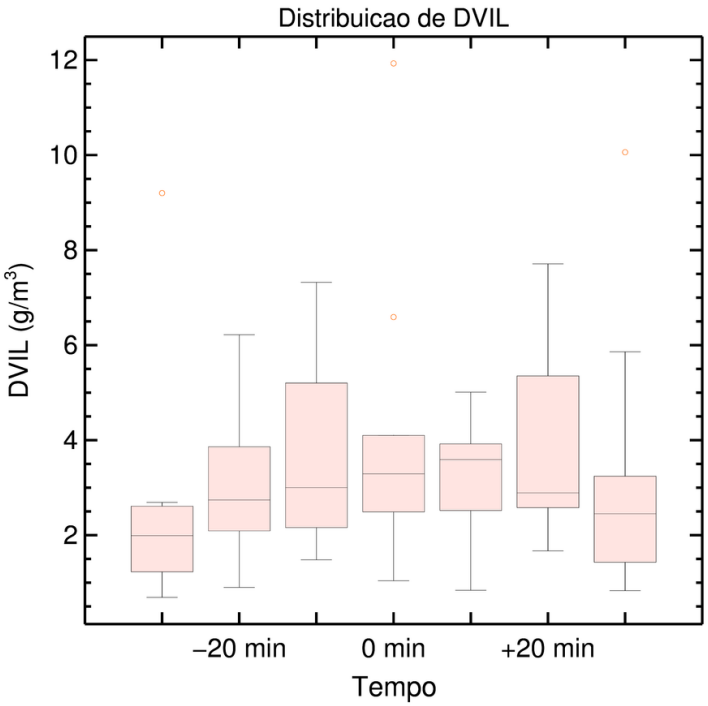

Figura 4.8 – Diagrama boxplot de Densidade de VIL ($DVIL$, em g/m³) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.

A Figura 4.8 apresenta a distribuição de $DVIL$. Esta figura evidencia forte au-

mento nos valores de $DVIL$ até 10 min antes do tempo de ocorrência de granizo.No tempo 0 min a mediana atingiu um valor de aproximadamente 3 g/m³ e 75% dos valores estavam acima de 2,5 g/m³. Novamente, o dado discrepante refere-se a tempestade do caso 9 (~ 12 g/m³). Leal (2008) encontrou um valor de 15 g/m³ para a tempestade citada anteriormente. Gomes e Held (2004) utilziaram $EcoTop10dBZ$ e documentaram que $DVIL$ entre 2,3–3,3 g/m³ estaria associado a tempestades com ventos intensos e granizo. Importante ressaltar que para este presente estudo, o cálculo de $DVIL$ foi realizado utilizando o $Ecotop20dBZ$, enquanto Gomes e Held (2004) utilizaram o $Ecotop10dBZ$, porém os valores obtidos para o $DVIL$ foram praticamente da mesma intensidade, demonstrando a real severidade que estes sistemas atingiram quando se comparado com o estudo de Gomes e Held (2004). Nos tempos seguintes, atenta-se para um aumento da distribuição no tempo +20 min e uma diminuição em +30 min.

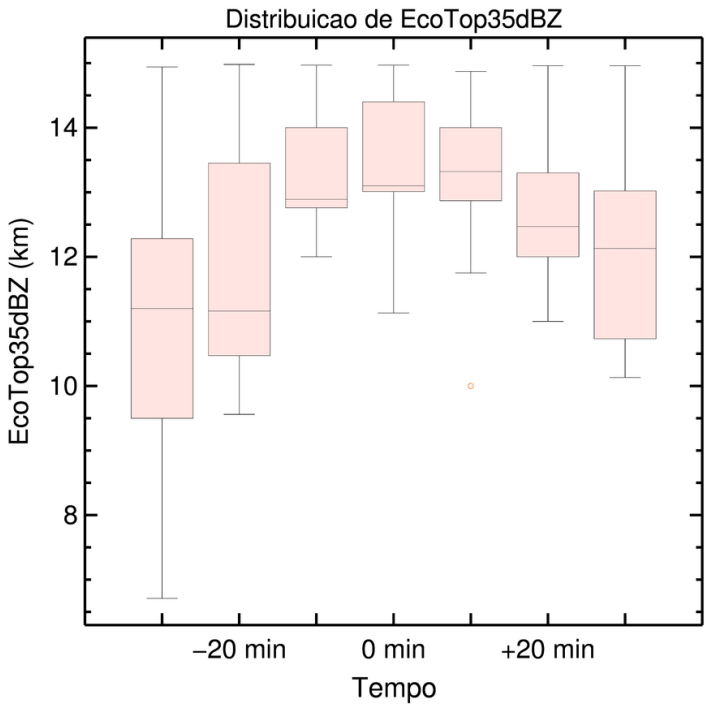

Figura 4.9 – Diagrama boxplot da altura máxima do eco de 35 dBZ ($EcoTop35dBZ$, em km) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.

