

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

RAIDIEL PUIG BELTRAN

**Características da precipitação e atividade elétrica de
tempestades severas da Região Metropolitana de São Paulo**

São Paulo

2017

RAIDIEL PUIG BELTRAN

Características da precipitação e atividade elétrica de tempestades severas da Região Metropolitana de São Paulo

Versão original

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências pelo Programa de Pós-graduação em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientadora: Profa. Dra. Rachel Ifanger Altbrecht

São Paulo

2017

Dissertação de autoria de Raidiel Puig Beltrán, sob o título "**Características da precipitação e atividade elétrica de tempestades severas da Região Metropolitana de São Paulo**", apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Ciências pelo Programa de Pós-graduação em Meteorologia, na área de concentração Meteorologia, aprovada em _____ de _____ de _____ pela comissão julgadora constituída pelos doutores:

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Presidente

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____

*Dedicado às pessoas que mais impactaram no meu amor pela ciência, os meus avós
Marcos e Sergio.*

Agradecimentos

À Profa. Dra. Rachel Ifanger Albrecht pela orientação.

À minha esposa, pelo amor, motivação e fundamental contribuição nesta dissertação.

Ao CNPq pelo apoio financeiro na concessão de bolsa de estudo.

Ao Projeto CHUVA pela disponibilização dos dados.

Ao Centro de Gerenciamento de Emergências e a Companhia de Engenharia de Tráfego (CGE) da Prefeitura do Município de São Paulo, especialmente ao meteorologista Michael Pantera, pelos relatórios meteorológicos e de queda de árvores.

Ao colega Jessé Stenico pela compilação dos casos de evento severo durante o experimento CHUVA-GLM Vale do Paraíba.

Aos professores e funcionários do IAG-USP, em especial ao Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho e ao Grupo de Informática.

Ao Prof. Dr. Hans-Dieter Betz pelas discussões sobre os dados da LINET.

Especialmente à minha família pelo apoio incondicional.

Ao CMP Camagüey, em especial ao Lic. Yosdanis Estrada Legrá.

À todos os meus amigos.

"Haz que se parezca a ti la tempestad"

(Buena Fe e Silvio Rodríguez)

Resumo

PUIG, Raidiel. **Características da precipitação e atividade elétrica de tempestades severas da Região Metropolitana de São Paulo**. 2017. 113 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

As tempestades severas frequentemente manifestam características elétricas e da precipitação anômalas, como altos valores de refletividade e taxas de raios totais, predomínio da polaridade positiva nos raios nuvem-solo (NS) e distribuições “invertidas” dos centros de cargas elétricas. Esta dissertação analisa um conjunto destas tempestades formadas sobre a Região Metropolitana de São Paulo no período novembro de 2011 até março de 2012. Tais tempestades foram monitoradas com radares meteorológicos e sistemas de detecção de raios como parte do experimento de campo CHUVA-GLM Vale do Paraíba pertencente ao Projeto CHUVA. As tempestades severas (TSev), isto é, tempestades com precipitação de granizo maior que 2 cm e/ou ventos fortes, são comparadas com tempestades ordinárias (TOrd) e tempestades que geram granizo pequeno (menor que 2 cm) (TGP). Também é testada a habilidade dos algoritmos de *lightning-jump* (LJ) na previsão a curtíssimo prazo de eventos severos. Os resultados mostraram valores superiores nas TSev e TGP comparadas às TOrd em variáveis como a máxima refletividade, o conteúdo de água líquida integrado verticalmente, as taxas de raios totais e raios NS, a fração de raios NS, entre outras. A estrutura vertical de cargas foi majoritariamente tripolar, com centros de cargas positivas em torno das alturas das isotermas de -3 e -37°C e outro de cargas negativas em -15°C . O centro de cargas positivas em níveis médios se mostrou mais intenso em TSev, porém se mostrou enfraquecido após a precipitação do granizo. Os algoritmos LJ exibiram pouca habilidade na previsão de eventos severos ou com granizo em geral, sendo que índices como o POD, TAF e ISC, somente atingiram modestos valores de 0.5, 0.8 e 0.17, respectivamente.

Palavras-chave: tempestades severas, atividade elétrica, *lightning-jump*, precipitação por radar, granizo, previsão de tempo em curto prazo.

Abstract

PUIG, Raidiel. **Characteristics of precipitation and electrical activity of severe storms in the Metropolitan Region of São Paulo**. 2017. 113 p. Dissertation (Master of Science) – Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, 2017.

Severe storms often exhibit anomalous electrical and precipitation characteristics, such as high reflectivity values and total lightning rates, predominance of positive polarity in the cloud-to-ground (CG) lightning and "inverted" distributions of the electric charge centers. This dissertation analyzes a set of these storms developed over the Metropolitan Region of São Paulo from November 2011 to March 2012. These storms were monitored by meteorological radars and lightning detection systems as part of the CHUVA-GLM Vale do Paraíba field experiment belonging to the CHUVA Project. Severe storms (TSev), that is, storms with precipitation of hail greater than 2 cm and/or high winds, are compared with ordinary storms (TOrd) and storms with small ($< 2\text{cm}$) hail precipitation (TGP) storms. Also tested is the ability of Lightning Jump (LJ) algorithms in nowcasting of severe events. The results showed higher values for TSev and TGP compared to TOrd in variables such as maximum reflectivity, vertically integrated liquid, total and CG lightning rates, CG fraction, among others. The vertical charge structure was mostly tripolar, with positive charge centers around the isotherm heights of -3 and -37 °C and another with negative charges at -15 °C. The center of positive charges at mid-levels was more intense in TSev, but was weakened after hail precipitation. The LJ algorithms showed little ability to predict severe or hail events in general, with indexes such as POD, TAF and ISC only reaching modest values of 0.5, 0.8 and 0.17, respectively.

Keywords: severe storms, electrical activity, *lightning-jump*, radar precipitation, hail, nowcasting.

Lista de figuras

- Figura 1.1 – Número de dias com parâmetros favoráveis à ocorrência de tempo severo. Fonte: Brooks *et al.* (2003). 23
- Figura 2.1 – Polaridade neta adquirida pelos rimers (graupels) após colisão baixo determinadas condições do ambiente nos experimentos de laboratório desenvolvidos por— Saunders *et al.*, (2006), — · — Pereyra *et al.*, (2000), · · · · · Takahashi (1978), — — Saunders & Peck (1998). Fonte: Saunders (2008). 27
- Figura 2.2 – Estrutura média de cargas das tempestades baseado em observações de campo elétrico, na qual uma tempestade é descrita como um tripolo com um centro de cargas negativas entre -10 e -20°C e dois centros de carga positiva, um acima e outro próximo à base da nuvem de menor intensidade. Fonte: Albrecht (2008) e Macgorman e Rust (1998). 28
- Figura 2.3 – Estruturas hipotéticas que produzem raios NS+ (linhas roxa), (a) dipolo inclinado, (b) desblindagem por precipitação, (c) tripolo e (d) tripolo invertido. Fonte: Tessendorf (2009). 30
- Figura 2.4 – Evolução temporal da (acima) taxa de raios IN (barras verdes) e a taxa de raios NS (barras vermelhas) e perfil verticais de refletividade (médio) e velocidade máxima da corrente ascendente (abaixo) numa tempestade que causou queda de granizo severo. Fonte: Goodman et al. (1988). 32
- Figura 2.5 – Determinação do LJ pelos métodos (a) médias móveis, (b) desvios padrão e (c) limites pré-estabelecidos numa tempestade em 3 de abril de 2007. A linhas azul, vermelhas, verde e preta representam a tendência na taxa de raios totais (DFRDT), o limiar de LJ, a taxa de raios totais e a taxa de raios NS, respectivamente. As setas indicam o momento de ocorrência do LJ, enquanto que as cores mostram se precedeu (verde) ou não (vermelha) algum evento severo. Fonte: Adaptado de Schultz *et al.* (2009) 35
- Figura 3.1 – Localização da instrumentação do experimento de campo CHUVA-GLM Vale do Paraíba usada neste trabalho de mestrado. Os círculos azuis e laranja (100 km de raio) representam o limite das áreas de coberturas dos radares FCTH e São Roque, enquanto que os pinos amarelos, vermelhos e azuis mostram as redes de detecção de raios LINET, SPLMA e a estação de radio sondagem de Campo de Marte, respectivamente. 38

Figura 3.2 – Mapeamento de 5 raios IN em uma supercélula observada durante o Projeto STEPS no dia 29 de junho de 2000. Os tons indicam a polaridade dos centros de cargas inferidas através do número de fontes emitidas pelos líderes que se propagaram por esses centros, sendo cinza para o centro de carga negativo e preto para o centro de carga positiva. Os painéis mostram projeções bidimensionais desses raios IN: (topo) altitude vs. tempo, (inferior esquerdo) vista do topo (norte-sul e leste-oeste), (centro esquerdo e inferior direito) altitude vs. leste-oeste e altitude vs. norte-sul. O histograma no painel central direito mostra o número de fontes distribuídas verticalmente. Fonte: Adaptado de Wiens <i>et al.</i> (2005).....	40
Figura 3.3 – Imagens da (a) antena e caixa com o computador e processador de sinal de um sensor da rede LMA e (b) antena LMA instalada na Universidade Mackenzie, em Barueri-SP. Fonte: Projeto CHUVA (2011).....	41
Figura 3.4 – Sensor da rede LINET instalado na companhia de energia EDP em Mogi Mirim-SP. Fonte: Projeto CHUVA (2011)..	43
Figura 3.5 – Ilustração do método de identificação dos sistemas convectivos, (a) cálculo do VILFRD, (b) suavizado do VILFRD com ajuda dum filtro gaussiano de 0.6 como desvio padrão e identificação do sistema convectivo (pixels maior a 10), (c) erosão do sistema com o kernel de 3x3 km, (d) dilatação da imagem anterior com o mesmo kernel. O quadrado marrom indica o kernel.	48
Figura 4.1 – Frequência absoluta (%) do horário de formação dos 249 sistemas convectivos analisados nesta dissertação.....	54
Figura 4.2 – Trajetórias dos sistemas convectivos (a) ordinários (TOrd) e (b) significativos (TSig). O círculo indica o local de início da tempestade e as linhas tracejadas os casos severos.....	56
Figura 4.3 – Distribuição da (a) duração, (b) área, (c) máxima refletividade, (d) máximo VIL, (e) altura máxima do eco de 45 dBZ e (f) máximo VIL-Ice, para cada grupo de tempestade (TOrd, TGP e TSev).	57
Figura 4.4 – Distribuição do (a) total de raios produzidos pela tempestade, (b) máximo na taxa de raios (TR), (c) máximo na densidade de raios (DR), (d) total de raios NS produzidos pela tempestade, (e) máximo na taxa de raios NS (TR-NS), (f) fração de raios NS, (g) total de raios NS+ e (h) fração de raios NS+, para cada grupo de tempestade: tempestades ordinárias (TOrd), tempestades significativas com granizo pequeno (TGP) e tempestades severas (TSev).	59

Figura 4.5 – Distribuição do (a) pico de corrente (PC) dos raios NS-, (b) pico de corrente dos raios NS+, (c) multiplicidade, (d) área do polígono convexo do raio (APC) e (e) extensão vertical (EV) para cada grupo de tempestade: tempestades ordinárias (TOrd), tempestades significativas com granizo pequeno (TGP) e tempestades severas (TSev).	60
Figura 4.6 – Distribuição vertical do total de fontes acumuladas a cada 1 km de altura nos grupos de tempestades (a) TOrd, (b) TGP e (c) TSev.	61
Figura 4.7 – Distribuição vertical por níveis de temperatura a cada 5 graus da (a) frequência absoluta (%) da posição do centro de cargas positivas predominante (CCPD) nas tempestades, (b) média da taxa de raios de tempestades com CCPD neste nível, (c) média da fração de raios NS+ em relação ao total de raios NS das tempestades com CCPD neste nível. As propriedades são acumuladas em camadas de 2 km de espessura centradas à altura das isotermas.	62
Figura 4.8 – Evolução temporal dos percentis de 25 (barras inferiores), 50 (círculos e linhas contínuas) e 75% (barras superiores) da (a) área, (b) máxima refletividade, (c) máximo VIL, (d) taxa de raios, (e) taxa de raios NS, (f) fração de raios NS, (g) fração de raios NS+, (h) multiplicidade, (i) pico de corrente de raios NS-, (j) APC e (k) EV durante o ciclo de vida normalizado das tempestades.	63
Figura 4.9 – Diagramas de distribuição de frequências relativas por altura da refletividade (a) 10 minutos antes, (b) durante e (c) 10 minutos depois, do início da queda do granizo.	66
Figura 4.10– Evolução temporal dos percentis de 25 (barras inferiores), 50 (círculos e linhas contínuas) e 75% (barras superiores) de (a) VIL-Ice, (b) <i>echotop</i> de 45dBZ (H45), (c) taxa de raios (TR), (d) taxa de raios NS (TR-NS), (e) densidade de raios (DR) e (f) densidade de raios NS (DR-NS) ao redor do início da queda do granizo (linha azul tracejada).	68
Figura 4.11 – Diagramas de distribuição de frequências relativas por altura da fração de fontes correspondente a cada camada (a) 10 minutos antes, (b) durante e (c) 10 minutos depois, do início da queda do granizo.	69
Figura 4.12 – Médias e medianas de (a) TR, (b) TR-NS, (c) PC, (d) APC e (e) EV em função da distância do centro do núcleo convectivo nos instantes 5 minutos antes (linhas verdes), durante (linhas vermelhas) e 5 minutos depois (linhas azuis), do início da queda do granizo.	70

Figura 4.13 – Tipos de eventos de tempo severo do sistema convectivo de 12 de março de 2012, (a) granizo na Vila Gustavo (b) alagamento em rua José Zappi, Zona Leste, na cidade de São Paulo. Fontes: Globo Comunicação e Participações SA (2012a) e UOL Notícias (2012).....	72
Figura 4.14 – Carta sinótica de 250 hPa (a) e superfície (b), correspondente ao 12 de março de 2012 às 0000 UTC. Fonte: CPTEC INPE (2012).....	73
Figura 4.15 – CAPPI em 5 km de altura do radar da FCTH em 12 de março de 2012 às (a) 1730 UTC e (b) 1750 UTC.....	74
Figura 4.16 – (a) CAPPI em 3km da refletividade do radar (Z) da FCTH (painéis maiores ao centro) com os cortes verticais longitudinais (painéis menores à direita) e latitudinais (painéis menores superiores) nas linhas pontilhadas, e (b) TR em 5 minutos ao redor da observação do radar (painéis maiores ao centro) com acumulados de fontes por altura longitudinalmente (painéis menores à direita) e latitudinalmente (painéis menores superiores) na tempestade severa do dia 12 de março de 2012, entre 1820 e 1850 UTC. Também foram representados os raios NS+ (+) e NS- (-) detectados pela LINET. As linhas pretas grossas encerram a área do sistema convectivo e os triângulos verdes os pontos de queda do granizo.	76
Figura 4.17 – Idem à figura 4.16, exceto para a tempestade severa do dia 12 de março de 2012, entre 1905 e 1935 UTC.	78
Figura 4.18 – Representação da evolução temporal em intervalos de 5 minutos da tempestade severa que afetou a cidade de São Paulo o 12 de março de 2012, mediante: (a) o perfil vertical de refletividade e o máximo VIL, (b) número de fontes (NF) acumuladas por altura e as TR obtidas com a redes LMA e LINET, (c) a TR de tipo nuvem-solo e a fração de raios nuvem-solo. As linhas tracejadas em (a) e (b) mostram a altura das isotermas de 0, -10 e -20°C, conforme sondagem na estação Campo de Marte, enquanto que os círculos violeta e os símbolos de adição (“+”) de cor verde assinalam o momento estimado da queda do granizo e os raios nuvem-solo de polaridade positiva, respectivamente.	79
Figura 4.19 – Tipos de eventos de tempo severo do sistema convectivo de 7 de janeiro de 2012, (a) granizada em Guarulhos, (b) alagamento em Zona Norte. Fontes: Globo Comunicação e Participações SA (2012b) e João Luiz-You Tube (2012).....	80
Figura 4.20 – Idem à Figura 4.14, exceto para o dia 8 de janeiro de 2012 às 0000 UTC.....	80

Figura 4.21 – Idem à figura 4.16, exceto para a tempestade severa do dia 7 de janeiro de 2012, entre 1717 e 1747 UTC.	82
Figura 4.22 – Idem à figura 4.16, exceto para a tempestade severa do dia 7 de janeiro de 2012, entre 1812 e 1852 UTC.	83
Figura 4.23 – Idem à figura 4.18, exceto para o caso do dia 7 de janeiro de 2012.	84
Figura 4.24 – Tipos de eventos de tempo severo do sistema convectivo de 27 de março de 2012, ventos fortes provocaram queda do telhado no Terminal Rodoviário de Guarulhos. Fonte: Jonas Pereira-Blog (2012).	85
Figura 4.25 – Idem à figura 4.14, exceto para o dia 28 de janeiro de 2012 às 0000 UTC.	86
Figura 4.26 – Idem à figura 4.16, exceto para a tempestade severa do dia 27 de março de 2012, entre 1858 e 1928 UTC.	87
Figura 4.27 – Idem à figura 4.18, exceto para o caso do dia 27 de março de 2012.	88
Figura 4.28 – Distribuição de frequências dos máximos de (a) TR e (b) DFRDT para os diferentes grupo de TOrd, TGP e TSev.	90
Figura 4.29 – Evolução de (a) TR, e DFRDT e Limiar de DFRDT na tempestade severa do 12 de março de 2012 para as melhores combinações dos algoritmos encontrados nesta seção, (b) Sigma, (c) Gatlin e (d) LPE. Os triângulos verdes e os quadrados azuis representam o momento da queda do granizo e a identificação dum LJ, respectivamente.	94
Figura 4.30 – Idem à figura 4.29, exceto para o caso do dia 7 de janeiro de 2012.	95
Figura 4.31 – Evolução de (a) TR, e DFRDT e Limiar de DFRDT na tempestade severa do 27 de março de 2012 para as melhores combinações dos algoritmos encontrados nesta seção, (b) Sigma, (c) Gatlin e (d) LPE. Os círculos verdes e os quadrados azuis representam o momento das rajadas de vento fortes e a identificação dum LJ, respectivamente.	96

Lista de tabelas

Tabela 3.1 – Teste de sensibilidade dos parâmetros utilizados no agrupamento dos <i>strokes</i> em raios. Destaca-se em negrito a combinação de parâmetros adotados nesta pesquisa, os quais são chamados de referencia. Os dados de LINET escolhidos para o teste corresponderam ao dia 12 de março de 2012.	42
Tabela 3.2 – Teste de sensibilidade dos parâmetros utilizados na classificação dos raios em IN ou NS. Os dados da LINET escolhidos para o teste corresponderam ao dia 12 de março de 2012.	43
Tabela 3.3 – Classificação das tempestades	49
Tabela 4.1 – Descrição de data e horário das tempestades associados a eventos significativos (TSig), assim como a descrição do tipo de evento (e.g., granizo, vento forte) associado e a situação sinótica e de mesoescala na qual a tempestade se desenvolveu. Sistemas em negrito são aqueles que geraram eventos severos (i.e., TSev).	55
Tabela 4.2 – Combinações de parâmetros dos algoritmos de LJ (<i>Sigma</i> , <i>Gatlin</i> e LPE) com melhor performance segundo a amostra independente.....	91
Tabela 4.3 – Tabela de contingência de ocorrência de evento severos vs. presença de fusão de tempestades para o total dos LJ determinados com a melhor combinação encontrada para o algoritmo <i>Sigma</i> em TSig e TSev (4 ^a combinação da Tabela 4.2).	93
Tabela 4.4 – Desempenho dos algoritmos <i>Sigma</i> e LPE considerando as combinações de parâmetros mostrados na Tabela 4.2.	93

Lista de abreviaturas e siglas

APC	Área do Polígono Convexo
CAPE	Energia disponível para convecção (do inglês, <i>Convective Available Potential Energy</i>)
CAPPI	Coordenadas cartesianas de altitude constante (do inglês, <i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i>)
CCN	Centros de Carga Negativos
CCP	Centros de Cargas Positivos
CCPD	Centro de Cargas Positivas Dominante
CGE	Centro de Gerenciamento de Emergências
CHUVA	<i>Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)</i>
DECEA	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
DFRDT	Tendência na taxa de raios totais
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DR	Densidade de raios
EUMETSAT	<i>The European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites</i>
EWL	Conteúdo efetivo de água líquida (do inglês, <i>Effective Liquid Water Content</i>)
EV	Extensão vertical dos raios
FCTH	Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica
ForTraCC	<i>Forecast and Track of Cloud Clusters</i>
GLM	<i>Geostationary Lightning Mapper</i>
GOES-R	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite-R Series</i>
GPS	Sistema de Posicionamento Global (do inglês, <i>Global Positioning System</i>)
HL	Hora Local

IN	Descarga atmosférica de tipo intra-nuvem
ISC	Índice de Sucesso Crítico
LF	Frequência baixa (do inglês, <i>Low Frequency</i>)
LINET	<i>Lightning location NETwork</i>
LJ	<i>Lightning-Jump</i>
LMA	<i>Lightning Mapping Array</i>
LPE	Limites Pré-Estabelecidos
LWC	Conteúdo de água líquida (do inglês, <i>Liquid Water Content</i>)
MTG LI	<i>Meteosat Third Generation, Lightning Imager</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCN	Núcleos de condensação de nuvens
NIC	Mecanismo não indutivo de carregamento (do inglês, <i>Non-Inductive Charging</i>)
NLDN	<i>National Lightning Detection Network</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NS	Descarga atmosférica de tipo nuvem-solo
NS+	Descarga atmosférica de tipo nuvem-solo de polaridade positiva
POD	Probabilidade de detecção
SPLMA	São Paulo <i>Lightning Mapping Array</i>
TAF	Taxa de alarme falso
TGP	Tempestades com Granizo Pequeno
TITAN	<i>Thunderstorm Identification Tracking and Nowcasting</i>
TMP	Temperatura de modificação da polaridade
TNSev	Tempestades Não Severas
TOA	Time-of-Arrival
TOrd	Tempestades Ordinárias
TR	Taxas de raios