A Figura 4.9 mostra a distribuição do parâmetro $EcoTop35dBZ$. Pode-se notar que 30 min antes do momento do granizo, as tempestades já apresentavam um

grande desenvolvimento vertical mostrando que 75% das tempestades possuíam um alto valor de altura, ultrapassando a marca 9 km. No tempo -20 min não houve uma variação significativa da mediana, no entanto, houve um aumento no valor do percentil de 75%. No momento do granizo (tempo 0 min), tem-se o maior valor para o percentil de 25%. Estes resultados indicam a existência de grandes partículas de granizo ou gotas de chuva em altura de 13 km. Com o início da precipitação do granizo, a altitude máxima da refletividade de 35 dBZ foi diminuindo, indicando assim o enfraquecimento destes sistemas.

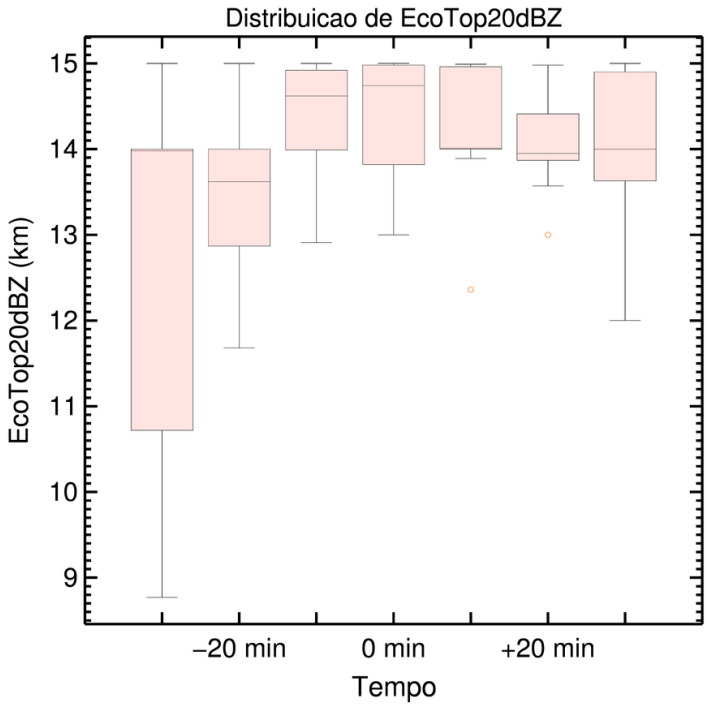

Figura 4.10 – Diagrama boxplot da altura máxima do eco de 20 dBZ ($EcoTop20dBZ$, em km) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.

Similar a Figura 4.9, a distribuição de $EcoTop20dBZ$ (Figura 4.10) demonstrou um comportamento semelhante, porém atingindo alturas maiores. Importante ressaltar, que o $EcoTop20dBZ$ representa a altura do topo da tempestade. Baseado nisso, os resultados indicam que as máximas alturas das tempestades são encontradas no momento da ocorrência do granizo (mediana de 14 km de altura). De fato, este momento está associado a fortes correntes ascendentes, as quais são capazes de levan-

tar partículas de precipitação até níveis mais altos. A grande variabilidade na distribuição dos valores da altura das nuvens em -30 min, possivelmente sugere tempestades com diferentes condições dinâmicas iniciais. Mesmo após 30 min depois da precipita

ção do granizo, o topo das tempestades permaneceu acima da altitude de 12 km.

A Figura 4.11 exibe a distribuição do máximo valor de refletividade encontrado na estrutura vertical das tempestades. É notável o aumento dos valores máximos quando o ciclo de vida se aproxima do momento do granizo. Após este instante, a mediana se mantêm próximo do valor de 60 dBZ, porém, os valores demonstram um leve aumento até o tempo +20 min. Importante ressaltar que valores altos de refletividades estão associados a hidrometeoros de grande tamanho, como discutido por Rinehart (2004). Por exemplo, valores de Z acima de 40 dBZ indicam a presença de granizo, ou seja, para todo o intervalo de 1 hora, observa-se a presença significativa de granizo em todas as tempestades.

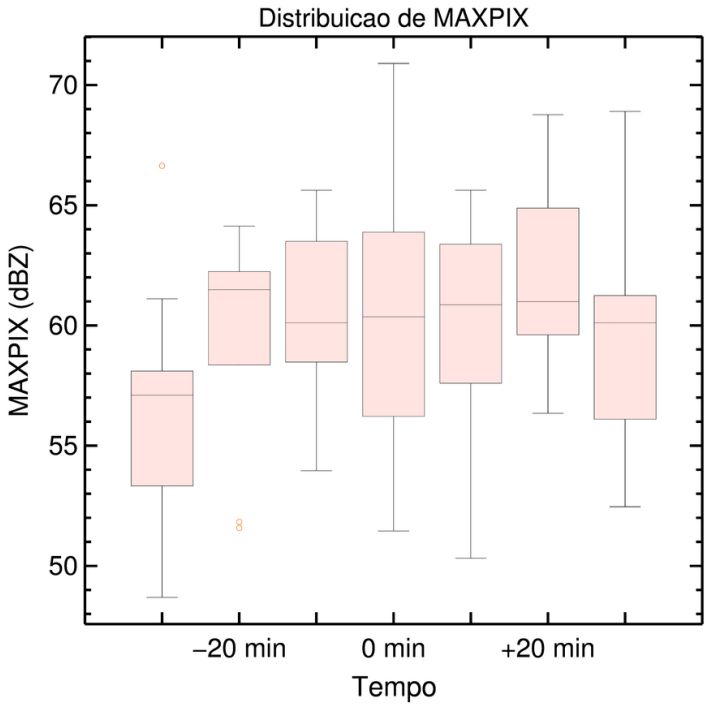

Figura 4.11 – Diagrama boxplot da máxima refletividade de toda coluna da tempestade (MAXPIX, em dBZ) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.

Os resultados anteriores sugeriram que particulas grandes de águá líquida e

gelo são fundamentais para a ocorrência de granizo em superfície. Assim torna-se importante analisar como a espessura da camada de gelo evolui ao longo do ciclo de vida das tempestades. Neste sentido, o parâmetro AW, nos fornece a expessura da camada no interior da nuvem onde se encontra uma grande concentração de partículas de gelo (Figura 4.12). Pode-se notar a existência de uma larga espessura de camada de gelo no interior das tempestades 30 min antes do início da precipitação. Nos tempos seguintes, nota-se um aumento significativo desta camada gelo, atingindo máximo valor 10 min antes (expessura de aproximadamente 7 km) do momento do granizo e mantendo-se 10 min depois. Esses resultados indicam a rápida formação de uma espessa camada com bastante quantidade de granizo minutos antes de sua queda, atingindo assim a superfície. De fato, a ocorrência do máximo da altura de Waldvogel antes da queda do grande em superfície, indica uma possivel utilização da AW como parâmetro preditor da ocorrência de granizo.