TR-NS	Taxa de Raios Nuvem-Solo
TSev	Tempestades Severas
TSig	Tempestades Significativas
PC	Pico de Corrente
UTC	Tempo Universal Coordenado (do inglês, <i>Coordinated Universal Time</i>)
VHF	Muito alta frequência (do inglês, <i>Very High Frequency</i>)
VIL	Conteúdo de água líquida integrado verticalmente (do inglês, <i>Vertically Integrated Liquid</i>)
VIL-Ice	Conteúdo de gelo integrado verticalmente (do inglês, <i>Vertically Integrated Ice</i>)
VLF	Frequência muito baixa (do inglês, <i>Very Low Frequency</i>)
Z	Refletividade
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

Lista de símbolos

Δh	Diferença de alturas (m)
σ	Desvio-padrão
DFRDT	Tendência na taxa de raios totais (raios min^{-2})
DFRDT _{desvpd}	Desvio Padrão de DFRDT (raios min^{-2})
DFRDT _{limiar}	Limiar de DFRDT (raios min^{-2})
DFRDT _{media}	Média de DFRDT (raios min^{-2})
FLCT5	Média da taxa de raios num ponto de grade. É calculada considerando o número de raios que apresentaram ao menos uma fonte detectada pela rede LMA neste ponto.(raios min^{-1})
f_{media}	Média móvel ponderada ou sem ponderar da taxa de raios (raios min^{-1})
fr ou FR	Taxa de raios (raios min^{-1})
FRD	Taxa de densidade de raios (do inglês, <i>flash rate density</i>) (raios $\text{min}^{-1} \text{ km}^{-2}$)
ISC	Índice de sucesso crítico (adimensional)
POD	Probabilidade de detecção (adimensional)
TAF	Taxa de alarme falso (adimensional)
VIL	Conteúdo de água líquida integrado verticalmente (do inglês, <i>Vertically Integrated Liquid</i>) (kg m^{-2})
VILFRD	Combinação empírica e adimensional entre o VIL e a taxa de densidade de raios (adimensional)
VIL-Ice	Conteúdo de gelo integrado verticalmente (do inglês, <i>Vertical Integrated Ice</i>)(kg m^{-2})
Z	Refletividade ($\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ ou dBZ)

Sumário

1. Introdução e Objetivos.....	21
2. Revisão Bibliográfica	25
2.1 Tempestades Severas e Sistemas meteorológicos associados na RMSP	25
2.2. Características elétricas das tempestades.....	26
2.3 Distribuição dos centros de carga e polaridade dos raios NS em tempestades severas ..	28
2.4. Relação entre a taxa de raios e severidade das tempestades	31
2.5 Algoritmos de <i>lightning-jump</i> (LJ)	33
3. Dados e Metodologia.....	36
3.1. Dados	36
3.1.1. Radares Meteorológicos	36
3.1.2 Redes de Detecção de Raios.....	38
3.1.2.1. LMA.....	38
3.1.2.2. LINET....	40
3.1.3. Sondagens atmosféricas	43
3.2. Metodologia	44
3.2.1. Cálculo de variáveis físicas da precipitação e eletrificação.	44
3.2.2. Identificação e rastreamento das tempestades.....	45
3.2.3. Classificação dos sistemas convectivos	48
3.2.4. Identificação e validação de algoritmos de <i>lightning-jump</i>	49
4. Resultados.....	53
4.1. Tempestades estudadas e suas situações sinóticas e de mesoescala	53
4.2. Diferenças nas estruturas elétricas e de precipitação das tempestades severas e não severas.....	56
4.3. Distribuição dos centros de cargas.....	60
4.4. Evolução temporal das tempestades	62
4.4.1. Algumas características ao redor do horário da queda do granizo.....	65
4.4.2. Comportamento da atividade elétrica ao redor do núcleo convectivo	69
4.5. Estudos de caso das tempestades severas	71
4.5.1. Sistema convectivo do dia 12 de março de 2012	71
4.5.2. Sistema convectivo do dia 7 de janeiro de 2012	77
4.5.3. Sistema convectivo do dia 27 de março de 2012	84
4.6 Ajuste e avaliação dos algoritmos de <i>Lightning-Jump</i> (LJ).	88

5 Conclusão	97
Referências	99

1. Introdução e Objetivos

Na literatura meteorológica a palavra severidade é geralmente associada aos fenômenos extremos que geram ou têm o potencial para gerar danos na superfície. Algumas tempestades que atingem correntes ascendentes e descendentes muito intensas produzem precipitação de granizo e ventos numa magnitude suficiente como para causar estes danos, porém outras tempestades com movimentos verticais menos intensos podem provocar grandes acumulados de chuva e assim perdas materiais como resultados de inundações. Embora alguns serviços meteorológicos, como o australiano, incluam na sua definição de tempestade severa as chuvas fortes com possibilidade de inundações (*Bureau of Meteorology, Australian Government, 2017*), é mais frequentemente utilizada uma definição restrita a tempestades de convecção profunda que causam queda de granizo grande (com diâmetro igual ou maior a $1,9 \text{ cm}^1$), ventos fortes superiores a 93 km h^{-1} e tornados (MOLLER, 2001). Doswell (2001) assinala que embora seja necessária a existência de limiares com objetivo de classificar as tempestades, estes não constituem uma fronteira precisa entre tempestades com consideráveis diferenças nas suas características físicas e dinâmicas. Do ponto de vista dos danos causados pelas tempestades, os critérios utilizados não consideram a vulnerabilidade do lugar de ocorrência para eventos com limiares inferiores. Por exemplo, Changnon, Changnon e Hilberg (2009) mostraram que a queda de granizo com tamanhos inferiores ao limiar estabelecido para classificar o evento como severo podem causar grandes estragos na agricultura, como em campos de tabaco, soja e chá.

Nas áreas urbanas o impacto socioeconômico de queda de árvores devido aos ventos de moderada intensidade² (velocidade entre 54 e 93 km h^{-1}) pode ser considerável, pois estes podem atingir casas, carros e pessoas, além de dificultar o trânsito de veículos e circulação de pessoas nas cidades. Além disso, ventos abaixo do limiar severo representa perigo para aviões em fase de decolagem e aterrissagem, como mostraram Fujita e Caracena (1977) num estudo de três casos de acidentes aeronáuticos nos Estados Unidos. O granizo, por sua vez, pode causar danos na carroceria dos automóveis e na cobertura de edificações, como casas e

1 Especificamente no Serviço Meteorológico Nacional dos Estados Unidos após 2010 o limiar de diâmetro de granizo aumentou para 1 polegada (2,54 cm) com o objetivo de diminuir os falsos alarmes (*NOAA National Weather Service, 2017*).

2 O limiar inferior de 54 km h^{-1} está relacionado com o valor mínimo aproximado de velocidade do vento de cobertura das seguradoras no Brasil.

fábricas, e esses danos são maiores quanto maior for o tamanho e quantidade de granizo. Nos dias atuais, muitos telhados possuem placas solares para fins energéticos e a queda de granizo pode trazer grandes prejuízos nestes sistemas, especialmente naqueles de menor resistência.

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) tem sido afetada por tempestades que apresentam estes fenômenos severos (PEREIRA FILHO; HAAS; AMBRIZZI, 2002), como foram as históricas granizadas de 12 de fevereiro de 2004, 22 de setembro de 2010 e 18 de maio de 2014, sendo que nesta última a altura da capa de gelo na superfície superou os 60 cm em alguns pontos da RMSP. A ocorrência de tornados na RMSP não é frequente, sendo que ao menos dois foram oficialmente registrados de categoria F0 na escala Fujita (FUJITA, 1970), em 17 de fevereiro de 1985 na Represa Guarapiranga e em 10 de dezembro do 2000 na zona leste da cidade de São Paulo (SILVA DIAS, 2011). Entretanto, as cidades nas cercanias já foram atingidas por alguns tornados de considerável intensidade, como o F4, em Itu no dia 30 de setembro de 1991, e o F3, em Indaiatuba no dia 24 de maio de 2005. Mais recentemente, em junho de 2016, foi registrado um surto de eventos severos no estado de São Paulo, sendo registrada a ocorrência de tornados nas cidades de Jarinú (em 06 de junho de 2016) e São Roque (em 07 de junho de 2016), possivelmente de escala F1/F2, e um evento de microexplosão em Campinas (05 de junho de 2016) (ALBRECHT et al., 2016a). Em 26 de janeiro de 2017, o Centro de Gerenciamento de Emergências (CGE) da cidade de São Paulo reportou a queda de 117 árvores como consequência dos fortes ventos produzidos por uma tempestade que atingiu a RMSP (Folha de SP, 26 de Janeiro de 2017). As inundações e enchentes nesta região causam grandes perdas materiais e humanas (PEREIRA FILHO; HAAS; AMBRIZZI, 2002), mas, como descrito acima, geralmente as tempestades associadas a estes fenômenos não são consideradas como severas por suas características convectivas nem sempre serem tão intensas como granizo, tornados e eventos fortes.

Cálculos da estimativa de frequências de condições meteorológicas favoráveis para o desenvolvimento de tempestades severas mostram a RMSP na borda de uma área de alta frequência centrada no sul do Brasil e norte da Argentina (BROOKS *et al.*, 2003) (Fig. 1.1). Mais precisamente, Brooks *et al.* (2003) estimam que a RMSP tenha condições termodinâmicas e dinâmicas favoráveis à ocorrência de tempo severo (granizo maior que 2 cm e/ou rajadas de vento superiores a $25,83 \text{ m s}^{-1}$) de 30 a 40 dias por ano, sendo este número ainda maior nos estados do sul do Brasil (40 a 50 dias) e no noroeste da Argentina (60 dias ou mais). Não é coincidência que esta área tem se mostrado como uma das de maior atividade elétrica (ALBRECHT et al., 2016b; CHRISTIAN et al., 2003) e de potencial para tempestades de granizo (CECIL; BLANKENSHIP, 2012; MARTINS et al., 2017) nos extratropicais, pois

muitos trabalhos já mostraram que tempestades que possuem uma incidência muito grande de raios estão muitas vezes associadas a eventos de tempo severo (ALBRECHT et al., 2012; GATLIN; GOODMAN, 2010; GOODMAN et al., 1988; SCHULTZ et al., 2009, 2011; WILLIAMS et al., 1999).

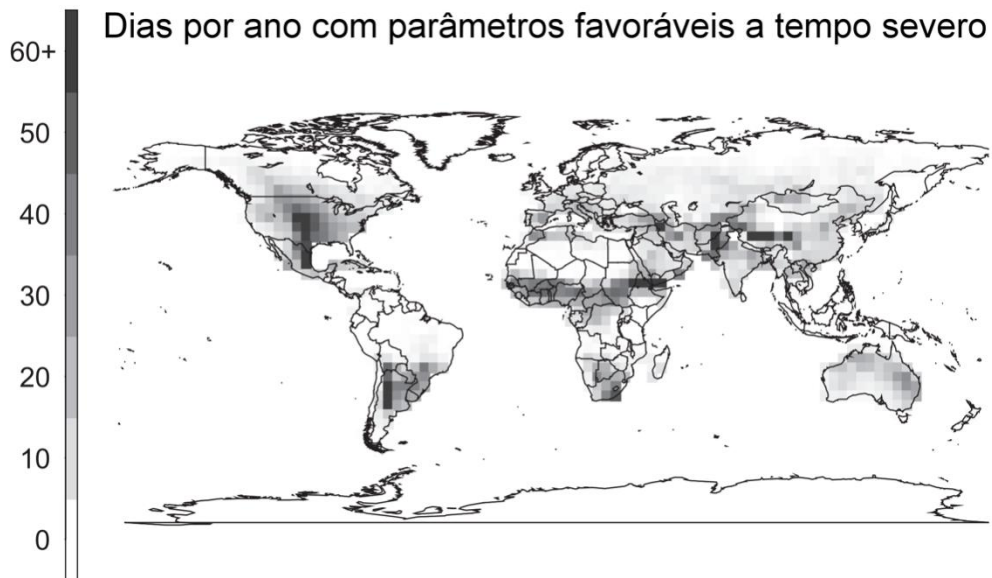


Figura 1.1 Número de dias com parâmetros favoráveis à ocorrência de tempo severo. Fonte: Brooks et al. (2003).

Vários autores também encontraram em tempestades severas outras características anômalas, como a distribuição “invertida” de centros de cargas elétricas dentro das tempestades e predominância dos raios de tipo nuvem-solo (NS) de polaridade positiva (NS+) (DOTZEK et al., 2001; RUST et al., 2005; WIENS et al., 2005; WILLIAMS et al., 2005), além de altas razões de raios intranuvem (IN) e NS (i.e., IN:NS) (CAREY; RUTLEDGE, 1998; MONTANYÀ; SOULA; PINEDA, 2007), sendo que estes fatores foram relacionados com as particularidades dinâmicas, termodinâmicas e microfísicas do ambiente onde essas tempestades severas se desenvolveram. O entendimento incompleto destes vínculos e, em especial, dos processos físicos envolvidos é apontado por Boucher *et al.* (2013) e Collins *et al.* (2013) como umas das principais causas de incertezas nas projeções da repercussão das mudanças climáticas em fenômenos meteorológicos extremos.

Na América do Sul, os estudos das propriedades elétricas em tempestades severas (HELD *et al.*, 2005, 2006) ou tempestades em geral (e.g., ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS, 2011; MACHADO *et al.*, 2009; MORALES; DA ROCHA; BOMBARDI, 2010; NACCARATO; ALBRECHT; PINTO, 2011a, 2011b) estiveram majoritariamente focados na

ocorrência de raios NS, porém Albrecht *et al.* (2012) analisaram o aumento súbito da taxa de raios totais (i.e. raios IN e NS), antecedendo um evento de queda do granizo na RMSP com ajuda da rede de detecção e mapeamento tridimensional da propagação de raios do tipo LMA (*Lightning Mapping Array*). Ademais, Da Cunha (2016) explorou a distribuição vertical dos centros de cargas e a polaridade das descargas elétricas em tempestades observadas durante o Projeto CHUVA (*Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)*) – Machado *et al.* 2014). Estas pesquisas ainda são preliminares, faltando estudos que abordem a evolução temporal da distribuição vertical dos centros de carga, de raios e da precipitação das tempestades severas da América do Sul, assim como a utilidade do monitoramento dessas variáveis na previsão imediata de tempo severo (GATLIN; GOODMAN, 2010; SCHULTZ *et al.*, 2009, 2011) e que possam ser referência para os algoritmos de alerta de tempo severo implementados no uso dos dados do novo sensor *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite GOES-R (GOODMAN *et al.*, 2013), colocado em órbita em novembro de 2016.

Neste contexto, esta dissertação de mestrado ***propõe aprimorar o entendimento dos mecanismos físicos da formação da precipitação, eletrificação e ocorrência de tempo severo na RMSP.*** Mais especificamente serão explorados a evolução temporal (i) da distribuição espacial e (ii) da estrutura vertical da precipitação e atividade elétrica de sistemas convectivos detectados por radares meteorológicos. Também será estudado (iii) o súbito aumento na taxa de raios totais (conhecido como “***lightning-jump***”) e a ocorrência de tempo severo em tempestades de granizo e ventos fortes da RMSP, avaliando os parâmetros mais adequados para o monitoramento, alerta e previsão imediata de tempestades, tempo severo e descargas elétricas.

2. Revisão Bibliográfica

2.1 Tempestades Severas e Sistemas meteorológicos associados na RMSP

Segundo o Doswell (1987) os três ingredientes fundamentais para o desenvolvimento da convecção profunda são: uma camada úmida e grossa em níveis médios ou baixos, garantindo a energia em forma de calor latente necessária para a intensificação da tempestade; uma taxa de diminuição da temperatura com altura suficiente para gerar alta fluutuabilidade na parcela de ar e correntes ascendentes fortes; e por último um mecanismo de levantamento capaz de levar o ar da superfície acima do nível de convecção livre. O escoamento na grande escala é o maior responsável pela estrutura termodinâmica favorável para estes fenômenos, enquanto que o escoamento na mesoescala ou processos na escala de tempestades são os responsáveis por desencadear a convecção (DOSWELL, 2001).

Além das condições anteriores, as tempestades severas estão frequentemente associadas ao cisalhamento do vento de intensidade moderada a forte (ambientes baroclínicos típicos de latitudes médias), que contribuem para a separação das correntes ascendentes e descendentes e a criação de uma estrutura convectiva mais organizada e de maior tempo de vida. A vorticidade horizontal produzida pelo cisalhamento vertical do vento pode ser inclinada pela convecção até formar um mesociclone que eventualmente ocasione um tornado (KLEMP, 1987). Entretanto, as tempestades formadas num ambiente com baixo cisalhamento e alta energia convectiva disponível (CAPE– sigla do inglês, *Convective Available Potential Energy*) são conhecidas como tempestades de pulso (MILLER; MOTE, 2016; WILK; LEMON; BURGESS, 1979) e, embora possam produzir severidade ocasionalmente, sofrem limitações no seu desenvolvimento devido à erosão da corrente ascendente pela precipitação.

Condições similares às expostas se apresentam regularmente numa área centrada ao norte da Argentina, quando o Jato de Baixos Níveis da América do Sul procedente da região Amazônica e que se estende ao leste dos Andes, fornece a umidade, o cisalhamento e até ocasionalmente o mecanismo dinâmico (ao se acoplar com o jato subtropical) para o surgimento da convecção profunda e potencialmente severa (NASCIMENTO, 2005). No estado de São Paulo o desenvolvimento de linhas de instabilidade (GOMES; HELD, 2006; SALES; PEREIRA FILHO, 2005) e supercélulas potencialmente tornádicas (SILVA DIAS, 2011; SILVA DIAS; GRAMMEISBACHER, 1991) em situações sinóticas frontais e pré-frontais provoca a ocorrência de tempo severo. Esta última configuração sinótica é apontada

por Morales; Da Rocha e Bombardi (2010) como a mais frequente nos dias de tempestades com raios no verão para a RMSP. No inverno situações de cavado invertido também geram tempestades severas no estado de São Paulo (FERNANDES; SATYAMURTY, 1994). Hallak (2007) numerou também outros sistemas com potencial severo como: vírgulas invertidas, complexos convectivos de mesoescala, sistemas orográficos na faixa litorânea e vórtices ciclônicos. Circulações locais produzidas pelo efeito da ilha de calor urbana, e brisas marítimas e de vale-montanha contribuem ao surgimento e intensificação da convecção na RMSP (FREITAS, 2003; VEMADO, 2012).

2.2. Características elétricas das tempestades.

É geralmente aceito que as condições suficientes para construção de centros de cargas e produção uma descarga elétrica dentro da nuvem podem ser explicadas (i) pela transferência de cargas elétricas ocorrida em colisões entre partículas de gelo mais densas (como graupel³ e granizo) e os pequenos cristais de gelo e (ii) pela posterior separação vertical destes grupos de hidrometeoros em função de sua massa. Este processo de carregamento das partículas em ausência de um campo elétrico externo é conhecido como mecanismo não indutivo de carregamento (NIC – sigla do inglês, *non-inductive charging*), e se mostra dependente da existência de água líquida super-resfriada na camada mista da nuvem. Experimentos de laboratório (JAYARATNE; SAUNDERS, 1983; PEREYRA *et al.*, 2000; SAUNDERS *et al.*, 2006; SAUNDERS; KEITH; MITZEVA, 1991; TAKAHASHI, 1978) mostraram que existe uma relação entre o sinal da carga elétrica adquirida pelo graupel após a colisão, a temperatura ambiente e o Conteúdo de Água Líquida (LWC – sigla do inglês, *liquid water content*), que está diretamente ligado ao Conteúdo Efetivo de Água Líquida (EWL – sigla do inglês, *Effective Liquid Water Content*⁴) (Fig. 2.1). Embora os resultados desses autores diferenciam-se em alguns aspectos, alguns coincidiram no aumento da temperatura de modificação da polaridade (TMP) para valores ordinários de LWC ($\sim 1 \text{ gm}^{-3}$), o que favorece

3 Graupel também é conhecido como granizo mole, sendo pouco denso e menor que 5 mm (REINKING, 1975).

4 “EWL é constituído pela porção do espectro de gotículas de água da nuvem que efetivamente está em rota de colisão com o graupel, em virtude do tamanho da gota, da velocidade do graupel e da eficiência de colisão” (SAUNDERS, 2008).

o carregamento negativo do graupel e a conseqüente formação de um centro de carga negativo em níveis médios (entre -10 e -20°C) e um centro de carga positivo, composto por agregados e cristais de gelo, em temperaturas menores que -30°C (Fig. 2.2). Eventualmente, o graupel, que se carrega negativamente de início em baixas temperaturas, ganha massa e começa precipitar para regiões mais quentes (abaixo da TMP) onde passa a se carregar positivamente, criando um centro de cargas positivo (CCP) de menor intensidade debaixo do centro negativo, enquanto que os cristais de gelo arrastados para níveis superiores pela corrente ascendente reforça o centro de carga negativo em níveis médios logo acima (SAUNDERS, 2008; WILLIAMS, 1989), dando origem a uma estrutura tripolar.

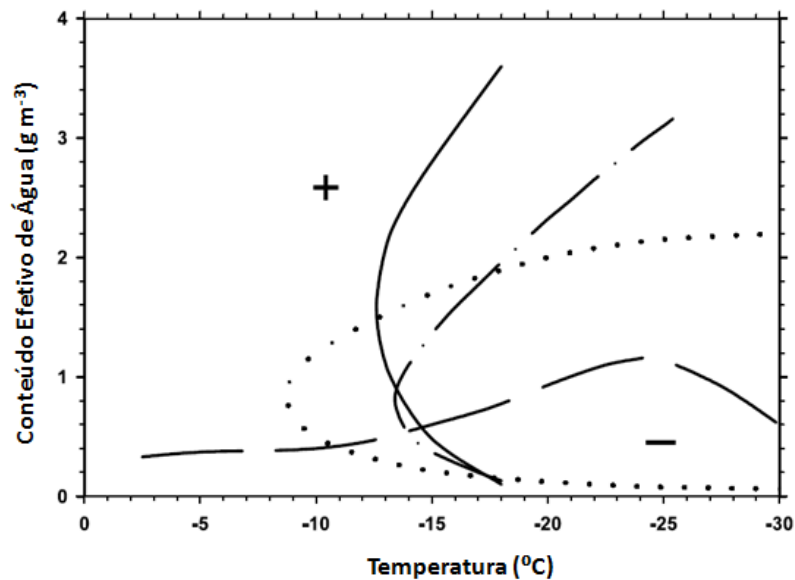


Figura 2.1 Polaridade neta adquirida pelos rimers (graupels) após colisão baixo determinadas condições do ambiente nos experimentos de laboratório desenvolvidos por— Saunders *et al.*, (2006), — · — Pereyra *et al.*, (2000), · · · · · Takahashi (1978), — — Saunders & Peck (1998). Fonte: Saunders (2008).