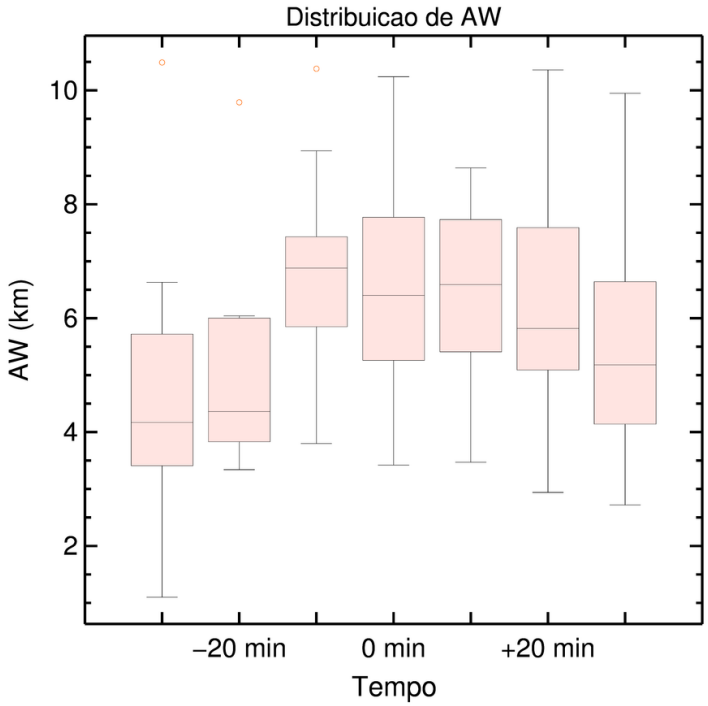

Figura 4.12 – Diagrama boxplot da Altura de Waldvogel (AW, em km) em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.

Diversos estudos na literatura (GOODMAN et al.,1989; CAREY; RUTLEDGE, 1996; LÓPEZ; AUBAGNAC, 1997; BRUNING et al., 2007; VENTURA et al., 2013) tem

mostrado a forte correlação existente entre a existência de gelo nas nuvens e a ocorrência de relâmpagos. Os relâmpagos intranuvem e nuvem-solo foram analizados em conjunto, definindo-se o termo TRTcomo mostrado na Figura 4.13. Nitidamente é observado um rápido aumento na quantidade de relâmpagos totais antes da precipitação do granizo, como mostrado no aumento repentino nos valores da mediana, que passou de 5 para 19 relâmpagos/km^2*10min. Como discutido por Mattos (2009) este rápido aumento na TRT está associada a intensificação das correntes ascendentes no interior das tempestades, favorecendo a formação de cristais de gelo e granizo, que por sua vez, está diretamente relacionado com o aumento da atividade elétrica.

A partir do momento do granizo, essa taxa de relâmpagos permanece alta e com uma maior variabilidade nos valores entre as tempestades. Novamente, como as tempestades alcançaram diferentes intensidades, nota-se que mesmo a partir da precipitação do granizo ainda se observa uma enorme variabilidade sobre a TRTentre os sistemas convectivos, o que poderia ser uma consequencia natural das condições dinâmicas e microfísicas que ambas apresentaram.

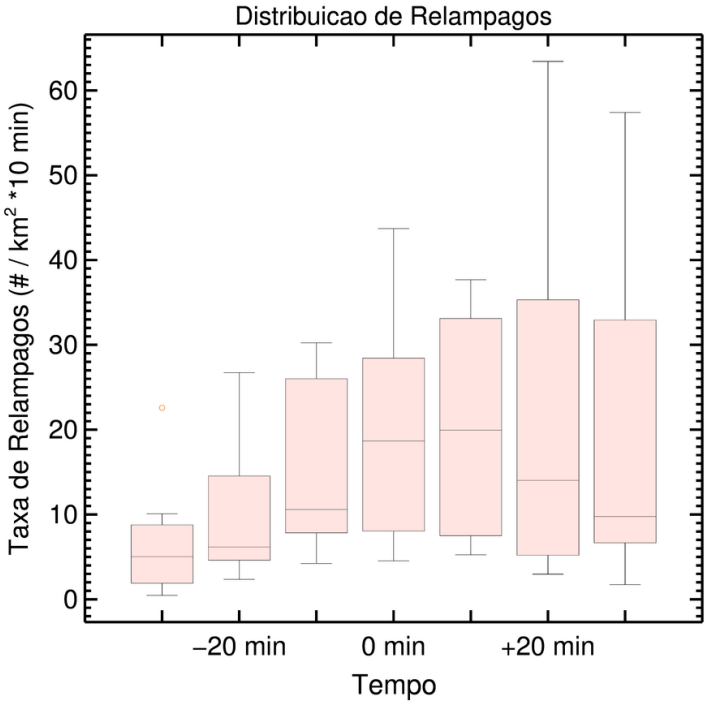

Figura 4.13 – Diagrama boxplot da taxa de relâmpagos totais (T. R. T., #/km^2*10 min), IN + NS, em função do ciclo de vida das nove tempestades de granizo.

No intuito de sintetizar os principais valores encontrados para os seis parâmetros microfísicos e para a taxa de relâmpagos totais, foi extraído os valores do percentil de 50% (mediana) como mostrado na Tabela 4.1. Esta tabela evidencia resultados interessantes. Constata-se que os valores para estes parâmetros seguem uma tendência de aumento atingindo os maiores valores no momento do granizo ou após 10 min do evento. Após este instante esses valores diminuem gradativamente nos minutos seguintes. Essa síntese sugere fortemente que é possível identificar o momento da ocorrência do granizo em superfície utilizando-se dados de radar. Além disso esses valores poderiam ser utilizados para desenvolver alertas da eminência de ocorrência de gelo em superficie.

Tabela 4.1 – Percentis de 50% dos parâmetros microfísicos em função do ciclo de vida das tempestades. São mostrados os seguintes parâmetros: VIL, $DVIL$, AW, $EcoTop35dBZ$, $EcoTop20dBZ$, MAXPIX e T. R. T.

Tempo	VIL (kg/m²)	DVIL (g/m³)	AW (km)	EcoTop35dBZ (km)	EcoTop20dBZ (km)	MAXPIX (dBZ)	Taxa de R. T. (#/km² * 10 min)
-30 min	20,4	2,0	4,2	11,2	14,0	57	5
-20 min	28,5	2,7	4,4	11,2	13,6	61	6
-10 min	31,9	3,0	6,9	12,9	14,6	60	11
granizo	46,0	3,3	6,4	13,1	14,7	60	19
+10 min	46,6	3,6	6,6	13,3	14,0	61	20
+20 min	39,5	2,9	5,8	12,5	14,0	61	14
+30 min	25,4	2,5	5,2	12,1	14,0	60	10

4.3 Análise da Estrutura Vertical das Tempestades em Função da Refletividade Durante o Ciclo de Vida

Um importante método para analisar a evolução da estrutura vertical de tempestades, é a utilização do diagrama CFAD (do inglês, *Contour Frequency by Altitude Diagrams*). Proposta inicialmente por Yuter e Houze (1995), este tipo de gráfico descreve a frequência de ocorrência de uma certa variável para cada nível de altura. A Figura 4.12 apresenta o CFAD para cada passo do ciclo de vida de todas as tempestades em conjunto, ou seja, 30 min antes até 30 min depois da queda do granizo. Esta figura representa a frequência de ocorrência de valores de refletividade em intervalos a cada 2 dBZ para cada nível de altura em intervalos a cada 1 km (posteriormente convertidos em níveis de temperatura).

Ao analisar a figura observa-se que durante todo o intervalo de uma hora, a frequência de refletividade foi maior entre os intervalos de 15 a 35 dBZ analisando toda a coluna de precipitação para os tempos -30, -20 e -10 min. Para o instante da queda do granizo, verifica-se um aumento da frequência de entre 30 a 40 dBZ próximo a isoterma de 0 °C, indicando o descongelamento da camada com granizo, o que próprimente resultou no aumento da refletividade. Resultado semelhante ao encontrado por Sperling (2018) no qual também foi observado um aumento na frequência dos valores de refletividade próximo a superfície (2 km de altura).