Outro mecanismo plausível para a intensificação desta região inferior de carga positiva é a captura de íons livres de corona atraídos pelo centro de cargas negativas (CCN) e ingeridos pela corrente ascendente (MALAN, 1952), além do carregamento positivo devido à ejeção de gotículas carregadas negativamente durante o processo de derretimento do gelo (DINGER; GUNN, 1946; DRAKE, 1968; EVTUSHENKO; MAREEV, 2009; LANG *et al.*, 2010; MACGORMAN *et al.*, 2015; SCHUUR; RUTLEDGE, 2000; SHEPHERD; RUST; MARSHALL, 1996; STOLZENBURG; RUST; MARSHALL, 1998; TAKAHASHI; SUZUKI, 2010; WILLIAMS; YAIR, 2006).

Embora vários autores (RUST; MARSHALL, 1996; STOLZENBURG *et al.*, 1998; STOLZENBURG; MARSHALL, 2008) tenham mostrado a frequente presença de quatro ou mais camadas em uma tempestade bem desenvolvida, a distribuição tripolar discutida anteriormente é geralmente utilizada para descrever a posição na altura dos centros de cargas nas regiões de correntes ascendentes convectivas (WILLIAMS, 1989). A energia potencial eletrostática destes centros de cargas é liberada através dos raios, que são classificados como de tipo IN ou NS dependendo se a transferência de cargas se dá somente dentro da nuvem ou se ela também se dá em direção ao solo. Acredita-se que o centro de carga positivo inferior tenha um papel importante na iniciação de raios NS, enquanto que os centros de cargas superiores são responsáveis pela maioria das descargas IN (JAYARATNE; SAUNDERS, 1984; MANSELL; ZIEGLER; BRUNING, 2010; QIE *et al.*, 2005; WILLIAMS, 1989).

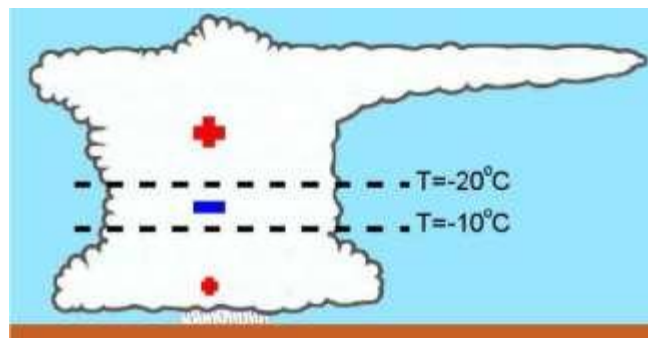


Figura 2.2 Estrutura média de cargas das tempestades baseado em observações de campo elétrico, na qual uma tempestade é descrita como um tripolo com um centro de cargas negativas entre -10 e -20°C e dois centros de carga positiva, um acima e outro próximo à base da nuvem de menor intensidade. Fonte: MacGorman e Rust (1998), e Albrecht (2008).

2.3 Distribuição dos centros de carga e polaridade dos raios NS em tempestades severas

Experimentos de campo a partir dos anos 2000 tem reportado estruturas elétricas tripolares “invertidas” (CCN em níveis altos da nuvem e outro positivo ao redor dos -15°C , i.e., Fig. 2.3d), muitas delas em tempestades severas ou com o potencial de gerar severidade como supercélulas (e.g., ALBRECHT; MORALES; SILVA DIAS, 2011; BRUNING *et al.*, 2010;

CAREY; BUFFALO, 2007; DOTZEK et al., 2001; RUST et al., 2005; TESSENDORF; RUTLEDGE; WIENS, 2007; WIENS et al., 2005)

Albrecht, Morales e Silva Dias (2011); Carey e Buffalo (2007); Fuchs et al. (2015) e Williams et al. (2005) mostraram que o predomínio de raios NS+, provavelmente gerados por um centro dominante de cargas positiva do tipo “invertida”, são resultado de tempestades formadas em ambientes com altura da base da nuvem mais elevada e conseqüente menor espessura da camada quente da nuvem (região entre a base da nuvem e a isoterma de 0°C), além de apresentarem CAPE mais elevadas.

Williams et al. (2005) sugeriu que o incremento do LWC na região de fase mista produzido pela diminuição da eficiência da precipitação numa camada quente de menor espessura pode gerar um dipolo invertido, e assim, um predomínio de raios de polaridade positiva. Novamente assumindo os resultados ilustrados na figura 2.1 para o mecanismo não-indutivo de carregamento, é possível estabelecer que durante colisões numa região de altos valores de LWC o graupel fique carregado positivamente, enquanto que os cristais de gelo se carregam negativamente, justificando assim uma estrutura inversa. Mais recentemente, Bruning, Weiss e Calhoun (2014) mostrou que os termos “estrutura invertida” ou “tripolo invertido” são terminologias equivocadas. Esses autores argumentam que o posicionamento e intensidade dos centros de carga positivos remete-se a estados momentâneos do ciclo contínuo e natural da eletrificação das tempestades, podendo ser explicados pela evolução temporal da corrente ascendente e da precipitação no espectro de temperatura e LWC do mecanismo não-indutivo.

O desenvolvimento da nuvem em ambientes poluídos, com grande quantidade de núcleos de condensação de nuvens (NCN), é apontado como outra possível causa de aumentos no LWC acima da isoterma de 0°C (ROSENFELD, 1999). Para ambientes com altas concentrações de NCN na camada quente, há uma maior competição pelo vapor de água disponível resultando em um número maior de gotículas, porém de tamanho reduzido. Logo, o crescimento das gotículas por colisão-coalescência é comprometido e estas são advectadas mais facilmente até a camada mista e fria. Lyons *et al.* (1998) e Fernandes *et al.* (2006) mostraram uma relação entre o incremento de aerossóis por queima de biomassa e o aumento da porcentagem de raios NS+. Porém, os trabalhos de Smith, Baker e Weinman (2003) e Albrecht, Morales e Silva Dias (2011) mostraram que as tempestades com maior incidência de NS+ desses dois estudos anteriores aconteceram em ambientes anormalmente mais secos, resultando em elevados valores de CAPE, altura da base da nuvem mais elevada e menor espessura da camada quente (condições necessárias para carregamento não-indutivo positivo

do graupel e granizo), sendo essas variáveis estatisticamente significantes na maior incidência de NS+.

Além da formação de uma estrutura “invertida”, outras hipóteses foram sugeridas para explicar a predominância de raios NS+. Uma delas argumenta que numa estrutura elétrica normal da tempestade e num ambiente de forte cisalhamento vertical do vento, os centros de cargas na nuvem de tempestade podem ser deslocados, facilitando assim a ocorrência de raios desde a região superior de cargas positivas até o solo (Fig. 2.3a). Brook *et al.* (1982); Levin, Yair e Ziv (1996) e Rust, Macgorman e Arnold (1981) e apresentaram evidências que suportam estas hipóteses. Outras hipóteses consideram a desintensificação (ou desblindagem) do centro de carga negativa como produto da precipitação do granizo (CAREY; RUTLEDGE, 1998) (Fig. 2.3b), ou a intensificação do CCP de níveis mais baixos numa estrutura tripolar normal (Fig. 2.3c). Além disso, descargas NS+ também podem ser originadas de regiões estratiformes de precipitação em sistemas convectivos de mesoescala (LANG *et al.*, 2010; LANG; RUTLEDGE; WIENS, 2004).

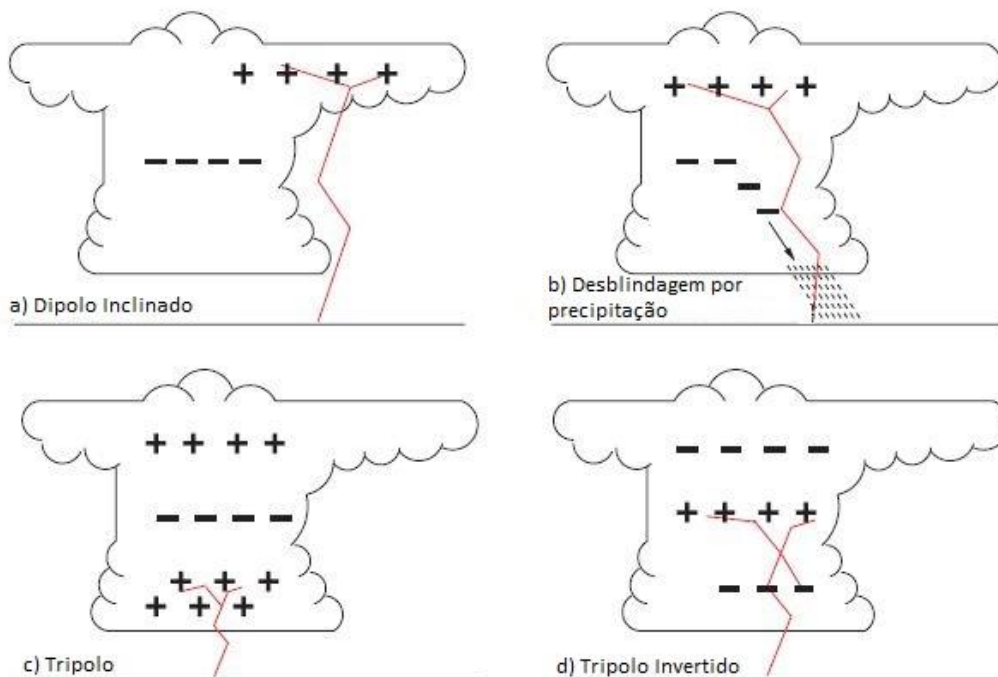


Figura 2.3 Estruturas hipotéticas que produzem raios NS+ (linhas roxa), (a) dipolo inclinado, (b) desblindagem por precipitação, (c) tripolo e (d) tripolo invertido. Fonte: Tessendorf (2009).

2.4. Relação entre a taxa de raios e severidade das tempestades

Altos valores de taxas de raios totais e seu súbito aumento em tempestades severas são características muito discutidas na literatura e conhecida como *lightning-jump* (**LJ**) (GATLIN; GOODMAN, 2010; SCHULTZ et al., 2011; WILLIAMS et al., 1999). Essas relações entre a atividade elétrica e tempo severo podem ser explicadas através da relação entre a dinâmica e microfísica no processo de eletrificação das nuvens (MACGORMAN; RUST, 1998). Por exemplo, na figura 2.4 se mostra como o incremento da taxa de raios totais que precede a precipitação do granizo está associado a altos valores de refletividade entre 3 e 10 km de altura produzidos em parte pelo próprio granizo, além de fortes correntes ascendentes que ajudam na sua flutuabilidade. Estas correntes ascendentes em tempestades severas fornecem uma abundante quantidade de vapor de água e água líquida superesfriada para a nuvem, favorecendo assim a condensação, e o incremento do número e tamanho das partículas congeladas. Considerando que a transferência de cargas elétricas entre hidrometeoros nas nuvens de tempestades é dominado pelo mecanismo NIC, pode-se esperar uma distribuição de cargas na nuvem mais acentuada como resultado do incremento das colisões entre cristais de gelo e graupel ou granizo, provocando um aumento na taxa de raios.

As correlações encontradas entre a taxa de raio e intensidade das correntes ascendentes e a massa de gelo precipitável (CAREY; RUTLEDGE, 2000; DEIERLING, 2006; LUND et al., 2009; WIENS et al., 2005) são algumas evidencias observacionais que apóiam a hipótese do LJ em tempestades severas. Na América do Sul, Machado *et al.* (2009) constataram uma relação entre a probabilidade de raios NS e a profundidade da convecção calculada pela diferença de temperaturas de brilho de canais de vapor de água e infravermelho. Mais recentemente, Schultz *et al.* (2015) com ajuda de radares Doppler com dupla polarização mostraram que no momento do LJ, entre os níveis de -10 e -40°C, as tempestades tem um conteúdo de graupel e uma área com velocidades verticais intensas ($> 10 \text{ ms}^{-1}$) maior que nos casos de aumentos fracos na taxa de raio.

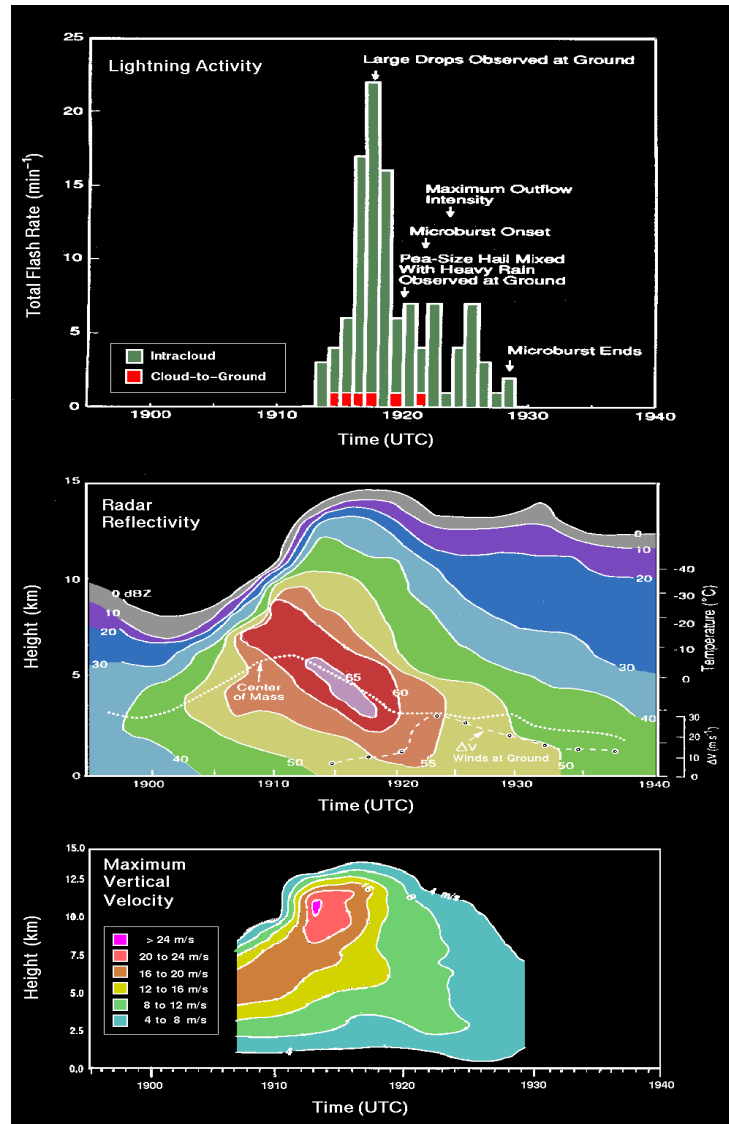


Figura 2.4. Evolução temporal da (acima) taxa de raios IN (barras verdes) e a taxa de raios NS (barras vermelhas) e perfil verticais de refletividade (médio) e velocidade máxima da corrente ascendente (abaixo) numa tempestade que causou queda de granizo severo. Fonte: Goodman et al. (1988).

Apesar de haver esta relação direta entre o LJ, a intensidade da corrente ascendente e a formação de precipitação dentro das nuvens, o entendimento dos mecanismos físicos do desenvolvimento da atividade elétrica dentro das nuvens e ocorrência de tempo severo ainda não é totalmente compreendido. Por exemplo, os experimentos de campo do Projeto CHUVA mostram um paradigma: as tempestades mais tropicais de Belém, PA, e Fortaleza, CE, tem desenvolvimento vertical da precipitação superior a 15 km de altura e poucos raios, enquanto que nas tempestades de São José dos Campos, SP, a precipitação está restrita à 11 e 12 km e com muitos raios (MORALES *et al.*, 2012, 2014). Logo, baseado nos mecanismos de eletrificação discutidos acima, se espera que as tempestades de Belém e Fortaleza tenham

mais gelo (devido à maior extensão vertical) e, conseqüentemente, mais raios, o que não acontece. Este paradigma pode estar relacionado ao tipo de hidrometeoro formado nessas tempestades e/ou à distribuição da precipitação dentro das tempestades, além da intensidade das correntes ascendentes e distância entre os centros de carga.

Morales *et al.* (2012, 2014) identificou que as tempestades de Belém e Fortaleza produziram mais flocos de neve (agregados) do que as tempestade de São José dos Campos, as quais produziram cristais de gelo menores. A magnitude da carga transferida durante a colisão entre duas partículas de gelo é proporcional à diferença de tamanho (i.e., diferença de velocidades terminais) destas partículas (AVILA *et al.*, 1999; JAYARATNE; SAUNDERS; HALLETT, 1983; PEREYRA; BÜRGESESSER; ÁVILA, 2008; SAUNDERS *et al.*, 2006; TAKAHASHI, 1978), transferindo, assim, menos carga elétrica durante colisões entre agregados e graupel (ou granizo) do que entre cristais de gelo e graupel (ou granizo). Logo, as tempestades de Belém e Fortaleza transferem menos cargas por colisão e ainda distribuem essas cargas ao longo de uma maior extensão vertical, aumentando a distância entre os centros de cargas principais dentro da nuvem, responsáveis pelo aumento do campo elétrico e frequência de raios.

Os algoritmos desenvolvidos para a previsão imediata de tempestades severas mediante a identificação do LJ consideram a taxa de raios totais e não a taxa de raios NS. Isto se deve ao fato de que a atividade de raios do tipo NS tem se mostrado relacionada ao máximo afluxo das correntes descendentes (GOODMAN *et al.*, 1988; WILLIAMS *et al.*, 1999) e, assim, vários estudos observam que o pico de raios NS ocorre após a ocorrência de tempo severo ou que as tempestades severas têm menor taxa de NS que as tempestades normais (CAREY; RUTLEDGE, 1996; CHANGNON, 1992; MADDOX; HOWARD; DEMPSEY, 1997; SOULA *et al.*, 2004).

2.5 Algoritmos de *lightning-jump* (LJ)

Basicamente, existem três métodos para o monitoramento da evolução temporal do número de raios totais de uma célula convectiva, ou seja, monitoramento do LJ: (i) médias móveis, (ii) desvios padrão e (iii) limites (GATLIN; GOODMAN, 2010; SCHULTZ *et al.*, 2009). Em geral, estes métodos definem quantitativamente o LJ como um incremento na tendência da taxa de raios totais maior do que um limiar. Por exemplo, no método de desvios padrão são

calculadas as médias das taxas de raios totais nos últimos 2 minutos, e a sua tendência entre elementos consecutivos, constantemente ao longo do tempo de vida da tempestade.. Se monitora o desvio padrão (σ) das 5 tendências calculadas nos últimos 12 minutos, ativando-se uma alerta de LJ quando a próxima tendência calculada supera a média das 5 tendências anteriores mais 2σ ou 3σ (Fig. 2.5b). Por sua vez, o método de médias móveis difere do método desvios padrão na sua maior suavização dos dados (Fig. 2.5a), ao utilizar um intervalo de tempo superior no cálculo das médias da taxa de raios totais (por exemplo, média em 6 minutos calculada a cada 2 minutos). Outra característica única do método de médias móveis é que, no cálculo do desvio padrão para determinar o limiar de LJ, é levado em conta o valor mais recente da tendência. Além disso, diferentemente do método de desvios padrão, ele não estabelece um limiar adicional na taxa de raios totais (e.g., 10 raios min^{-1}), o que causa um maior número de alarmes falsos produzidos por tempestades fracas. Este último limiar e outro para a tendência foram determinados de uma amostra climatológica de tempestades severas e ordinárias, sendo utilizadas no método de limites pré-estabelecidos, cujas únicas condições para a ativação da alerta são as de ultrapassar estes limiares (Fig. 2.5c). Após a ativação do alarme esta permanece até 30 minutos depois para o método das médias móveis e 45 minutos para os métodos desvios padrão e limites pré-estabelecidos.

Schultz *et al.* (2009) obtiveram resultados promissores no uso do algoritmo que considera 2 desvio padrão (2σ) para identificação do LJ prévio ao evento severo, com valores de probabilidade de ocorrência de detecção (POD) e taxa de alarme falso (TAF) de 0,87 e 0,33, respectivamente. Schultz *et al.* (2011) utilizaram uma amostra com 701 tempestades, e além da taxa de raios total, testaram a habilidade da variável taxa de raios NS na previsão imediata de severidade. Eles concluíram que o uso da variável taxa de raios total no algoritmo 2σ tem maior efetividade (POD = 0,79, FAR = 0,36) do que a taxa de raios NS (POD = 0,66, FAR = 0,53), além de superá-la no tempo de antecedência à ocorrência de severidade, sendo 20 minutos para raios totais e 13 minutos para raios NS. Schultz *et al.* (2016) concluíram que, para aumentos na área de rastreamento do elemento convectivo, os algoritmos diminuíaam a sua performance, no entanto áreas muito pequenas afetavam a magnitude do total de raios.