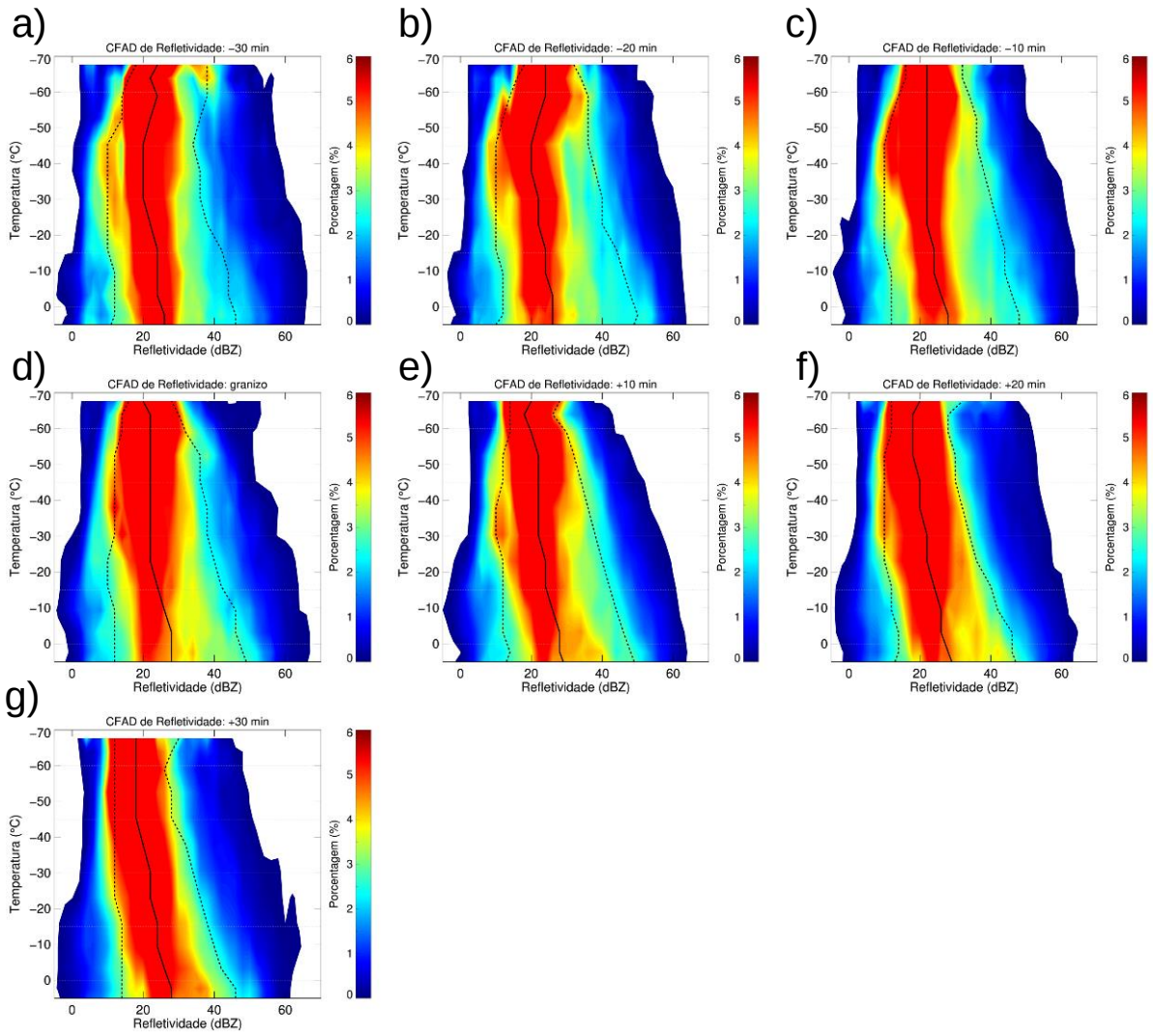

Figura 4.14 – Histograma bidimensional (do inglês, *Contour Frequency by Altitude Diagrams*) da temperatura em função da refletividade para cada etapa do ciclo de vida das tempestades: a) -30 min, b) -20 min, c) -10 min, d) granizo, e) +10 min, f) +20 min e g) +30 min para as nove tempestades de granizo. Para o desenvolvimento deste histograma foram utilizados intervalos de altura e refletividade de 1 km e 2 dBZ, respectivamente. As linhas verticais correspondem, da esquerda para a direita, o percentil de 10, 50 e 90%.

5. CONCLUSÃO

Este trabalho avaliou a relação entre as características microfísicas das tempestades e a ocorrência de granizo em superfície. Foi avaliado a evolução de seis parâmetros microfísicos e a taxa de relâmpagos totais antes, durante e depois do momento em que se registrou o início da precipitação de granizo em superfície. Através de uma análise minuciosa do CAPPI de 3 km pôde-se constatar que cada uma das nove tempestades selecionadas foi constituída por mais de uma nuvem do tipo *Cumulonimbus*, caracterizando-as como tempestades multicelulares.

Analisando os parâmetros VIL, $EcoTop35dBZ$, AW e TRT, foi documentado que em todos os casos ocorreu um rápido aumento nos valores dos parâmetros microfísicos antes do registro do granizo em solo. Este aumento foi o resultado da intensificação das correntes ascendentes durante o desenvolvimento das tempestades, que favoreceu o aumento da concentração de hidrometeoros no interior das tempestades. Diretamente relacionado, a atividade elétrica se intensificou no decorrer da evolução das mesmas devido as condições favoráveis para sua formação.