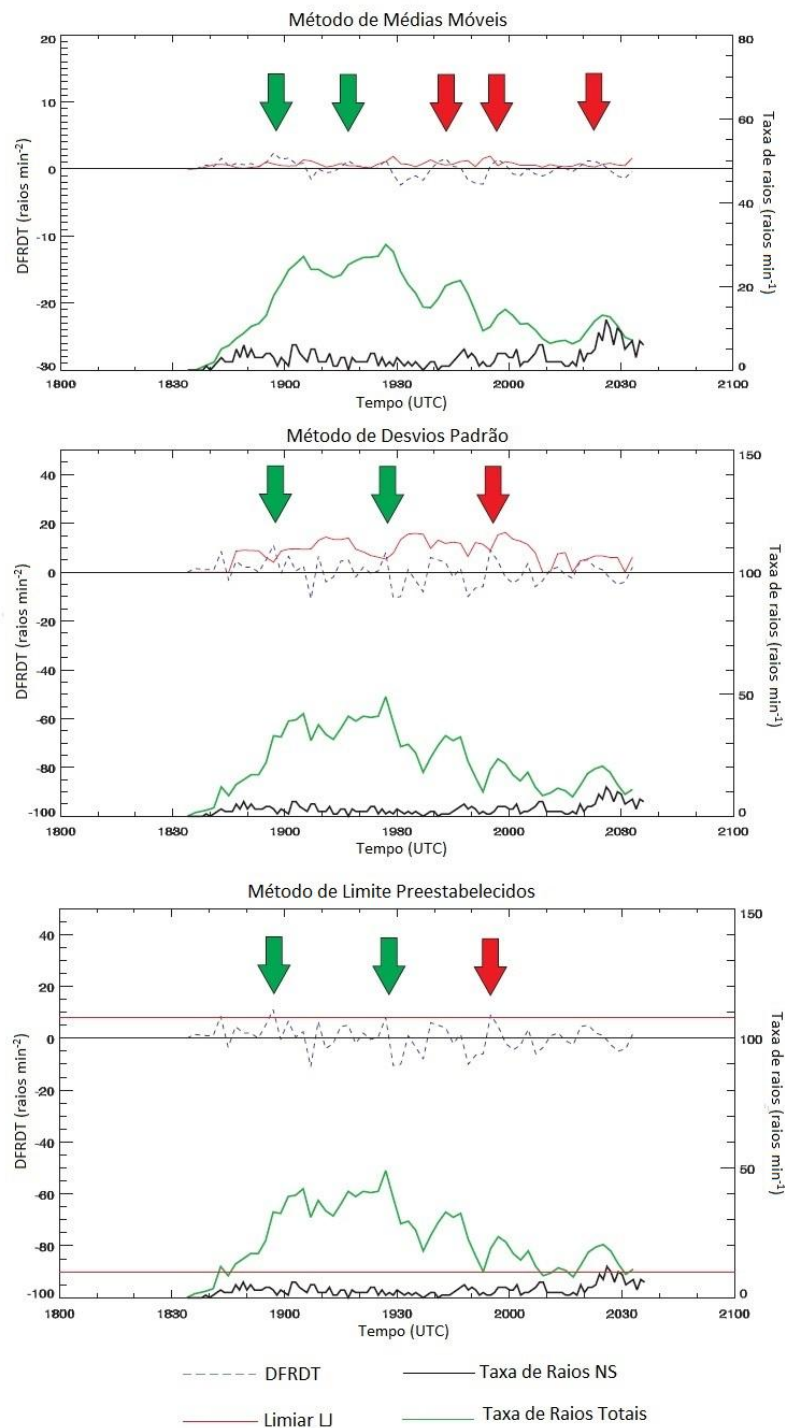


Figura 2.5. Determinação do LJ pelos métodos (a) médias móveis, (b) desvios padrão e (c) limites pré-estabelecidos numa tempestade em 3 de abril de 2007. A linhas azul, vermelhas, verde e preta representam a tendência na taxa de raios totais (DFRDT), o limiar de LJ, a taxa de raios totais e a taxa de raios NS, respectivamente. As setas indicam o momento de ocorrência do LJ, enquanto que as cores mostram se precedeu (verde) ou não (vermelha) algum evento severo. Fonte: Adaptado de Schultz *et al.* (2009) .

3. Dados e Metodologia

Para aprimorarmos o entendimento dos mecanismos físicos da formação da precipitação, eletrificação e ocorrência de tempo severo na RMSP, nesta pesquisa foram usados dados coletados durante o Projeto CHUVA (MACHADO et al., 2014). Este projeto teve como principal objetivo a caracterização da precipitação no Brasil e foi composto por seis experimentos de campo (Alcântara, Fortaleza, Belém, Vale do Paraíba, Santa Maria e Manaus), onde foram coletadas informações detalhadas sobre os processos físicos e microfísicos associados à formação e desenvolvimento de sistemas precipitantes. Os principais instrumentos de observação foram um radar meteorológico banda-X de dupla polarização, radares de chuva em micro-ondas, disdrômetros, pluviômetros, radiômetro, lidar, rede de GPS para recuperação do vapor de água integrado verticalmente, além de radares meteorológicos operacionais que abrangem as regiões dos experimentos de campo.

O experimento de campo do Projeto CHUVA que obteve dados coletados sobre a RMSP foi o CHUVA-GLM Vale do Paraíba, de 1 de novembro de 2011 a 31 de março de 2012, sendo este o período de estudo desta dissertação de mestrado. Este experimento foi realizado em parceria com a NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), EUMETSAT e DLR (Agência Espacial Alemã) com o objetivo de também coletar dados de descargas elétricas como *proxy* para os imageadores de raios *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) – a bordo do satélite GOES-R (Goodman et al., 2013) e LI (*Lightning Imager*) – a bordo do satélite MTG (*Meteosat Third Generation*) (ALBRECHT et al., 2012; BLAKESLEE et al., 2013; GRANDELL; FINKE; STUHLMANN, 2009). Estes dados de atividade elétrica junto aos fornecidos pelos radares meteorológicos foram usados nesta dissertação para determinar algumas das características elétricas e da precipitação na RMSP e associá-las a eventos de tempestades severas.

3.1. Dados

3.1.1. Radares Meteorológicos

O radar meteorológico banda X de dupla polarização foi instalado na cidade de São José dos Campos e não tinha alcance de observação total da RMSP. Logo, foram utilizados os

dados dos radares meteorológicos banda-S de polarização simples da Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH) e do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA), localizados, respectivamente, a 67 e 47 km de São Paulo-SP.

O radar do FCTH estava localizado no município de Biritiba Mirim-SP ($23^{\circ} 36' S$, $45^{\circ} 58' 20'' W$ e 925 m de altura) e funcionou de 1988 à 2014, quando foi substituído por um novo radar polarimétrico, também banda-S. Cobre uma área circular com raio de 240 km, abrangendo toda a região leste do estado de São Paulo, sul do Rio de Janeiro e sul de Minas Gerais (Fig. 3.1). Possui um comprimento de onda de 10 cm, largura do feixe de 2.1 graus e frequência de repetição de pulso de 250 Hz. Este radar realizava monitoramento contínuo da precipitação a cada 5 minutos, o que facilita o rastreamento dos sistemas convectivos.

O radar do DECEA encontra-se instalado no município São Roque-SP, mais especificamente nas coordenadas $23^{\circ} 36' 07'' S$ e $47^{\circ} 05' 39'' W$, numa altura de 1147 m acima do nível do mar. Abrange uma área circular de 250 km de raio (Fig. 3.1), conseguindo monitorar a RMSP embora a sua principal função seja auxiliar o controle de tráfego aéreo dos aeroportos. O seu comprimento de onda é de 10,9 cm, com uma largura do feixe de aproximadamente 2 graus. Este radar possui largura do pulso e frequência de repetição de pulso variáveis, sendo de $1\mu s$ na faixa de frequência de 250 Hz a 400 Hz e de $2\mu s$ na faixa de frequência entre 400 Hz a 1200 Hz. No período de estudo, as observações volumétricas foram feitas a cada 15 minutos. Devido à sua baixa resolução temporal comparada com o radar do FCTH, os dados do radar do DECEA só foram utilizados na ausência dos dados do radar da FCTH.

Os dados volumétricos de refletividade (Z) desses dois radares foram convertidos em CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) pela equipe do Projeto CHUVA, tendo resolução horizontal e vertical de 1 km. Não foram feitas correções (e.g., eliminação de ecos de terreno, atenuação, viés, etc.) nos dados volumétricos e nos dados de CAPPI, porém Morales, Albrecht e Biscaro (2013) estimam que existe uma superestimativa entre 2 e 4 dBZ nos dados desses dois radares. Esses dados volumétricos de CAPPI estão disponíveis ao público no banco de dados Projeto CHUVA: <http://chuvaproject.cptec.inpe.br/>.

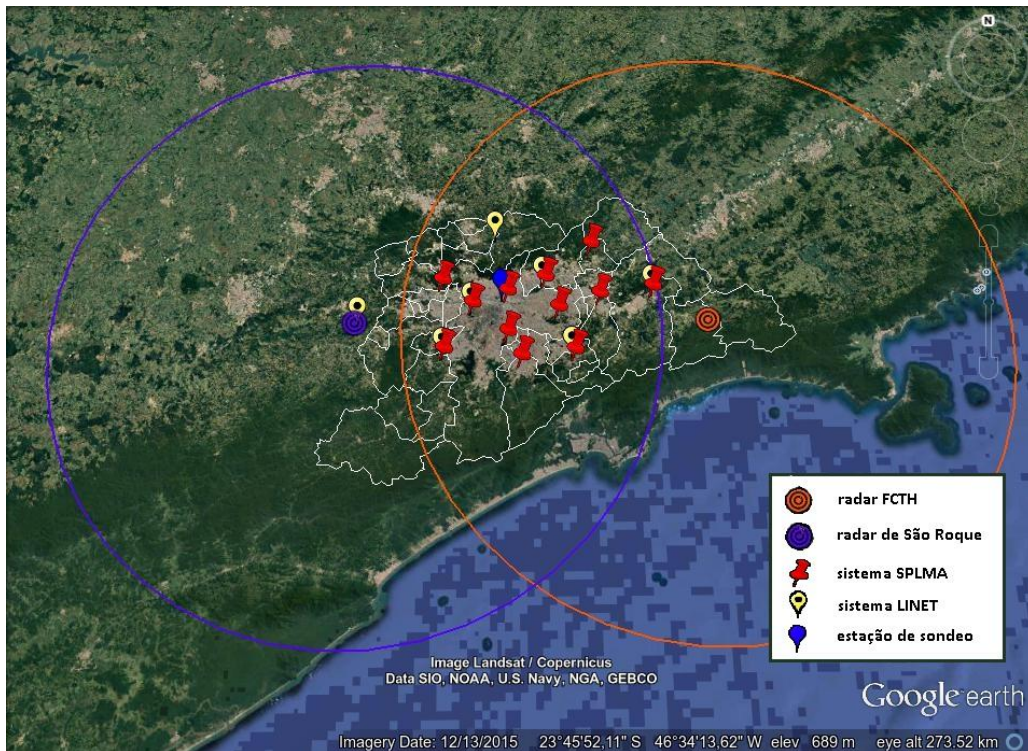


Figura 3.1. Localização da instrumentação do experimento de campo CHUVA-GLM Vale do Paraíba usada neste trabalho de mestrado. Os círculos azuis e laranja (100 km de raio) representam o limite das áreas de coberturas dos radares FCTH e São Roque, enquanto que os pinos amarelos, vermelhos e azuis mostram as redes de detecção de raios LINET, SPLMA e a estação de radio sondagem de Campo de Marte, respectivamente.

3.1.2 Redes de Detecção de Raios

Especialmente para o experimento de campo CHUVA-GLM Vale do Paraíba, foram instaladas quatro redes de detecção de raios totais na RMSP: a *Lightning Mapping Array* (LMA), a *Lightning location NETwork* (LINET), a Vaisala TLS200 e sete sensores adicionais da *Earth networks* integrando a rede BrasilDat (e co-localizados com os sensores da LINET). Nesta pesquisa são usados apenas as redes LMA e LINET, as quais descrevem diferentes processos das descargas elétricas (ALBRECHT; CECIL; GOODMAN, 2014), descritos a seguir, e permitiu a obtenção de uma variedade de características como a distribuição vertical dos centros de cargas elétricas nas tempestades, a taxa de raios totais, pico de corrente e multiplicidade. A seguir segue uma breve descrição dessas duas redes de detecção de raios.

3.1.2.1. LMA

O sistema LMA (RISON et al., 1999) determina a localização das fontes de radiação eletromagnética na frequência de VHF (*Very High Frequency*) produzidas nos processos iniciais de *breakdown* de propagação das descargas elétricas (CUMMINS; MURPHY, 2009).

Este sistema é constituído por várias estações onde se mede o tempo de chegada dos sinais eletromagnéticos por GPS (*Global Positioning System*) e mediante a tecnologia de posicionamento TOA (*Time-of-Arrival*) são determinadas as localizações das fontes no espaço (CUMMINS; MURPHY, 2009; MACGORMAN; RUST, 1998). A acurácia do sistema LMA é aproximadamente de 50 m até 150 km ao redor do centro da rede (GOODMAN *et al.*, 2005).

Embora este sistema não seja eficiente na identificação das ramificações das descargas relacionadas aos contatos de raios NS com o solo (ALBRECHT; CECIL; GOODMAN, 2014; CUMMINS; MURPHY, 2009; RISON *et al.*, 1999), o grande número de fontes que este sistema detecta permite fazer um mapeamento tridimensional das descargas elétricas, como mostrado na figura 3.2. Além disso, o fato da propagação do líder negativo através dos centros de cargas positivos (CCP) emitir mais energia em frequências VHF (RISON *et al.*, 1999) do que o líder positivo através dos centros de carga negativos (CCN), faz com que seja possível estimar as localizações destes centros mediante a distribuição vertical do número de fontes eletromagnéticas em cada camada da tempestade, como mostra o exemplo da figura 3.2 tomada de Wiens *et al.* (2005). Esta figura mostra o mapeamento tridimensional de 5 raios IN durante uma supercélula do Projeto STEPS (LANG; RUTLEDGE; WIENS, 2004). Este mapeamento revela a distribuição vertical de número de fontes eletromagnéticas em cinco camadas com polaridades alternadas, e, de baixo para cima, temos centros: positivo, negativo, positivo, negativo e positivo novamente. O centro de cargas com maior número de fontes é positivo, entre 8 e 9 km de altura, relacionado à maior emissão de eletromagnética de líderes negativos através desse centro de carga positivo.

Como parte do Projeto CHUVA foram instalados 12 sensores do sistema LMA (Fig. 3.3) na RMSP, formando assim a rede SPLMA (*São Paulo Lightning Mapping Array*), com uma linha de base entre os sensores de 15 a 20 km (Fig. 3.1). Para a detecção das fontes de radiação eletromagnética emitidas por raios foram usadas as faixas de frequências 180-186 MHz e 192-198 MHz (correspondentes aos antigos canais 8 e 10 de TV VHF), com tempo de amostragem de 80 ms (ALBRECHT *et al.*, 2010; BLAKESLEE *et al.*, 2013).

No processo de controle da qualidade dos dados da SPLMA foram aplicados filtros a eventuais ruídos por fontes eletromagnéticas emitidas por redes de transmissão de rádio, TV e energia elétrica (BLAKESLEE *et al.* 2013) e agrupadas em raios (“*flashes*”) com um mínimo de 5 fontes com separação espacial e temporal não maior de 3 km e 150 ms, de acordo com o algoritmo de McCaul *et al.* (2009).

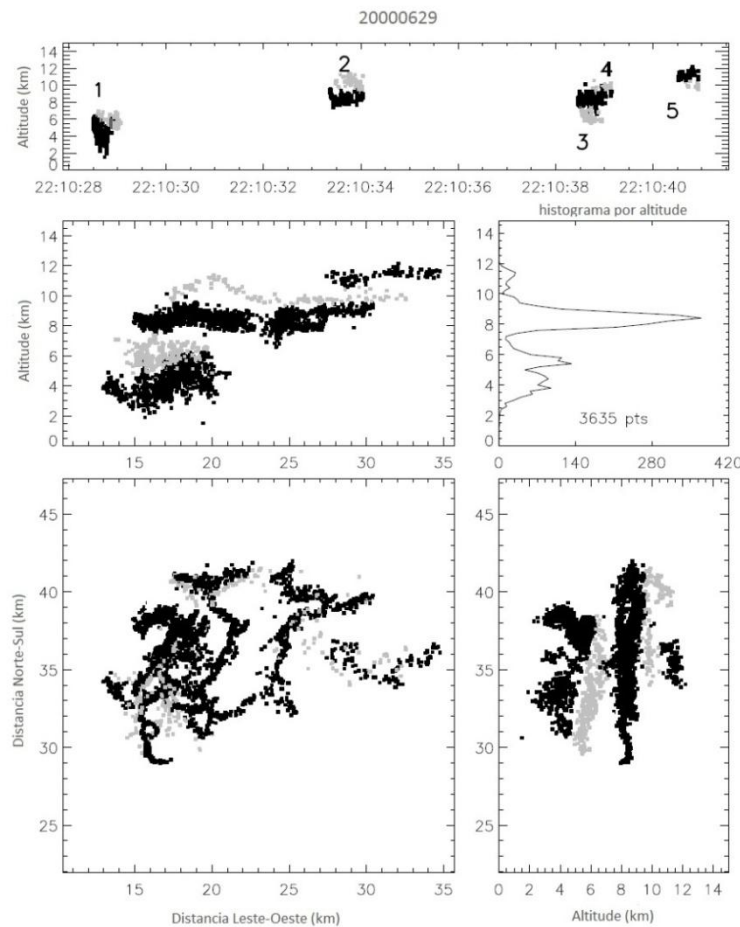


Figura 3.2. Mapeamento de 5 raios IN em uma supercélula observada durante o Projeto STEPS no dia 29 de junho de 2000. Os tons indicam a polaridade dos centros de cargas inferidas através do número de fontes emitidas pelos líderes que se propagaram por esses centros, sendo cinza para o centro de carga negativo e preto para o centro de carga positiva. Os painéis mostram projeções bidimensionais desses raios IN: (topo) altitude vs. tempo, (inferior esquerdo) vista do topo (norte-sul e leste-oeste), (centro esquerdo e inferior direito) altitude vs. leste-oeste e altitude vs. norte-sul. O histograma no painel central direito mostra o número de fontes distribuídas verticalmente. Fonte: Adaptado de Wiens *et al.* (2005).

3.1.2.2. LINET

O sistema LINET (BETZ *et al.*, 2009), por sua vez, detecta as descargas de retorno (*strokes*) de raios IN e NS nas frequências de VLF (*Very Low Frequency*) e LF (*Low Frequency*) fornecendo, em geral, a posição da quebra da rigidez dielétrica no plano e na altura (BETZ *et al.*, 2004; CUMMINS; MURPHY, 2009). Após determinar a localização das descargas de retorno pela técnica TOA, o sistema classifica essas descargas em IN e NS (dependendo da altura na qual ocorrem) e estima o seu pico de corrente.

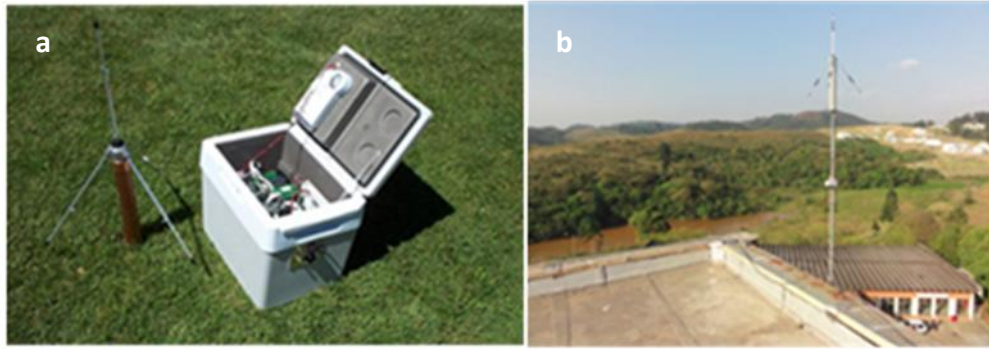


Figura 3.3. Imagens da (a) antena e caixa com o computador e processador de sinal de um sensor da rede LMA e (b) antena LMA instalada na Universidade Mackenzie, em Barueri-SP. Fonte: Projeto CHUVA (2011).

Para o experimento CHUVA-GLM Vale do Paraíba foram instalados na RMSP 7 sensores LINET (Fig. 3.4) com linha de base entre 25 e 30 km, sendo que haviam, em média, 7 a 5 sensores em funcionamento durante a campanha (Fig. 3.1). Um menor número de sensores em funcionamento acarreta maiores erros na localização das descargas de retorno quando havia menos do que 6 sensores em operação (BETZ, 2017).

Nesta dissertação de mestrado, foi feito um agrupamento das descargas de retorno da LINET em raios (i.e., “*flashes*”) considerando uma distância inferior a 10 km e um intervalo de tempo entre os *strokes* de até 500 ms, limitando ainda a máxima duração em 1 segundo. Um teste de sensibilidade aplicado a estes parâmetros (Tabela 3.1) mostrou que o valor de distancia máxima entre *strokes* é o que mais impacta no total de raios, sendo que para um valor de 5 km a fração respeito a um valor de 10 km aumenta em mais de 20%. No entanto parâmetros como o tempo máximo entre *strokes* e a de duração do raio não influenciaram significativamente.

Resultados de testes do sistema LINET e outros sistema em LF em diferentes continentes mostraram um grande número de raios NS com valores absolutos de picos de correntes abaixo de 10 kA que podem estar associados a descargas do tipo IN (BIAGI *et al.*, 2007; CUMMINS *et al.*, 1998; CUMMINS; MURPHY, 2009). Höller *et al.* (2013) mostraram que, para os dados da LINET durante o experimento CHUVA, essa característica é consequência de uma menor linha de base (~30 km) entre os sensores se comparados com outros sistemas de detecção ao redor do mundo (100-200 km) e atribuíram as descargas de retorno NS+ com baixo pico de corrente (<10 kA) ao “envolvimento do CCP inferior no processo de descarga”. Baseado na incerteza geral existente na classificação das descargas de retorno em IN e NS com picos de correntes positivos menor que 10 kA, e levando em conta que pesquisas feitas

com a rede NLDN (*National Lightning Detection Network*) (que também opera em LF) nos Estados Unidos mostraram com câmeras de vídeos que as descargas de retorno desta magnitude são geralmente descargas IN detectadas pelas redes em LF (BIAGI *et al.*, 2007; CUMMINS *et al.*, 1998), se decidiu considerar as descargas NS+ com pico de corrente menor que 10 kA como IN. O mesmo processo foi adotado para descargas de retorno negativas e com picos de correntes acima de -3 kA, aproximadamente o valor mínimo encontrado em alguns trabalhos (WILSON; CUMMINS; KRIDER, 2009).

Tabela 3.1 – Teste de sensibilidade dos parâmetros utilizados no agrupamento dos *strokes* em raios. Destaca-se em negrito a combinação de parâmetros adotados nesta pesquisa, os quais são chamados de referencia. Os dados de LINET escolhidos para o teste corresponderam ao dia 12 de março de 2012.

Tempo máximo interstrokes (ms)	Duração máxima (segundos)	Distância máxima interstrokes (km)	Total de raios e porcentagem respeito à referencia
300	1	5	14539 (127%)
300	1	10	12037 (106%)
300	1	15	11288 (99%)
300	3	5	14534 (127%)
300	3	10	12027 (105%)
300	3	15	11273 (99%)
500	1	5	14103 (124%)
500	1	10	11409 (100%)
500	1	15	10590 (93%)
500	3	5	14085 (123%)
500	3	10	11366 (100%)
500	3	15	10529 (92%)

As restrições no pico de corrente para raios NS expostas teve um forte impacto no total de raios NS e na fração destes com polaridade positiva. A tabela 3.2 mostra o teste de sensibilidade dos limites de pico de corrente, sendo que quando não se consideram restrições no pico de corrente 73% dos raios são NS e quase a metade deles tem polaridade positiva. Entretanto, ao estabelecer os limites de pico de corrente as frações de raios NS e NS+ diminuem para 32% e 13%, respectivamente.

Tabela 3.2 – Teste de sensibilidade dos parâmetros utilizados na classificação dos raios em IN ou NS. Os dados da LINET escolhidos para o teste corresponderam ao dia 12 de março de 2012.

Limite superior no pico de corrente para raios NS- (kA)	Limite inferior no pico de corrente para raios NS+ (kA)	Total de raios NS	Número de raios NS e porcentagem em relação ao total	Número de raios NS+ e porcentagem em relação ao total de NS
0	0	11409	8302 (73%)	4079 (49%)
-3	+10	11409	3654 (32%)	464 (13%)



Figura 3.4. Sensor da rede LINET instalado na companhia de energia EDP em Mogi Mirim-SP. Fonte: Projeto CHUVA (2011).

3.1.3. Sondagens atmosféricas

O perfil termodinâmico da atmosfera foi obtido através das sondagens realizadas nos horários 1200 e 0000 UTC no aeroporto do Campo de Marte, na cidade de São Paulo, e que estão disponíveis no site da Universidade de Wyoming

(<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Os perfis termodinâmicos foram usados para extrair a altura das isotermas das fases mista e fria das tempestades. Por exemplo, usou-se a altura da isoterma de 0°C para o cálculo do conteúdo de gelo integrado verticalmente e também como referência para a determinação das posições anômalas dos centros de cargas nas tempestades.

3.2. Metodologia

Para estudarmos a evolução temporal e a estrutura vertical da precipitação e atividade elétrica dos sistemas convectivos ocorridos na RMSPP durante o experimento CHUVA-GLM Vale do Paraíba e o possível súbito aumento na taxa de raios totais (i.e., o *lightning-jump*) durante ocorrências de tempo severo, os dados de raios das duas redes de detecção (SPLMA e LINET) foram acumulados entre os intervalos de tempo de varredura do radar, ou seja, a cada 5 minutos⁵, e na mesma grade regular cartesiana do CAPPI de refletividade. Desta forma, temos uma base de dados de raios e precipitação nos mesmos intervalos de tempo e grade facilitando o acompanhamento espacial e temporal das características físicas da precipitação e eletrificação simultaneamente.

A metodologia usada neste trabalho para análise da evolução temporal da precipitação e atividade elétrica de tempestades severas na RMSPP foi feita através de cálculos de variáveis físicas da precipitação e eletrificação (Seção 3.2.1), identificação e rastreamento de sistemas convectivos de tempestades (Seção 3.2.2), identificação de tempestades que produziram eventos severos (Seção 3.2.3) e a identificação e validação de algoritmos de *lightning-jump* nestas tempestades severas (Seção 3.2.4), descritos a seguir.

3.2.1. Cálculo de variáveis físicas da precipitação e eletrificação.

Uma série de variáveis que descrevem a intensidade da precipitação das tempestades, estrutura elétrica e características dos raios produzidos por elas foram calculadas das observações de radar e de medições dos sistemas de detecção de raios. Essas variáveis são:

- Conteúdo de água líquida integrado verticalmente (VIL – do inglês, *Vertically*

5 Nos casos com observações só a cada 15 minutos do radar de São Roque, se manteve os acumulados de raios em 5 minutos pelo que alguns intervalos não possuíam observações de radar associadas.

Integrated Liquid) e o conteúdo de gelo integrado verticalmente (VIL-Ice – do inglês, *Vertically Integrated Ice*), definidos por Greene e Clark (1972):

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

onde Z é a refletividade em $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$, Δh é a espessura da camada integrada em metros e VIL é em kg m^{-2} . Para o VIL é integrado toda a coluna vertical da nuvem e para o VIL-Ice é integrado entre os níveis de -10 e -40°C (MOSIER et al., 2011), determinados pelas sondagens atmosféricas.

- Máxima refletividade e máxima altura (i.e., *echotop*) das refletividades de 30, 35, 40 e 45 dBZ em cada ponto de grade do CAPPI do radar.
- Localização espacial da primeira fonte (LMA) ou descarga de retorno (LINET) dos raios (i.e., “*flashes*”).
- Máximo pico de corrente (PC) das descargas de retorno NS dos raios (i.e., “*flash*”) da LINET.
- Número de descargas de retorno NS dos raios (i.e., multiplicidade dos “*flashes*”) da LINET.
- Número de fontes (3D): acumuladas em 5 minutos para cada ponto numa grade tridimensional de 1 km de resolução similar aos dados de radar.
- Área do Polígono Convexo (APC) dos raios do LMA: é uma medida da área de extensão horizontal do raio, definida como a área do polígono de maior dimensão que se podem formar com as fontes detectadas pela rede LMA para uma descarga (BRUNING; MACGORMAN, 2013).
- Extensão vertical (EV) dos raios do LMA: calculado como a diferença em altura da fonte mais e menos elevada de um mesmo raio (CHRONIS et al., 2015a).

3.2.2. Identificação e rastreamento das tempestades

Em meteorologia por radar, um sistema convectivo é geralmente definido como uma área contínua de refletividade igual ou superior a um determinado valor em um nível fixo de CAPPI não afetado pela banda brilhante (DIXON; WIENER, 1993; QUEIROZ, 2009). O uso desta definição permite, numa forma simples, identificar os clusters de tempestades, porém o CAPPI fornece uma fronteira difusa entre regimes estratiformes e convectivos, o que causa a frequente união de sistemas convectivos muito próximos. Outros métodos usam o VIL para

rastrear sistemas convectivos (QUEIROZ, 2009), e assim evidenciar e identificar as áreas estratiformes. No entanto, o VIL é influenciado pela disponibilidade de dados de refletividade na coluna atmosférica, a velocidade de deslocamento da tempestade e o cisalhamento do vento.

Como esta dissertação de mestrado tem como objetivo estudar a estrutura vertical da precipitação e eletrificação das tempestades, a variável utilizada na identificação e rastreamento de sistemas convectivos é aquela sugerida por Schultz *et al.* (2016), sendo uma combinação empírica e adimensional entre o VIL e a taxa de densidade de raios (FRD – do inglês, *flash rate density*), chamada de VILFRD e definido por:

$$VILFRD = 100 \left[\left(\frac{VIL}{45} \leq 1 \right) + \left(\sqrt{\frac{FLCT5}{45}} \leq 1 \right) \right] \quad (eq. 2)$$

onde o VIL (kg m^{-2}) é dado pelo volume do radar e FLCT5 é a média da taxa de raios⁶ (raios min^{-1}), ambos calculados em intervalos de 5 minutos. Os limites estabelecidos para o VIL e FLCT5 na equação 2 estão relacionados com valores frequentemente encontrados em tempestades intensas. Esta variável oferece uma maior importância à informação de radar em tempestades fracas ou em estágios de desenvolvimento, as quais possuem uma baixa taxa de raios, enquanto que em tempestades com forte atividade elétrica a taxa de raios contribui eficientemente na diferenciação das células convectivas em relação ao uso de variáveis obtidas somente com radar (i.e., Z ou VIL)(SCHULTZ *et al.*, 2016). A utilidade dos dados de raios na identificação de áreas convectivas pode-se explicar pela relação entre a velocidade das correntes ascendentes e a taxa de raios, como discutido na seção 2.1.4, sendo amplamente usada em estudos de estimativa de precipitação por radar e satélite (e.g., MORALES; ANAGNOSTOU, 2003; WANG; GOPALAN; ALBRECHT, 2012; XU; ADLER; WANG, 2014). O VILFRD consegue realçar as tempestades com uma estrutura espacial menor do que as definidas nos dados de radar como consequência da distância e incluir descargas localizadas próximas às áreas convectivas sem se estender consideravelmente até a região estratiforme. Outra de suas vantagens é a possibilidade de se adaptar ao uso só de dados de raios e assim facilitar o rastreamento em casos de ausência de observações de radar. Esta possibilidade foi empregada nesta pesquisa quando as observações do radar de FCTH a cada 5

6 A taxa de raios num ponto de grade é calculada considerando o número de raios que apresentaram ao menos uma fonte detectada pela rede LMA neste ponto.

minutos não estavam disponíveis, e as observações de São Roque utilizadas na ausência total das anteriores mantiveram uma frequência de 15 minutos. A nova variável VILFRD utilizada em intervalos de tempo sem observação de radar foi calculada seguindo a equação 2, e considerado zero o VIL e dobrando o valor do termo associado à taxa de raios. Levando em conta o caráter discreto dos dados de raios, todos os VILFRD calculados ou a sua forma derivada para ausência de dados de radar foram suavizados com ajuda dum filtro gaussiano com desvio padrão do *kernel* de 0,6.

O limiar de VILFRD escolhido para a definição de tempestade tinha que cumprir duas condições: que não fosse tão alto, e então desconsiderasse muitas das áreas convectivas, e que fosse suficientemente pequeno para diminuir a fusão e a separação de células, as quais alteram a identificação do *Lightning Jump* (SCHULTZ *et al.*, 2014). O limiar escolhido nesta dissertação de mestrado foi VILFRD suavizado = 10, sendo que os seus valores equivalentes sem suavizar (VILFRD aproximadamente entre 13 e 15) são inferiores ao valor mínimo de 20 utilizado por Schultz *et al.* (2016), para que fosse permitido a identificação de estágios iniciais em tempestades. Para sistemas isolados com valores máximos inferiores a 10, um segundo limiar com valor de 6 foi utilizado.

Posterior à determinação das áreas contínuas com VILFRD suavizado > 10 e com o objetivo de separar sistemas convectivos menores unidos por áreas inferiores a 9 km^2 e cuja área conjunta superara os 200 km^2 , se aplicou um processo de erosão e dilatação similar ao proposto por Han *et al.* (2009) para uma versão melhorada do sistema TITAN (*Thunderstorm Identification Tracking and Nowcasting*) (DIXON; WIENER, 1993), como ilustrado na figura 3.5.

Finalmente, os sistemas convectivos identificados através da adaptação do VILFRD para a tempestades da RMSP, descrito acima, foram rastreados manualmente oferecendo prioridade aos sistemas mais antigos no caso de fusão entre dois sistemas e aos sistemas de maior área no caso de separação, assim como nos métodos do ForTraCC (VILA, 2004) e TITAN. Ao longo do processo de rastreamento e baseados em observações anteriores ou posteriores, foram corrigidos alguns sistemas identificados nos intervalos de ausência de observações de radar.

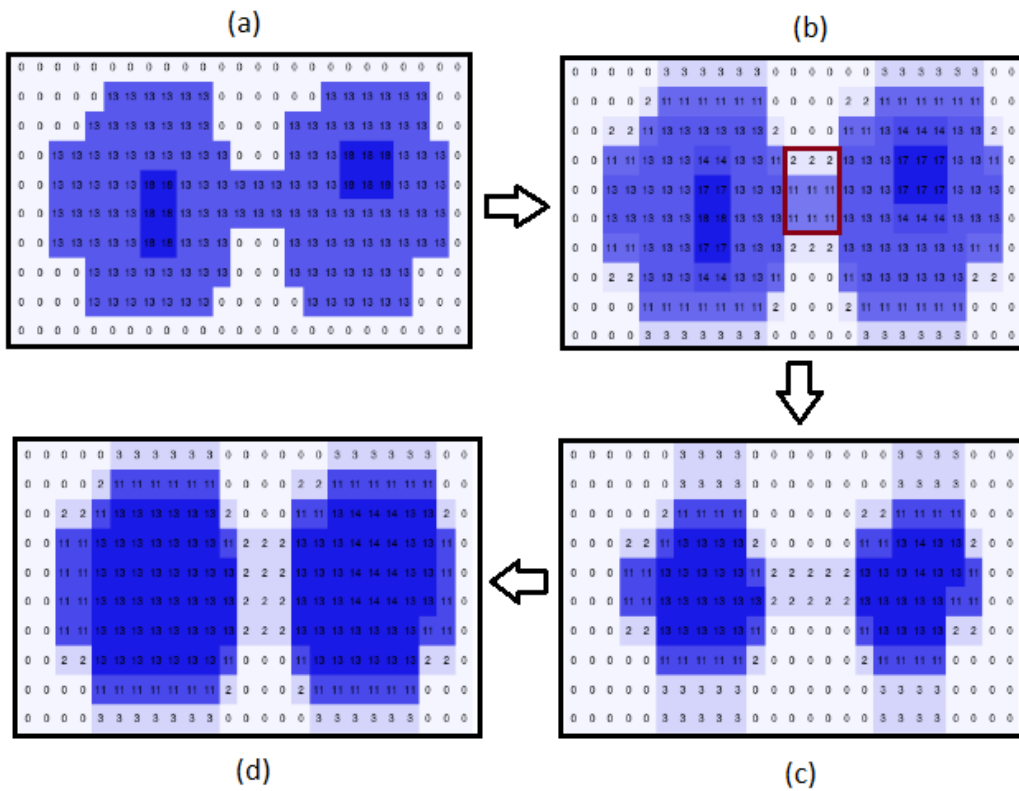


Figura 3.5. Ilustração do método de identificação dos sistemas convectivos, (a) cálculo do VILFRD, (b) suavizado do VILFRD com ajuda dum filtro gaussiano de 0.6 como desvio padrão e identificação do sistema convectivo (pixels maior a 10), (c) erosão do sistema com o kernel de 3x3 km, (d) dilatação da imagem anterior com o mesmo kernel. O quadrado marrom indica o kernel.

Para análise das características da precipitação e atividade elétrica das tempestades foram utilizados os sistemas convectivos que se iniciaram e dissiparam na área de cobertura do radar. Desta forma podemos obter a estrutura da precipitação e eletrificação durante todo o ciclo de vida de sistemas convectivos e não contaminar a base de dados com informações de sistemas que apenas se dissiparam ou apenas se formaram na região de estudo.

3.2.3. Classificação dos sistemas convectivos

As análises dos resultados foram feitas dividindo os sistemas convectivos em dois grupos de acordo com a ocorrência de severidade, ou seja, em tempestades severas (**TSev**) e tempestades não severas (**TNSEv**). O primeiro destes grupos é constituído por tempestades que provocaram queda de granizo com diâmetro maior que 2 cm ou ventos fortes que geraram múltiplas quedas de árvores ou danos em estruturas como casas e prédios, estando de acordo com a definição clássica de tempo severo comumente encontrada na literatura (MOLLER, 2001). As TSev foram identificadas através de relatórios de ocorrência de granizo e queda de

árvores do CGE da Prefeitura de São Paulo, gentilmente cedidos pelo meteorologista Michael Pantera. Além disso, alguns casos de tempo severo foram identificados durante a execução do experimento CHUVA-GLM Vale do Paraíba através de relatos da Defesa Civil e mídia impressa e *online*. Vídeos subidos no canal Youtube (<https://www.youtube.com>) foram particularmente úteis na localização dos eventos e na estimativa do tamanho do granizo, os quais se comprovaram com os dados de radar. A incerteza no horário da queda do granizo ou ocorrência de vento forte foi reduzida através do monitoramento da passagem dos sistemas convectivos de tempestade sobre o local de ocorrência e mediante a observação do momento da queda do núcleo de máxima refletividade nas tempestades. As TNSev constituíram nas demais tempestades nas quais não foram reportados granizo maior que 2 cm e/ou ventos fortes. Porém, algumas das TNSev geraram granizo com tamanho menor que 2 cm e foram classificadas em um subgrupo com o nome de Tempestades com Granizo Pequeno (**TGP**). A união dos sistemas convectivos da TSev e TGP foi chamado de Tempestades Significativas (**TSig**), enquanto que o subgrupo de TNSev sem granizo e/ou vento forte foi reclassificado como Tempestades Ordinárias (**TOrd**). A tabela 3.3 resume a classificação das tempestades descritas acima.

Tabela 3.3 – Classificação das tempestades

TSig: Tempestades Significativas	TSev: tempestades com granizo maior que 2 cm e/ou vento forte
	TGP: tempestades não severas, mas com ocorrência de granizo pequeno (<2 cm)
TOrd: Tempestades Ordinárias	TOrd: tempestades não severas e sem a ocorrência de granizo

3.2.4. Identificação e validação de algoritmos de *lightning-jump*

Em todos os sistemas convectivos de tempestade identificados foi procurada a existência do súbito aumento na atividade elétrica (*lightning-jump*) e sua utilidade na previsão imediata de eventos severos. Com este objetivo, foram avaliados os três algoritmos de *lightning-jump* encontrados na literatura (Seção 2.1.5): (i) médias móveis, (ii) desvio-padrão (σ) e (iii) limites pré-estabelecidos (LPE). Embora o número de tempestades severas identificadas tenha sido pequeno (Tabela 4.1, Seção 4.1), estas tempestades foram divididas em duas amostras: uma independente e outra dependente. A primeira foi usada para ajustar os parâmetros dos algoritmos de *lightning-jump*, enquanto que a segunda foi utilizada na validação desses

algoritmos.

As variáveis dos algoritmos de *lightning-jump* e foram calculadas conforme os seguintes passos:

A- Ao longo do tempo de vida de cada tempestade, foi calculada a taxa de raios (fr) em raios min^{-1} a cada intervalos de tempo (t) 1 ou 2 minutos.

B- Utilizando uma das duas séries de fr obtidas em A, se determina a média móvel ponderada ou sem ponderar da taxa de raios ($f_{média}$) para um número de elementos consecutivos entre 1 e 6, sendo que a máxima duração do intervalo de tempo utilizado no calculo de $f_{média}$ é de 12 minutos.

$$f_{média}(t_j) = \frac{\sum_{j=1}^m f_r(t_j)}{m} \quad \text{ou} \quad f_{média}(t_j) = \frac{\sum_{j=1}^m \frac{j \cdot f_r(t_j)}{m}}{m} ; m = 1 \text{ ao } 6 \quad (\text{eqs. 3a e 3b})$$

C- Para cada uma das 24 séries calculadas anteriormente (i.e. total de combinações formadas com 2 intervalos de tempo (1 ou 2 minutos) vezes de 1-6 elementos no calculo de $f_{média}$ vezes 2 médias (ponderada e sem ponderar)), foi determinada a tendência da taxa de raios (DFRDT) entre elementos consecutivos.

$$DFRDT(t_j) = \frac{f_{média}(t_j) - f_{média}(t_{j-1})}{t_j - t_{j-1}} \quad (\text{eq. 4})$$

D- Com o objetivo de calcular o limiar de DFRDT para cada ponto da série (j), foi determinada a média e o desvio padrão dos últimos⁷ 2, 3, 4, 5 ou 6 elementos de DFRDT anteriores ao ponto.

$$DFRDT_{média}(t_j) = \frac{\sum_{k=1}^n DFRDT(t_{j-k})}{n} ; n = 2 \text{ ao } 6 \quad (\text{eq. 5})$$

$$DFRDT_{desvpd}(t_j) = \frac{\left(\sum_{k=1}^n \left(DFRDT(t_{j-k}) - DFRDT_{média}(t_j) \right)^2 \right)^{0.5}}{n} \quad (\text{eq. 6})$$

E- Então, o limiar de DFRDT a partir do qual se ativariam os alertas de LJ foi calculado como a média de DFRDT mais 1, 1,5, 2, 2,5 ou 3 vezes o desvio padrão determinado no passo E:

⁷ O método de desvio padrão não considera nestes cálculos o valor atual de DFRDT, enquanto que o método de médias móveis sim. A duas variantes são consideradas nesta pesquisa.

$$DFRDT_{limiar}(t_j) = DFRDT_{meia}(t_j) + A * DFRDT_{desvpa}(t_j) \quad (\text{eq. 7})$$

F- Outras variantes de limiar foram obtidas usando as médias ponderadas e não ponderadas dos 2, 3, 4 ou 5 DFRDT limiares anteriores a cada ponto da série calculada em E.

G- O último critério para a ativação do alerta de LJ foi que a taxa de raios ultrapassara um limiar mínimo (de 0 até 30 raios min^{-1}), com o objetivo de evitar falsos alarmes produzidos por tempestades fracas.

Além dos passos anteriores, que constituíram uma generalização dos métodos de desvio padrão e médias móveis, foi testado o método de limites preestabelecidos, onde simplesmente se estabeleceram dois limites para a identificação do LJ, um na taxa de raios similar ao passo G e outro no DFRDT.

Os resultados destes três métodos e as suas diferentes variações foram avaliados utilizando os índices de contingência de probabilidade de detecção (POD), taxa de alarme falso (TAF) e índice de sucesso crítico (ISC), calculados como (WILKS, 2006):

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (\text{eq. 8})$$

$$TAF = \frac{b}{b + c} \quad (\text{eq. 9})$$

$$ISC = \frac{a}{a + b + c} \quad (\text{eq. 10})$$

onde:

- a é o número de vezes em que foi determinado um *lightning-jump* e antecedeu a ocorrência de severidade⁸ em até 45 min.
- b é o número de vezes em que foi determinado um *lightning-jump* e não foi registrada a severidade.
- c é o número de vezes em que não foi determinado um *lightning-jump* e foi registrada a severidade.

Através destes índices foi possível determinar as combinações de parâmetros que apresentaram melhor performance para a amostra dependente. Com estas combinações de

⁸ Se um ou mais eventos severos associados à mesma tempestade aconteceram dentro de 6 minutos após outro evento, estes são desconsiderados.

parâmetros e fazendo uso da amostra independente foram avaliados os três métodos.

4. Resultados

Neste capítulo, as tempestades observadas durante o experimento CHUVA-GLM Vale do Paraíba são analisados a partir de sua estrutura vertical da precipitação e eletrificação e de suas relações com as variáveis atmosféricas onde essas tempestades foram formadas. Na seção 4.1 é apresentada uma breve descrição das tempestades estudadas neste trabalho juntamente com as situações sinóticas e de mesoescala nas quais elas se desenvolveram. Na seção 4.2 é apresentada as diferenças na estrutura elétrica e de precipitação das tempestades consideradas severas e não severas. As seções 4.3 e 4.4 mostram, respectivamente, o estudo da distribuição dos centros de cargas e da evolução temporal das tempestades. Na seção 4.5 são analisadas num maior detalhe as características de 3 das 5 tempestades severas estudadas, enquanto que na seção 4.6 é avaliado o desempenho dos algoritmos de *Lightning-Jump* na previsão imediata dos eventos severos associados a estas tempestades.