A evolução destes parâmetros microfísicos destacou que a tempestade que atingiu o município de Sumaré demonstrou ser a mais intensa entre as tempestades estudadas. De fato, com o estudo de sua estrutura vertical, pôde-se verificar que a tempestade continha um alto valor de Z (~ 70 dBZ) em toda sua coluna de precipitação, evidenciando a grande concentração de granizo em seu interior. O seu extenso ciclo de vida (> 2 h) e sua grande dimensão, são outras características encontradas que demonstraram a sua vigorosidade.

Através das análises dos diagramas boxplots, ficou evidenciado que embora um aumento nos parâmetros foi observado, houve uma certa variabilidade entre as tempestades. Essa variabilidade é fruto das diferentes intensidades que ambas as tempestades atingiram. De posse destas informações montou-se uma tabela com os valores da mediana para cada parâmetro microfísico em função do ciclo de vida das tempestades. Observou uma tendência positiva da mediana até o momento do granizo indicando um rápido aumento destes parâmetros antes do início da precipitação do granizo. Esses valores encontrados neste trabalho possuem potencial de servirem de referência para o desenvolvimento de futuras ferramentas de previsão de ocorrência

de granizo baseadas em sensoriamento remoto e com isso minimizar suas consequências.

Adicionalmente, este estudo demonstrou a importância do radar meteorológico como uma ferramenta primordial para se obter informações fundamentais a respeito de toda a estrutura vertical de uma tempestade, servindo como um auxílio para a tomada de decisão em diversas situações que tornam estes sistemas convectivos passivos de estudo e compreensão. Devido a sua mais alta capacidade de distinguir os tipos de hidrometeoros das nuvens, um melhor aprofundamento poderá ser obtido utilizando-se informações de radares polarimétricos. Além disso, sugere-se para trabalhos futuros expandir essas análises para outras regiões do Brasil, o que seria fundamental para aprimorar este entendimento e para a regionalização desta compreensão visando desenvolver ferramentas de *nowcasting* focadas nas particularidades de cada região.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; MATTOS, E. V.; BISCARO, T. S.; MACHADO, L.; ANSELMO, E.; NEVES, J. R. Tempestades e tempo severo durante o experimento CHUVA-GLM Vale do Paraíba. **XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Gramado, 2012.

BATAN, L. J. **Radar observes the weather.** Garden City: Anchor Books, 1962. 158p.

BATTAN, L.J. **Radar observation of the atmosphere.** Chicago: University of Chicago Press, 1973. 324p.

BENETI, C. A. A.; CALHEIROS, E. R. V. Análise do conteúdo de água líquida e da evolução temporal de uma tempestade severa observada pelo radar de Bauru. **Anais VI congresso Brasileiro de Meteorologia**, SBMET, Salvador, p. 748-752, 1990.

BEREZUK, A. G. Eventos extremos: Estudo da chuva de granizo de 21 de abril de 2008 na cidade de MARINGÁ-PR. **Revista Brasileira de Climatologia,** [S.l.], v. 5, fev. 2009. ISSN 2237-8642. Disponível em: <(https://revistas.ufpr.br/revistaab-clima/article/view/50483/31577)>. Acesso em: 15 de novembro de 2017.

BRUNING, E. C.; RUST, W. D.; SCHUUR, T. J.; MACGORMAN, D. R.; KREHBIEL, P. R.; RISON, W. Electrical and polarimetric radar observations of a multicell storm in TELEX. **Monthly Weather Review**, v.135, p. 2525-2544, 2007.

CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.59, p.33-64, 1996.

CLARK, R. A.; GREENE, D. R. Vertically Integrated Liquid Water. **A New Analysis Tool. Mon. Wea. Rev**, 100, p. 548-552, 1972.

COUTO, F. T.; FOSTER, P. R. P. Descrição de um evento de granizo na zona rural de São Lourenço do Sul – RS, com apoio de sensoriamento remoto. **XVI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, CBAGRO, Belo Horizonte, 2009.

CRAHI – Centre de Recerca Aplicada em Hidrometeorologia. **Proceso de adqusición de los datos radar y formas habituales de representación.** Disponível em: <(

http://www.crahi.upc.edu/curs/html_pages/trasp2.html)>. Acesso em: 12 de setembro de 2018.