4.1. Tempestades estudadas e suas situações sinóticas e de mesoescala

Nesta pesquisa foram analisados 249 sistemas convectivos que se desenvolveram na RMSF entre os dias 11 de novembro de 2011 e 27 de março de 2012. Em 22 destes dias (Tabela 4.1), foram identificadas 24 tempestades que apresentaram fenômenos meteorológicos significativos (i.e., granizo e fortes ventos), 5 das quais foram classificadas como severas ao se reportar a queda de granizo maior que 2 cm, múltiplas quedas de árvores e destelhamentos. A quantidade de reportes de tempestades com estas características mostrou pouca variabilidade entre os meses, com maior frequência em janeiro (6 casos) e dezembro (3 casos). Os horários de ocorrência dos eventos significativos estiveram restritos ao período da tarde e começo da noite, mais especificamente entre as 1630 UTC e 21 UTC (ou 13:30 e 19:00 HL). A amostra de 225 sistemas convectivos ordinários (i.e., sem granizo e fortes ventos) também manifestou um máximo de frequência no seu horário de formação na tarde (Fig. 4.1), e estão de acordo com os resultados de Da Cunha (2016), Freitas *et al.* (2009), Morales *et al.* (2004) e Silva Dias (2000).

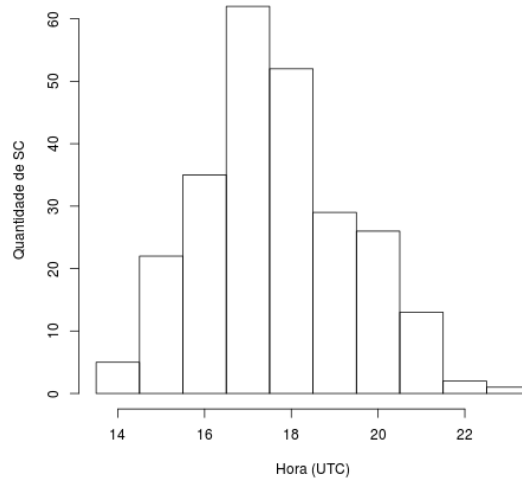


Figura 4.1. Frequência absoluta (%) do horário de formação dos 249 sistemas convectivos analisados nesta dissertação.

A tabela 4.1 descreve o dia e horário das tempestades significativas (**TSig**), assim como o tipo de evento significativo gerado e a situação sinótica e/ou de mesoescala associada, baseado nos relatórios meteorológicos do CGE (Seção 3.2.3). Do total de dias (22) com **TSig** no período de estudo, em dois deles a situação meteorológica que causou estes eventos foi a existência de instabilidade pré-frontal, e outro é produzido pela influência dum sistema frontal quase estacionário. Outros 14 casos (3 severos) estiveram associados à cavados e difluência na média e alta troposfera que favoreceram a convergência em níveis baixos. Os cinco casos restantes foram de natureza predominantemente termodinâmica. Sistemas como frentes frias, convecção local, linhas de instabilidade e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) estão associados às tempestades nos dias sem reporte de eventos significativos.

Quanto à localização destes sistemas, a figura 4.2 mostra que os sistemas convectivos significativos se desenvolveram majoritariamente sobre o município de São Paulo (14 sistemas), embora municípios como Guarulhos (3 sistemas), Santos (1 sistemas), São Bernardo do Campo (1 sistemas), Santo André, Osasco (2 sistemas), entre outros (3 sistemas), também foram atingidos. As tempestades ordinárias (**TOrd**) mostraram um deslocamento preferencial de nordeste para sudoeste, concordando com os resultados de Morales *et al.* (2004), e possuem em geral menor duração do que as tempestades **TSig**. As **TSig** também mostraram deslocamento de nordeste para sudoeste, mas algumas se deslocaram no sentido direção oeste-leste. Estas também são as tempestades de maior duração (ou tempo de vida), como será mostrado na próxima seção.

Tabela.4.1. Descrição de data e horário das tempestades associados a eventos significativos (TSig), assim como a descrição do tipo de evento (e.g., granizo, vento forte) associado e a situação sinótica e de mesoescala na qual a tempestade se desenvolveu. Sistemas em negrito são aqueles que geraram eventos severos (i.e., TSev).

Dia	Hora (UTC)	Fenômeno	Situação sinótica e/ou de mesoescala associada
11/11/2011	1745	Granizo Pequeno	Ramo estacionário de um sistema frontal
26/11/2011	1650	Granizo Pequeno	Cavado em níveis altos e termodinâmica
29/11/2011	1815	Granizo Pequeno	Cavado em níveis médios e altos e termodinâmica
30/11/2011	1835	Granizo	Cavado em níveis médios e altos e termodinâmica
1/12/2011	1810	Granizo Pequeno	Instabilidade pré-frontal
18/12/2011	1805	Granizo Pequeno	ZCAS e divergência em altitude.
20/12/2011	2055	Granizo	Cavado em níveis médios e termodinâmica
5/1/2012	2030	Granizo Pequeno	Cavado em níveis altos e termodinâmica
6/1/2012	1650	Granizo Pequeno	Termodinâmica
7/1/2012	1730	Granizo	Cavado em níveis médios e altos e termodinâmica
21/1/2012	1730	Granizo Pequeno	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN)
22/1/2012	1850	Granizo Pequeno	Difluência em altitude
23/1/2012	1700	Granizo Pequeno	VCAN
7/2/2012	1915	Granizo Pequeno	Termodinâmica
10/2/2012	1845	Granizo Pequeno	VCAN
14/2/2012	1815	Granizo Pequeno	Termodinâmica
17/2/2012	2000	Granizo Pequeno	Calor e umidade em baixos níveis e ar frio na troposfera média (cavado em 500 hPa) e divergência em altitude.
19/2/2012	1950	Granizo Pequeno	Calor e umidade em baixos níveis e ar frio na troposfera média (cavado em 500 hPa) e divergência em altitude.
10/3/2012	1735	Granizo Pequeno	Termodinâmica
12/3/2012	1840	Granizo	Cavado em níveis altos e termodinâmica
13/3/2012	1940	Granizo Pequeno	Termodinâmica
27/3/2012	1930	Ventos fortes	Linha de instabilidade pré-frontal

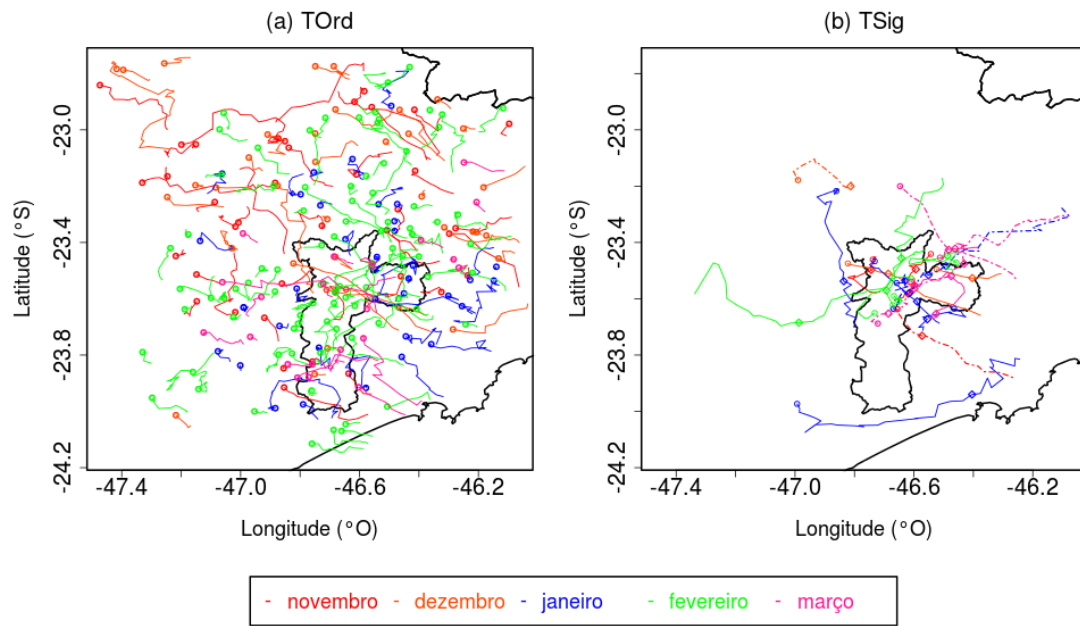


Figura 4.2. Trajetórias dos sistemas convectivos (a) TOrd e (b) TSig. O círculo indica o local de início da tempestade e as linhas tracejadas os casos severos.

4.2. Diferenças nas estruturas elétricas e de precipitação das tempestades severas e não severas.

Como sinalado no capítulo 2, as tempestades severas comumente se caracterizam por ter estruturas de precipitação e elétrica anômalas, que se refletem nos altos valores de taxas de raios e algumas variáveis derivadas de observações de radar como VIL e altura máxima do eco de 45 dBZ, assim como em maiores porcentagens de raios IN ou NS de polaridade positiva (NS+). Com o objetivo de verificar essas diferenças respeito às tempestades não severas, nesta seção são comparadas as variáveis antes mencionadas e outras de grande importância para este tipo de estudos, como área da tempestade, tempo de vida, máxima refletividade, taxa de raios NS, pico de corrente, multiplicidade, entre outras. Em geral, apesar das incertezas na classificação dos sistemas como TOrd (Seção 3.2.3) e o limitado número de casos severos, os resultados se mantiveram relativamente coerentes com o já reportado na literatura. As figuras 4.3, 4.4 e 4.5 mostram, através de diagramas de caixas (*box plots*), as distribuições de algumas variáveis das tempestades derivadas de observações de radar e sistemas de detecção de raios. Na primeira delas percebe-se como as TSig (TGP e TSev) exibiram maior área máxima e tempo de vida médio que as TOrd. A mediana da área máxima

e tempo de vida das TGP e TSev são, respectivamente, de 180 km^2 e 85 minutos e 150 km^2 e 83 minutos. Não obstante, em alguns sistemas de duração maior que 2 horas e de expansão superior aos 200 km^2 , não se reportaram fenômenos significativos.

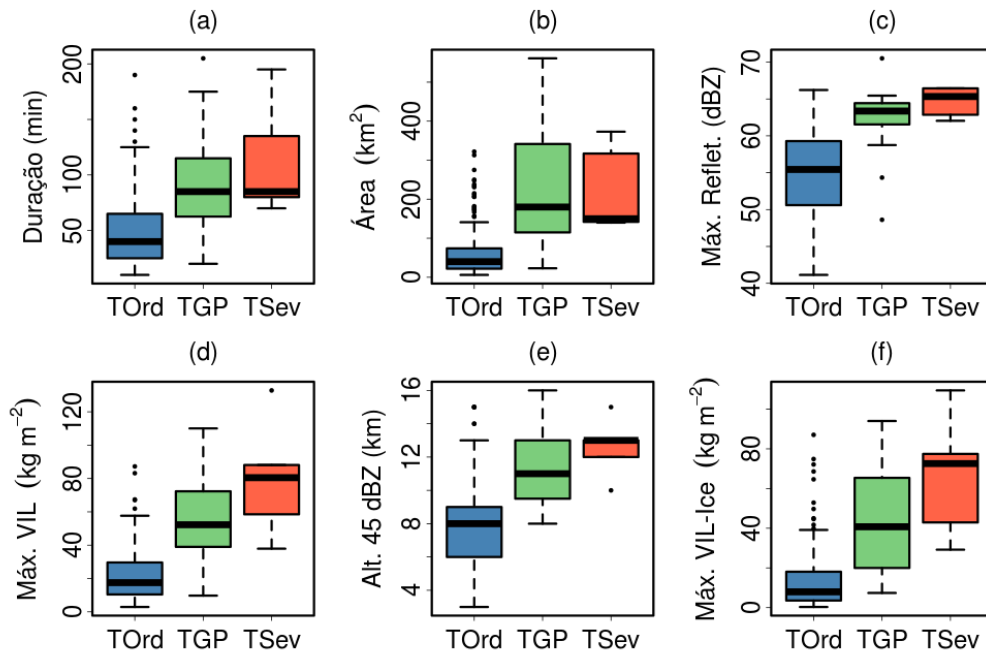


Figura 4.3. Distribuição da (a) duração, (b) área, (c) máxima refletividade, (d) máximo VIL, (e) altura máxima do eco de 45 dBZ e (f) máximo VIL-Ice, para cada grupo de tempestade (TOrd, TGP e TSev).

As distribuições dos valores de máxima refletividade, altura máxima do eco de 45 dBZ (Alt45), VIL e VIL-Ice (Fig. 4.3.) gerados pelos sistemas convectivos se mostraram deslocadas para valores mais altos em tempestades com granizo ou ventos fortes, sendo os valores mais altos encontrados nas TSev. Na figura 4.3c pode-se constatar que para valores acima dos 60 dBZ a probabilidade de ocorrência de granizo aumenta, embora altos valores de taxas de chuva possam provocar valores similares. As demais variáveis (Alt45, VIL e VIL-Ice) são muito dependentes das velocidades das correntes ascendentes nas tempestades e refletem diferenças notáveis entre os grupos de sistemas. Por exemplo, os primeiros quartis das distribuições de máximo VIL, máximo VIL-Ice e Alt45 para o grupo TGP (respectivamente, 39 kg m^{-2} , 20 kg m^{-2} , 9.5 km) superam os terceiros quartis do grupo TOrd (30 kg m^{-2} , 18 kg m^{-2} , 9 km, respectivamente). No entanto, alguns casos de TOrd possuem magnitudes iguais ou superiores as medianas do grupo TSev (80 kg m^{-2} , 73 kg m^{-2} , 13 km), o que reforça a hipótese da existência de tempestades significativas no grupo TOrd, porém não

reportadas em nossa metodologia. Quando analisada especificamente a variável Alt45 (Fig. 4.3e) é possível perceber que a metade dos casos de TOrd têm valores acima de 8 km, o que por sua vez constitui o valor mínimo de Alt45 em TSig. Segundo Waldvogel, Federer e Grimm (1979), a probabilidade de granizo incrementa quando a diferença entre Alt45 e a altura da isoterma 0°C é maior a 1,4 km, sendo que para diferenças acima de 5,5 km a probabilidade é de 100%. Levando em conta que a altura média da isoterma de 0 graus neste estudo foi de 4520 metros, poderíamos esperar casos de granizo com Alt45 entre 6 e 8 km, mas este fato não aconteceu. Porém a probabilidade da tempestade ter granizo aumenta em proporção ao incremento de Alt45 para valores acima de 8 km.

Altos valores nas taxas e acumulados de raios totais são encontrados em TSig, onde o 75% das tempestades produziram mais de 550 raios, porém não houve aumento nas medianas de TSev para TGP (Fig. 4.4a). Todos os casos severos experimentaram picos de mais de 17 raios min^{-1} (Fig. 4.4b), magnitude de taxa de raios atingida ou superada em 40 (18%) das 225 tempestades ordinárias. A variável máximo de densidade de raios mostra diferenças menos significativas entre os grupos TSig e TOrd, pertencendo o máximo absoluto (0,74 raios $\text{min}^{-1} \text{km}^{-2}$) a este último (Fig. 4.4c).

Os valores da mediana no total de raios NS (Fig. 4.4d) e no máximo da taxa de raios NS (Fig. 4.4d) em TSev (38 raios e 1,8 raios min^{-1} , respectivamente) são inferiores ao primeiro quartil de TGP (56 raios e 2,4 raios min^{-1} , respectivamente), favorecendo ainda mais uma diminuição na fração de raios NS à medida que a tempestade fica mais intensa, como observado na figura 4.4f, onde para TSev a fração de raios NS não ultrapassa 20%. Entretanto a polaridade destes raios manifestou-se predominantemente negativa, com um máximo de 50% na fração de raios NS+ em relação ao total de raios NS.

O módulo dos picos de corrente das descargas NS+ e nuvem-solo negativas (NS-) em TSev revelaram valores medianos superiores aos encontrados para TOrd, sendo mais visível a diferença no caso de NS+. Porém, picos de corrente extremos acima e abaixo de +100 e -100 kA só foram produzidos por TOrd. A média destes picos de correntes para toda a amostra estudada (respectivamente, -20 e 16 kA em descargas NS- e NS+) exibiram, em módulo, aproximadamente 3 e 13 kA menos que as médias obtidas por Pinto *et al.* (2009), com a rede de detecção RINDAT.

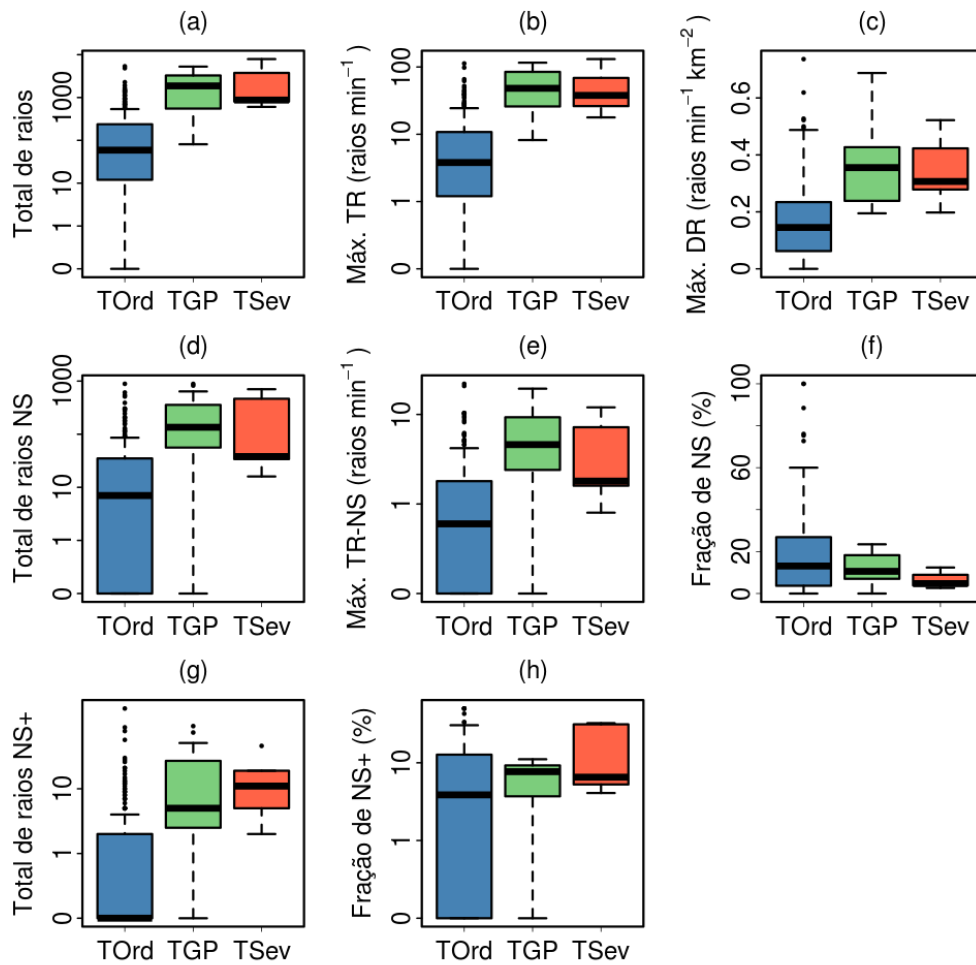


Figura 4.4. Distribuição do (a) total de raios produzidos pela tempestade, (b) máximo na taxa de raios (TR), (c) máximo na densidade de raios (DR), (d) total de raios NS produzidos pela tempestade, (e) máximo na taxa de raios NS (TR-NS), (f) fração de raios NS, (g) total de raios NS+ e (h) fração de raios NS+, para cada grupo de tempestade: TOrd, TGP e TSev.

O teste Mann-Whitney (WILKS, 2006) com nível de significância de 0,05 mostrou a existência de diferenças entre os grupos TOrd e TSev para os parâmetros multiplicidade, área do polígono convexo (APC) e extensão vertical. As medianas da extensão horizontal e extensão vertical dos raios apresentaram valores maiores em TOrd (Fig. 4.5d e Fig. 4.5e), sendo plausível a hipótese de que uma maior turbulência na tempestade como consequência de fortes correntes ascendentes possam criar regiões de cargas mais próximas e, conseqüentemente, raios de menor extensão (BRUNING; MACGORMAN, 2013; CHRONIS *et al.*, 2015a). Os valores médios e medianos para APC em toda a amostra foram de 17 e 6 km², respectivamente, enquanto que para a extensão vertical foram de 5,789 e 4,777 m. Entretanto, a média geral da multiplicidade foi de 5,7 enquanto que o máximo absoluto no

número de descargas de retorno atingiu o valor de 30 (Fig. 4.5c). O grupo TSev apresentou uma maior porcentagem de raios com três ou mais descargas de retorno (82%) em relação aos grupos TGP (77%) e TOrd (69%).

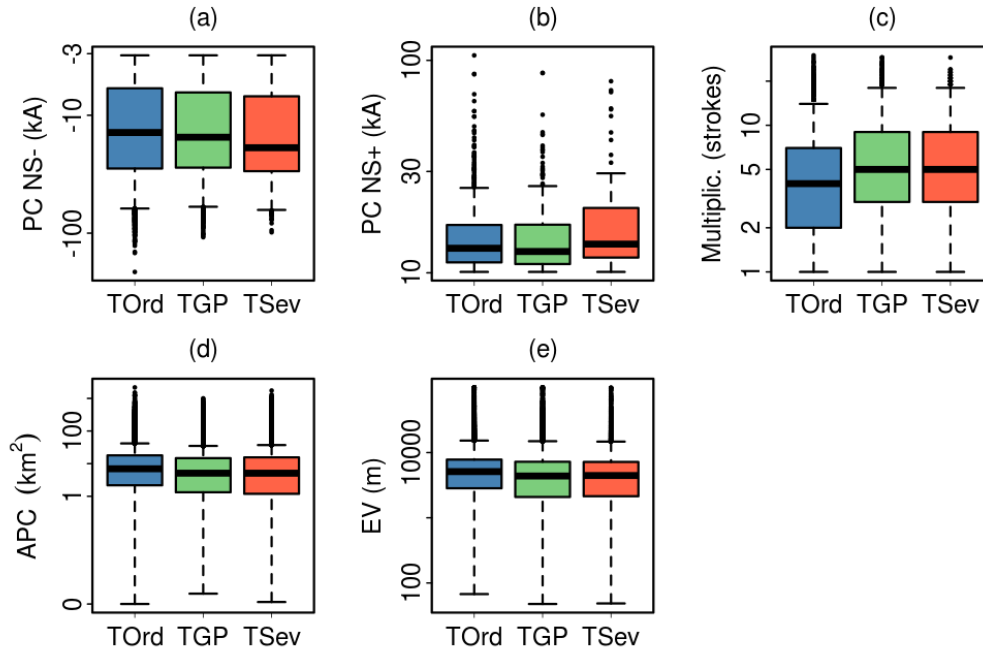


Figura 4.5. Distribuição do (a) pico de corrente (PC) dos raios NS-, (b) pico de corrente dos raios NS+, (c) multiplicidade, (d) área do polígono convexo do raio (APC) e (e) extensão vertical (EV) para cada grupo de tempestade: TOrd, TGP e TSev.