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

ELAT–GRUPO DE ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA. **Sistemas de detecção**. Disponível em: <(http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/tecnicas-/sistemas.de.-deteccao.php)>. Acesso em: 15 de nov. de 2017.

G1 MARÍLIA E BAURU. **Formação de nuvem gigantesca assusta moradores de tupã**. Disponível em: <(http://g1.globo.com/sp/bauru-marilia/noticia/2016/06/formacao-de-nuvem-gigantesca-assusta-moradores-de-tupa.html)>. Acesso em: 31 de dez. de 2017.

G1. **Granizo causa prejuízos de R$ 500 mil em granjas de Pratápolis, MG.** Disponível em: <(http://g1.globo.com/mg/sul-de-minas/noticia/2016/10/granizo-causa-prejuizos-de-r500-mil-em-granjas-de-pratapolis-mg.html)>. Acesso em: 05 de dez. de 2017.

GOMES, A. N. Utilização do parâmetro densidade de vil no alerta de tempestades severas na área central do estado de São Paulo. **XII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Foz de Iguaçu, 2002

GOMES, A. M.; HELD, G. Determinação do parâmetro densidade VIL para alerta de tempestades. **XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia,** (CD ROM), SBMET, Fortaleza, 2004.

GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E.; WRIGHT, P. D. Polarization radar and electrical observations of microburst producing storms during COHMEX. In: Conferência de Radar Meteorológico, 24., 1989, Tallahassee. **Proceedings…** Am. Meteorol. Soc., 1989. p.27-31. Disponível em: <(http://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=19900041546)>. Acesso em: 8 de ago. de 2018.

IDL. **Visualização e análise de seus dados.** Disponível em: <(http://www.idl.net.br-/index.php?link=index)>. Acesso em: 9 de ago. de 2018.

LEAL, D. C. **Determinação e avaliação do parâmetro densidade VIL para alerta de tempestades**. 2008. Trabalho Final de Graduação, UNESP.

LÓPEZ, R. E.; AUBAGNAC, J.-P. The lightning activity of a hailstorm as a function of changes in its microphysical characteristics inferred from polarimetric radar observations. **Journal of Geophysical Research**, v.102, p.799-813, 1997.

MATTOS, E. V. **Relações das propriedades físicas das nuvens convectivas com as descargas elétricas.** 2009. Dissertação de Mestrado, INPE.

PINTO Jr., O. **A Arte da guerra contra os raios.** São Paulo: Oficina de Textos, 2005. 80p.

PINTO Jr., O.; PINTO, I. R. C. B. **Tempestades e relâmpagos no Brasil.** São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000. 196p.

QUEIROZ, A. P. **Monitoramento e previsão imediata de tempestades severas usando dados de radar.** 2008. Dissertação de Mestrado, INPE.

QUEIROZ, A. P.; CRUZ, J. S.; CARVALHO, P. R. B.; FRANÇA, V. D. J. Estudo de caso de granizo no Distrito Federal com a utilização de índices de instabilidades. **Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica.** 2012. Disponível em: <(https://www.redemet.aer.mil.br/uploads/2014/04/GranizoDF.pdf)>. Acesso em: 31 de dez. de 2017.

REGIS, M. V. **Estudo de caso de um evento convectivo de tempo severo no sul de Minas Gerais – MG.** 2017. Trabalho Final de Graduação. UNIFEI

RINEHART, R. E. **Radar for meteorologists.** 4ª ed. Nevada: Rinehart Publications. 2004. 482p.

ROGERS, R. R. **A short course in cloud physics.** 2ª ed. Oxford: Pergamon Press. 1979. 235p.

SPERLING, V. B. **Processos físicos e elétricos das tempestades de granizo na região sul do Brasil.** 2018. Tese de Doutorado. INPE.

VENTURA, J. F.; HONORÉ, F.; TABARY, P. X-band polarimetric weather radar observations of a hailstorm. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technolog**, v.30, p.2143-2151, 2013.

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

WALLACE, M. J; HOBBS, V. P. **Atmospheric science: na introductory survey.** 2ª ed. New York: Academic Press. 2006. 504p.

WHIPPLE, F. J. W.; CHALMERS, J. A. On Wilson's theory of the collection of charge by falling drops. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.70, p.103- 119, 1944.

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