4.3. Distribuição dos centros de cargas

As características elétricas exploradas na seção anterior são dependentes da intensidade e a posição dos centros de cargas na tempestade, sendo esperadas estruturas elétricas diferentes dependendo do grupo de tempestade considerado (TOrd, TGP ou TSev). Estes centros de cargas nas tempestades foram estimados baseados na distribuição vertical de fontes eletromagnéticas detectada pela rede SPLMA, como descrito na seção 3.1.2.1 e figura 3.2. A figura 4.6 mostra a distribuição vertical do total de fontes acumuladas a cada 1 km de altura considerando todas as tempestades de cada grupo TOrd, TGP e TSev. Podemos observar distribuições muito similares nos grupos TOrd e TGP, com dois picos ao redor dos 5 e 10 km de altura (aproximadamente nas isotermas de -3°C e -37°C , respectivamente). Estes máximos

são associados aos CCP nas tempestades e podemos inferir uma estrutura média tripolar similar à mostrada na figura 2.2, com presença dum CCN em 7 km (isoterma de -15°C). Entretanto TSev também apresenta três centros de cargas, porém o CCP em 5 km de altura é mais intenso e têm magnitude comparável ao CCP de níveis altos.

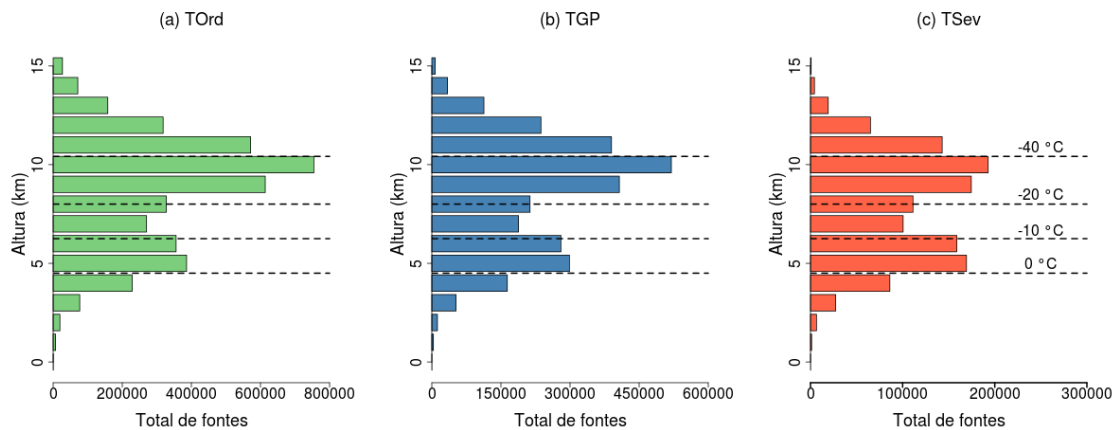


Figura 4.6. Distribuição vertical do total de fontes acumuladas a cada 1 km de altura nos grupos de tempestades (a) TOrd, (b) TGP e (c) TSev.

O total de fontes analisadas anteriormente é fortemente influenciado por tempestades com alta atividade elétrica que, portanto, produzem muito mais fontes eletromagnéticas. Na figura 4.7a é apresentado a frequência da localização (i.e., nível de temperatura) do Centro de Cargas Positivas Dominante (CCPD) para os diferentes grupos de tempestades. Ao redor do nível de -35°C de temperatura há maior frequência (26% das tempestades) do CCPD, enquanto que em -5°C há um máximo secundário em concordância com a posição do CCP de níveis baixos encontrada na figura 4.6. Somente em 11 de 208 tempestades o CCPD esteve entre -12.5°C e -22.5°C , constituindo a faixa de temperaturas com mínimos de frequências na região de fase mista e se posicionando aproximadamente no mesmo nível do CCN comumente reportado na literatura (WILLIAMS, 1989). Chama a atenção que 38% das tempestades tiveram o CCPD abaixo de -30°C , limiar utilizado por Fuchs *et al.* (2015) para definir estruturas de cargas anômalas. Estas distribuições de cargas que fogem do tripolo clássico com CCPD por volta dos -40°C , não se mostraram relacionados com um grupo específico de tempestade (TNSev, TGP ou TSev), embora as TOrd foram as únicas com CCPD nas camadas entradas entre -15 e -25°C .

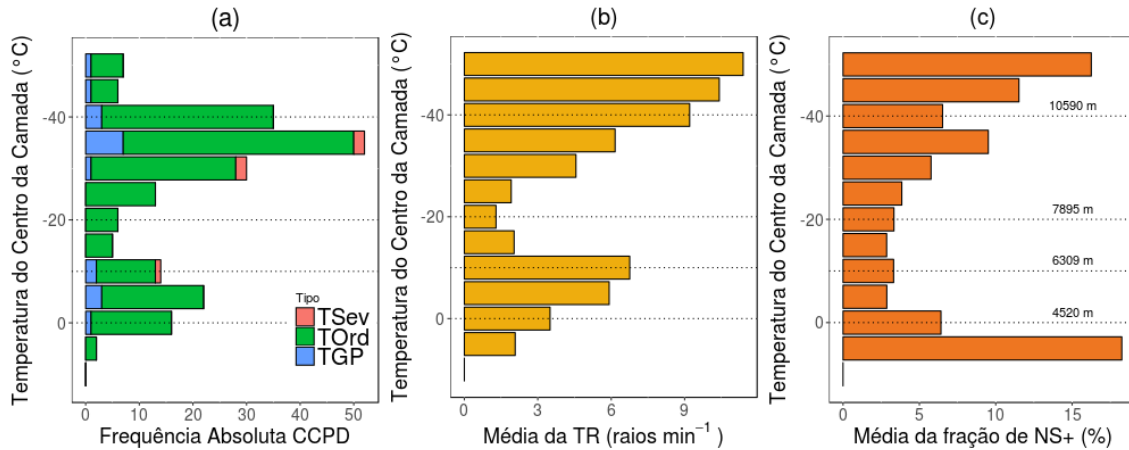


Figura 4.7. Distribuição vertical por níveis de temperatura a cada 5 graus da (a) frequência absoluta (%) da posição do centro de cargas positivas predominante (CCPD) nas tempestades, (b) média da taxa de raios de tempestades com CCPD neste nível, (c) média da fração de raios NS+ em relação ao total de raios NS das tempestades com CCPD neste nível. As propriedades são acumuladas em camadas de 2 km de espessura centradas à altura das isotermais.

Coincidentes com resultados obtidos por Fuchs *et al.* (2015) para diferentes regiões dos Estados Unidos, a média da taxa de raios em tempestades com igual temperatura de CCPD mostrou um aumento com a altura nas camadas acima dos -20°C . Um incremento similar só que de menor magnitude pode-se perceber entre as isotermais de $+5$ e -10°C . Entretanto a porcentagem média de raios NS+ também cresceu com a altura acima de -20°C embora os seus valores tenham se mostrado pequenos. Contudo o valor máximo foi de 18% e correspondeu à camada ao redor de 5°C , o que provavelmente poderia ser consequência de raios IN erroneamente classificados como NS e não favorecendo assim uma hipótese de maior quantidade de raios NS+ como resultado da presença dum CCP fortalecido próximo à superfície.

4.4. Evolução temporal das tempestades

As tempestades frequentemente sofrem através de seu ciclo de vida mudanças em algumas variáveis numa magnitude igual ou superior às diferenças entre os grupos TOrd, TGP e TSev. Os estágios de desenvolvimento, maturação e dissipação possuem características dinâmicas típicas que influenciam no comportamento da precipitação e a atividade elétrica. Na figura 4.8 se mostra o comportamento de algumas das variáveis antes analisadas ao longo da evolução

das tempestades. O ciclo de vida normalizado dos parâmetros obtidos com radar (Fig. 4.8) em geral apresenta uma forma de parábola com um valor máximo no seu centro. Variações deste padrão são causadas pela presença de sistemas com múltiplas células convectivas nas agrupações de clusters com menor quantidade de casos, como TGP e TSev. Neste último grupo é notável o rápido incremento nos valores de área, máxima refletividade e VIL durante o estágio de desenvolvimento (tempo normalizado entre 0 e 20%), porém o crescimento mantém-se até 40% de seu tempo de vida (Fig. 4.8a – Fig. 4.8c). Em contraste, TGP experimenta um desenvolvimento notável entre o início e 10% de sua vida, ponto onde mais da metade das tempestades deste grupo ultrapassaram os 55 dBZ e 20 kg m⁻², para posteriormente diminuir na sua tendência.

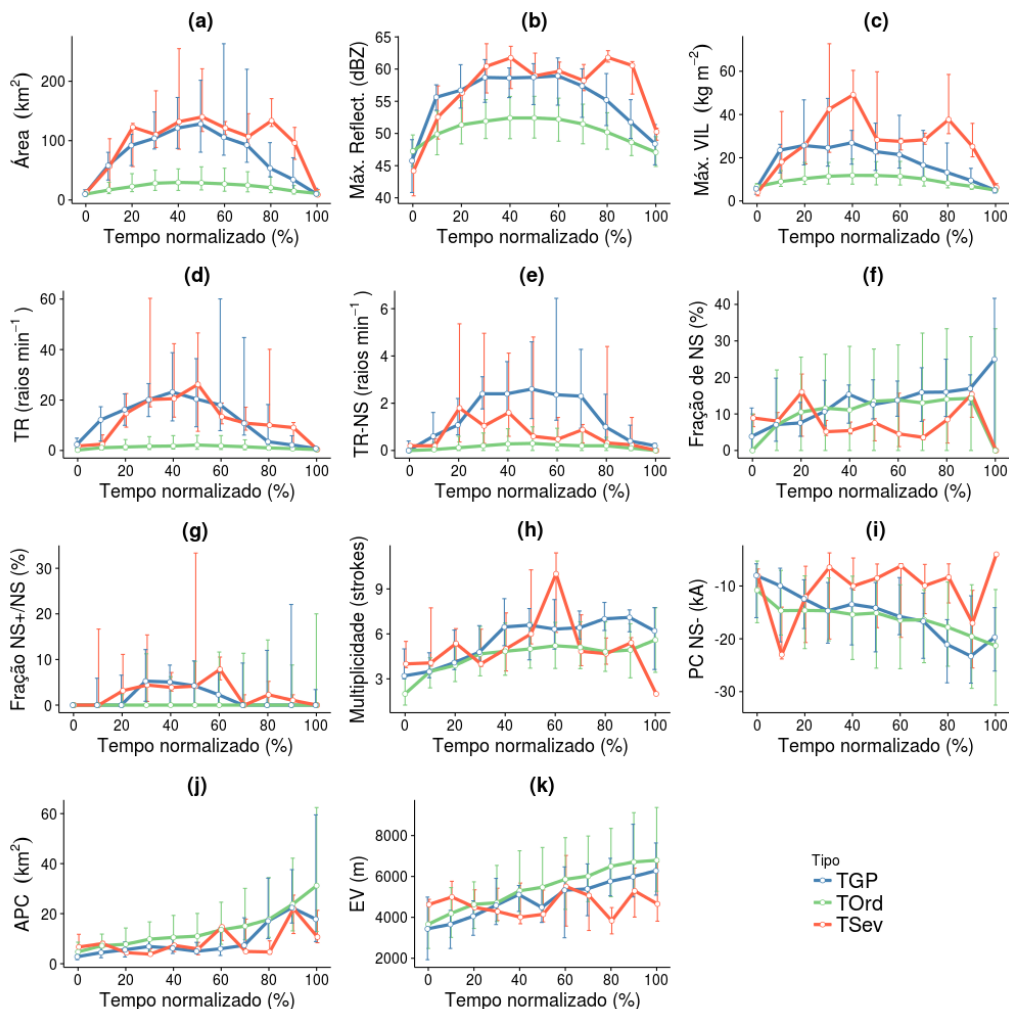


Figura.4.8. Evolução temporal dos percentis de 25 (barras inferiores), 50 (círculos e linhas contínuas) e 75% (barras superiores) da (a) área, (b) máxima refletividade, (c) máximo VIL, (d) taxa de raios, (e) taxa de raios NS, (f) fração de raios NS, (g) fração de raios NS+, (h) multiplicidade, (i) pico de corrente de raios NS-, (j) APC e (k) EV durante o ciclo de vida normalizado das tempestades.

Um aumento similar é observado na taxa de raios totais em T_{sig} (Fig. 4.8d) como resultado da superposição do LJ, que, por sua vez, é consequência das fortes correntes ascendentes existentes nestes sistemas. Entretanto, a taxa de raios NS para T_{GP} têm um incremento mais demorado do que a taxa de raios totais (Fig. 4.8d e Fig. 4.8e), característica que não é notada em T_{sev}, onde as duas variáveis começam crescer a partir de 10% do tempo normalizado. A fração de raios NS mostra uma tendência de incremento ao longo da sua evolução (Fig. 4.8f), o que pode-se explicar pelo predomínio dos movimentos ascendentes e descendentes nos estados estágios de desenvolvimento e dissipação (t=80% a t=100%), respectivamente. No estágio de desenvolvimento, há uma acumulação de hidrometeoros carregados em níveis altos favorecendo a ocorrência de raios IN, enquanto que no estágio de dissipação os centros de cargas superiores se vêem enfraquecidos pela ausência de correntes ascendentes. No entanto, os máximos nas medianas das porcentagens de raios NS+ nos grupos de T_{sig} se apresentaram no estágio de maturação (t=20% a t=80%), localizações que se deslocaram para os estágios de desenvolvimento e dissipação ao analisar os percentis de 75%.

Os parâmetros multiplicidade, pico de corrente negativo, APC e extensão vertical dos raios mostram uma tendência de aumento em magnitude na medida que as tempestades não severas evoluem (Fig. 4.8h- Fig. 4.8k), enquanto que o grupo T_{sev} manteve um comportamento menos definido. A inversão na posição relativa dos grupos para a variável pico de corrente negativa (Fig. 4.8i), assim como os resultados mostrados na seção 4.2 onde a dita magnitude se incrementou em direção do grupo de tempestades mais fortes, podem ser explicadas pela menor influência de tempestades com muitos raios nesta análise. No entanto este fato mostra que só algumas tempestades que geraram severidade possuíram altos valores nos picos de corrente, e contrasta com a idéia antes exposta, de que estas magnitudes estiveram associadas as tempestades mais intensas ou aos estágios de desenvolvimento e maturação devido a uma transferência de carga mais intensa e, portanto, centro de cargas mais fortes. Chronis *et al.* (2015b), ao estudar o ciclo diurno dos picos de correntes negativos nos Estados Unidos, encontrou valores menores (magnitude maior) nos períodos da madrugada e manhã. Ele levantou a hipótese de que uma maior concentração de partículas carregadas pode diminuir o campo elétrico necessário para o início da descarga, além da turbulência que poderia aproximar as regiões de cargas opostas, incrementando o campo elétrico local e provocando, assim, descargas de menor pico de corrente. O segundo argumento desta hipótese justificaria a maior extensão vertical e horizontal dos raios em tempestades no estado de dissipação (como obtido nas figuras 4.8j e 4.8k), como consequência de se formarem num ambiente estratificado onde os líderes podem se estender em uma área maior. Especificamente, a

propagação dum líder positivo relacionado a um raio NS dentro de centros de cargas negativos extensos, potencialmente favoreceria múltiplas descargas de retorno, conseguindo explicar assim o maior número de *strokes* em estágios de dissipação (Fig. 4.8h).

4.4.1. Algumas características ao redor do horário da queda do granizo

A determinação do comportamento de algumas variáveis ao redor do momento da queda do granizo é influenciada pela exatidão da estimativa do horário de ocorrência do mesmo. Dos 27 eventos com queda de granizo que compõe a amostra nesta pesquisa, 6 eventos não tinham reportes do horário ou eram muitos imprecisos. Nestes casos, o horário de ocorrência foi estimado levando em conta o descenso do núcleo de máxima refletividade da tempestade na área da RMSP afetada. Nos 21 eventos restantes a média da diferença de tempo entre o horário do reporte e a queda do núcleo de máxima refletividade foi de aproximadamente 5 minutos, o que assegura a viabilidade deste tipo de análise.

A figura 4.9 ilustra a frequência relativa por altura das refletividades nas tempestades significativas antes, durante e depois da precipitação do granizo, enquanto que a figura 4.10 mostra a evolução temporal dos percentis das variáveis relacionadas à precipitação e atividade elétrica ao redor do início da queda do granizo. Na observação de radar que precedeu em 10 minutos o evento (Fig. 4.9a), nota-se uma concentração de valores acima de 50 dBZ entre os níveis de 5 e 10 km de altura como resultado da presença do granizo, enquanto que no nível de 14 km é visível um máximo local de frequência em torno de 15 dBZ, indicando a comum existência de correntes ascendentes intensas neste período. Abaixo de 5 km, o espectro de refletividades se estende até o intervalo de 40-50 dBZ, valores majoritariamente associados a chuva. Ao redor do momento de queda do granizo, as variáveis VIL-Ice e H45 exibem um incremento considerável até 5 ou 8 minutos antes da chegada do granizo ao solo (Fig. 4.10), no entanto o VIL-Ice em eventos severos tem crescimento constante até o momento do reporte. Os percentis 25 e 75% confirmaram o modelo de evolução temporal ao atingir máximos no intervalo de 10 minutos antes do evento e diminuir continuamente após este. Embora exista incerteza no horário do evento, podemos supor que a maior proximidade dos máximos de VIL-Ice do início da granizada ($t=0$ min) em TSev (e.g., 57 kg m^{-2} em $t = 0$ min e percentil de 50%) em relação ao máximo em TGP (e.g., 28 kg m^{-2} em $t = -6$ min e percentil de 50%) é devido à menor velocidade terminal do granizo pequeno e assim um maior tempo de recorrido até sua observação no solo.

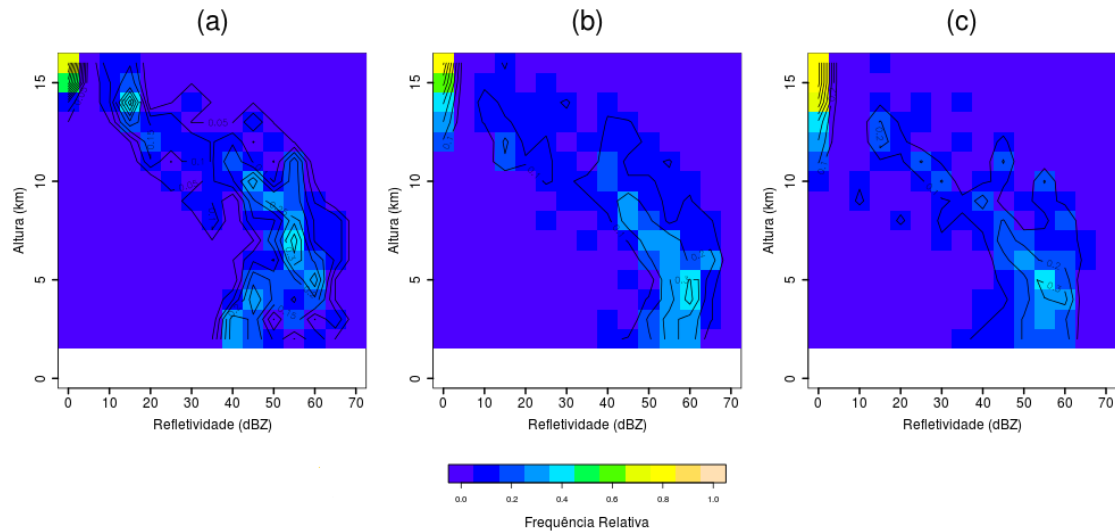


Figura. 4.9. Diagramas de distribuição de frequências relativas por altura da refletividade (a) 10 minutos antes, (b) durante e (c) 10 minutos depois, do início da queda do granizo.

A evolução inicial da mediana da taxa de raios (Fig. 4.10c) não mostra a concordância esperada com o VIL-Ice, levando em conta que esta última variável representa uma estimativa do conteúdo de gelo na região de fase mista. Exceto a mediana, os percentis de 25 e 75% da taxa de raios evidenciaram mais esta relação, ao apresentar padrões de LJ que iniciam-se uns 6 minutos antes do evento e uma maior intensidade na variação da taxa de raios no grupo de TSev em relação à TGP, como sugerido pelo VIL-Ice. A densidade de raios (DR) só revela uma tendência positiva de maior duração no percentil de 25% do grupo TSev, enquanto que os demais percentis, incluindo a mediana, experimentaram um incremento 5 minutos antes da queda do granizo. Em geral, os raios nuvem-solo aumentaram até 2 minutos após o momento do reporte, resultado similar ao obtido por Changnon (1992), o qual encontrou o máximo um minuto após o início da granizada.

A distribuição de frequência da porcentagem de fontes com a altura antes da precipitação do granizo (Fig. 4.11a) reflete uma estrutura elétrica predominantemente tripolar, com um CCP de níveis médios levemente mais fortalecido do que níveis altos. O CCN e o CCP de níveis médios se posicionam frequentemente em 8 e 6 km de altura, respectivamente, abrangendo uma região com altos valores médios de refletividade produzidos pelo granizo. O carregamento do granizo e sua influência na formação destes centros de cargas pode ser explicada através dos resultados de experimentos de laboratório obtidos por Takahashi (1978), assumindo um comportamento do granizo similar ao graupel. Como discutido no capítulo 1, o mecanismo NIC prevê a existência duma temperatura de modificação da

polaridade (TMP) (Fig. 2.1) abaixo da qual o graupel, após colidir com cristais de gelo, se carregaria negativamente e geraria o CCN, enquanto que, se a transferência de cargas se produz acima da TMP o graupel se carregaria positivamente, contribuindo à criação do CCP de níveis médios. Neste caso os cristais de gelo seriam carregados negativamente e seriam elevados pelas correntes ascendentes. Aqueles granizos e graupel que se carregaram positivamente em consequência de colisão em alturas acima da TMP contribuiriam a formar o CCP de níveis altos, porém os que colidiram abaixo deste nível ficariam carregados negativamente e reforçariam o CCN. A figura 4.11a sugere uma TMP de aproximadamente -15°C em 7 km, fato possível, segundo Takahashi (1978), num ambiente com alto conteúdo efetivo de água (Fig. 2.1), como o esperado nestas tempestades.

No momento da chegada do granizo ao solo aumenta a quantidade de eventos com refletividades entre 53 dBz e 63 dBZ em alturas inferiores à 5 km de altura (Fig. 4.9). Nos níveis médios e altos se percebe uma leve diminuição das refletividades, principalmente nas camadas de 7, 8 e 9 km, agora com máximos relativos de frequência em 45 dBZ. Nestas e outras alturas também acontecem mudanças na atividade elétrica; como o incremento da frequência relativa na faixa de 25 até 35% em 9 km. Também houve uma diminuição no número de eventos com porcentagem entre 15 e 25%, e nas alturas de 4, 6 e 7 km, provavelmente causado pelo enfraquecimento do CCP de níveis médios devido à precipitação dos granizos com cargas positivas.

A estrutura do núcleo das tempestades 10 minutos após o início da granizada mostra um aumento na frequência de casos abaixo de 43 dBZ em quase todos os níveis (Fig. 4.9c), porém ainda se encontram refletividades acima de 50 dBZ como resultado da persistência da mesma célula convectiva ou a formação duma nova. A evolução até esta situação é visível na figura 4.10, onde a maioria das variáveis experimenta uma queda neste período, enquanto que, com o enfraquecimento do CCP de níveis baixos, a distribuição vertical de cargas se assemelhou mais a um tripolo clássico, com um CCPD ao redor de -40°C .

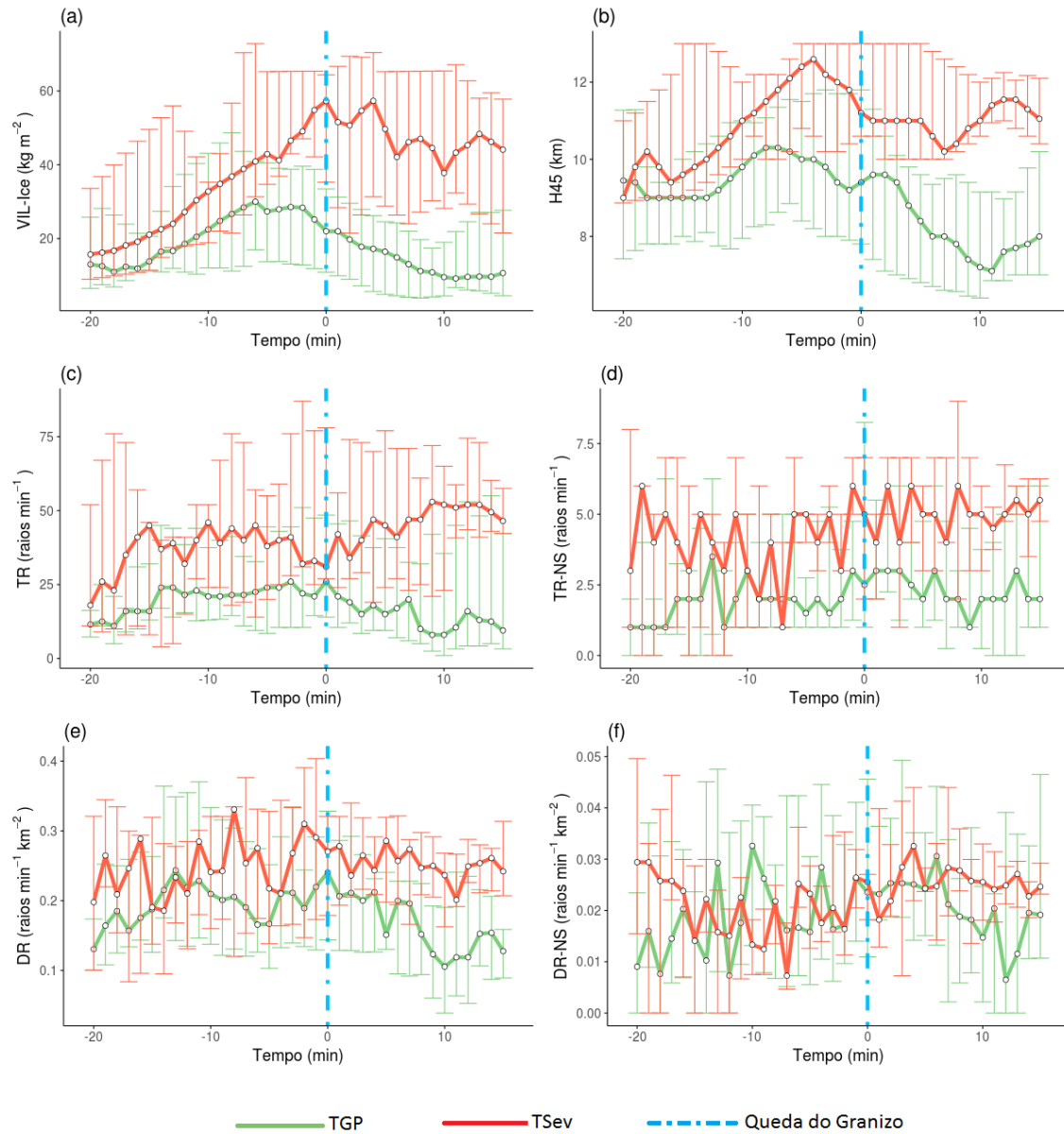


Figura. 4.10. Evolução temporal dos percentis de 25 (barras inferiores), 50 (círculos e linhas contínuas) e 75% (barras superiores) de (a) VIL-Ice, (b) *echotop* de 45dBZ (H45), (c) taxa de raios (TR), (d) taxa de raios NS (TR-NS), (e) densidade de raios (DR) e (f) densidade de raios NS (DR-NS) ao redor do início da queda do granizo (linha azul tracejada).

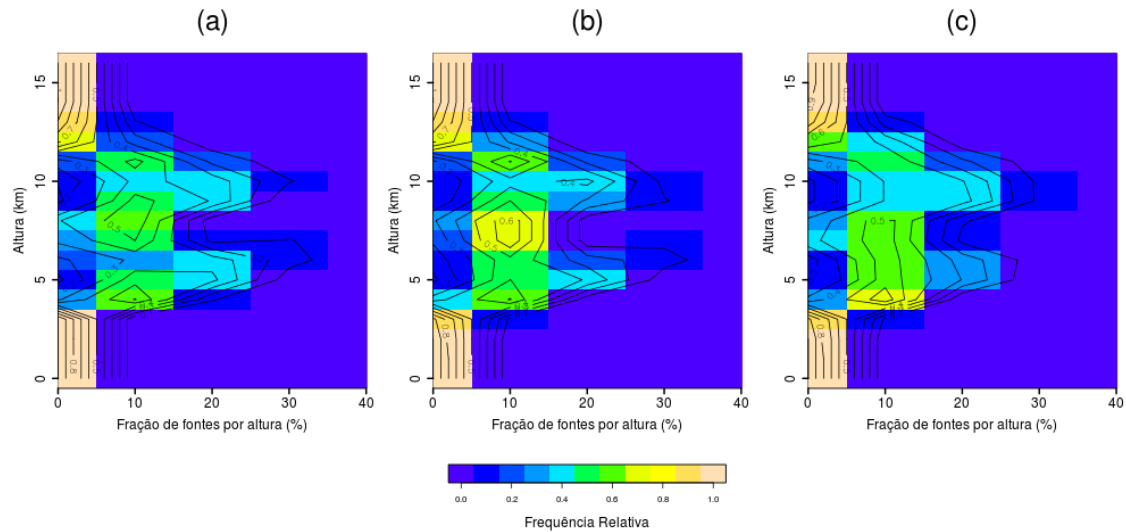


Figura. 4.11. Diagramas de distribuição de frequências relativas por altura da fração de fontes correspondente a cada camada (a) 10 minutos antes, (b) durante e (c) 10 minutos depois, do início da queda do granizo.

4.4.2. Comportamento da atividade elétrica ao redor do núcleo convectivo

A análise das características espaciais da atividade elétrica ao redor do início do evento severo também é influenciado pela incerteza na estimativa do momento e o lugar. Partindo do ponto de maior VIL na célula convectiva e não necessariamente onde caiu o granizo, foram computadas as descargas elétricas e as suas propriedades em função da distância (Fig. 4.12). Tentando diminuir o erro associado ao deslocamento do núcleo convectivo, foi utilizado 3 intervalos de 2 minutos centrados no momento da granizada e 5 minutos antes e depois.

Na figura 4.12a pode-se perceber a maior acumulação de raios nos primeiros 10 km, com menos da metade dos eventos registrando descargas além desta distância. Coincidentemente, Gatlin e Goodman (2010) utilizaram círculos de 10 km ou 15 km de raio para identificar e rastrear áreas convectivas a partir de dados de atividade elétrica. A necessidade do incremento no tamanho do círculo até 15 km de raio em algumas tempestades é mostrado pelos valores da média de TR entre 10 e 15 km, os quais podem significar mais de 10% do total de descargas. O padrão de TR-NS foi similar a TR, coincidindo com a posição dos máximos de valores médios entre 3 e 5 km do centro, enquanto que a porcentagem de raios nos primeiros 10 km foi de 77% para os raios NS e 84% nos raios totais. Dos 461 raios NS encontrados, 37 tiveram polaridade positiva e se concentraram entre 3 e 12 km.

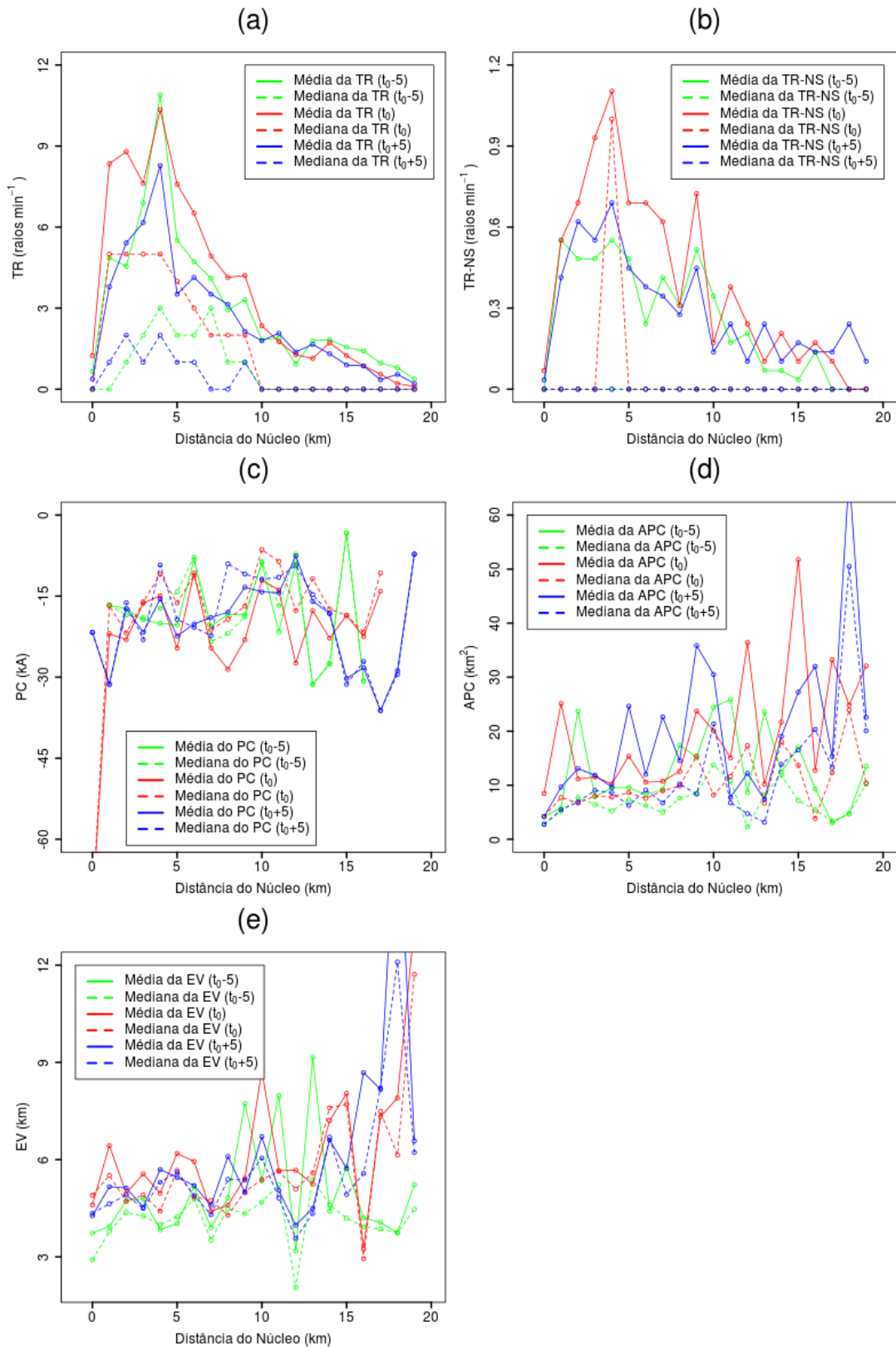


Figura.4.12. Médias e medianas de (a) TR, (b) TR-NS, (c) PC, (d) APC e (e) EV em função da distância do centro do núcleo convectivo nos instantes (a) 5 minutos antes, (b) durante e (c) 5 minutos depois, do início da queda do granizo.

Embora o padrão de aumento em magnitude do pico de corrente em distâncias do núcleo acima de 13 km não possa ser comprovado devido ao limitado número de raios nuvem-solo neste intervalo, é possível identificar outro padrão de diminuição no módulo do pico de corrente numa magnitude de 5 kA entre 1 e 5 km do núcleo (Fig. 4.12). Numa análise similar, Wapler (2017) não encontrou diferenças entre os picos de correntes em 15 km ao redor da posição da queda do granizo e a sua distribuição climatológica na mesma região de estudo.

As figuras 4.12d e 4.12e apresentam uma tendência geral de incremento da extensão horizontal e vertical das descargas elétricas na medida em que a posição de início se afasta do centro convectivo. No tempo t_0-5 , as duas variáveis detiveram o crescimento entre 8 e 13 km, o que continuou com uma queda dos valores até 19 km. Nos momentos t_0 e t_0+5 , o comportamento das médias e medianas de APC e EV podem ser separadas em dois intervalos com tendências positivas, um antes e outro depois de aproximadamente 12 km, o que poderia estar associado à frequente presença de núcleos convectivos nesta distância. Estes resultados corroboram as hipóteses de maior extensão dos raios em áreas de menor convecção (BRUNING; MACGORMAN, 2013; CHRONIS et al., 2015a).

As formas das curvas de TR, TR-NS, PC, APC e EV não mostraram diferenças importantes entre os 3 momentos analisados, provavelmente como consequência do pouco tempo entre eles.

4.5. Estudos de caso das tempestades severas

Nesta seção foram analisadas 3 das 5 tempestades identificadas como severas no período de estudo, especificamente aquelas que causaram maior impacto na RMSP. Características detalhadas na evolução espaço-temporal da precipitação e a atividade elétrica são apresentadas.

4.5.1. Sistema convectivo do dia 12 de março de 2012

No dia 12 de março de 2012, um sistema convectivo produziu uma série de eventos severos sobre as cidades de São Paulo e Guarulhos, que incluíram quedas de árvores e granizo com diâmetro superior aos 2 cm, além de alagamentos em mais de 12 pontos da cidade de São Paulo (segundo o CGE), alguns deles intransitáveis, como mostra algumas fotos do evento na figura 4.13. O sistema foi ocasionado pela chegada da frente de brisa marítima na Grande São

Paulo ao redor das 14:00 HL, horário da mudança da direção do vento de norte para leste-sudeste na estação meteorológica IAG-USP. A brisa marítima adentrou a RMSP num ambiente favorável para a convecção profunda, com divergência em níveis altos causada por um cavado em 250 hPa e influência fraca de altas pressões e umidade em níveis baixos, como mostram as cartas de superfície e altitude na figura 4.14. Os índices termodinâmicos calculados com dados de sondagem das 1200 UTC (09:00 HL) no aeroporto Campo de Marte foram: Índice de Showalter = $1,64^{\circ}\text{C}$, Índice K = $34,2^{\circ}\text{C}$, Índice Total Totals = $44,2^{\circ}\text{C}$ e Índice Levantado = $0,28^{\circ}\text{C}$. Logo, havia instabilidade e grande potencial de desenvolvimento de tempestades fortes.



Figura.4.13. Tipos de eventos de tempo severo do sistema convectivo de 12 de março de 2012, (a) granizo na Vila Gustavo (b) alagamento em rua José Zappi, Zona Leste, na cidade de São Paulo. Fontes: Globo Comunicação e Participações SA (2012a) e UOL Notícias (2012) .

Por volta das 1730 UTC (14:30 HL), ecos de precipitação espalhados e de pouca intensidade apareceram ao sudoeste e no sul da cidade de São Paulo, como mostra a figura 4.15. Nas figuras 4.16 e 4.17 são mostradas a refletividade em 3 km de altura e cortes verticais latitudinais e longitudinais, assim como a taxa de raios e acumulados de fontes eletromagnéticas do LMA, para alguns momentos selecionados da evolução temporal deste sistema convectivo entre 1820 e 1935 UTC. A figura 4.18 mostra ainda um resumo da evolução temporal desta tempestade severa com as seguintes variáveis: área (com VILFRD suavizado acima de 10), máximo VIL e perfil vertical de refletividade do ponto de máximo VIL, o total de fontes por altura e as taxas de raios (TR) obtidas com a redes LMA e LINET, além da TR de tipo nuvem-solo e a fração de raios nuvem-solo.

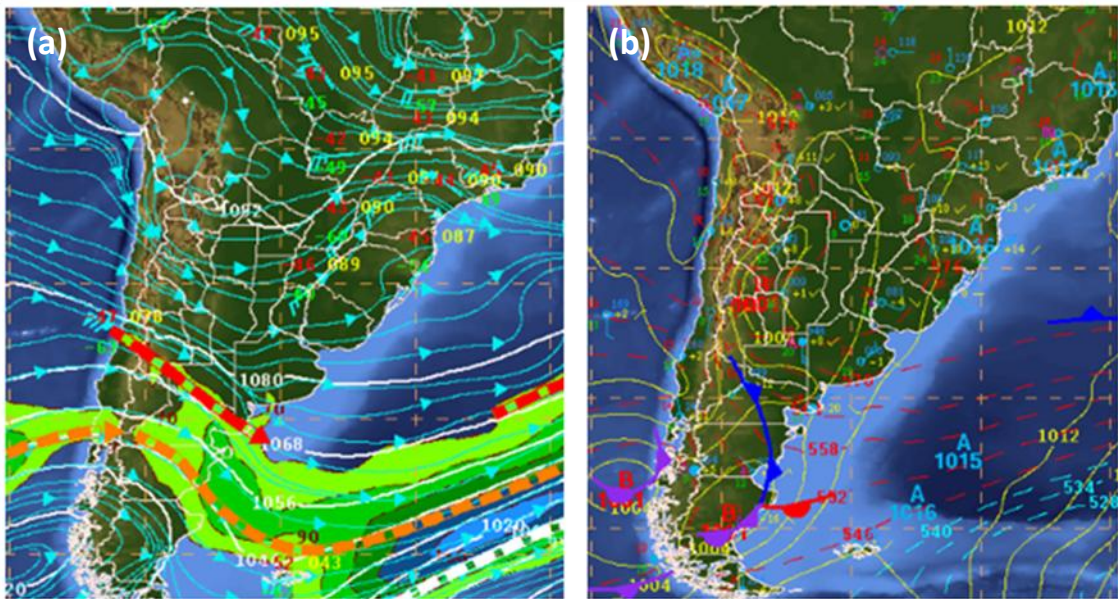


Figura.4.14.Carta sinótica de 250 hPa (a) e superfície (b), correspondente ao 12 de março de 2012 às 0000 UTC. Fonte: CPTEC INPE (2012).

Cerca de 50 minutos após os primeiros ecos de precipitação (às 1720 UTC), uma célula convectiva se desenvolve explosivamente sobre os bairros de São Luis, Capão Redondo, Vila Andrade e Campo Limpo, na zona sul da cidade de São Paulo (Fig. 4.16). Em menos de 20 minutos, às 1835 UTC, essa célula já tinha valores de VIL superiores à 100 kg m^{-2} e refletividades acima de 45 dBZ até 13 km de altura (Fig. 4.18a). O sistema convectivo se deslocou para nordeste e causou queda de granizo no bairro do Morumbi às 1840 UTC da Consolação e Campo de Marte às 1910 UTC, na Mooca e Vila Prudente por volta das 1920 UTC e no aeroporto Cumbica e São Miguel Paulista às 1938 UTC, segundo os relatórios do CGE. Entretanto, os aeroportos de Congonhas, Campo de Marte e Cumbica mediram rajadas de ventos com velocidades de 58, 49 e 56 km h^{-1} às 1840, 1930 e 1938 UTC, respectivamente.

Nas observações do radar é evidente o declínio da região de máxima refletividade e máximo VIL apenas 5 minutos após cada momento da precipitação do granizo (Fig. 4.18a) ao longo do ciclo de vida deste sistema convectivo. Por exemplo, às 1835 UTC o máximo de refletividade era de 66 dBZ em 7 km de altura (VIL de 104 kg m^{-2}) decaindo para 64 dBZ em 6 km de altura (VIL de 80 kg m^{-2}), 5 minutos depois. Já as 1905 UTC, observamos máximo de 61 dBZ em 9 km (VIL de 69 kg m^{-2}), enquanto que na varredura do radar seguinte, e coincidindo com a queda do granizo, o máximo foi de 65 dBZ em 4 km (VIL de 103 kg m^{-2}), porém o VIL só começou a diminuir às 1915 UTC. Entretanto, com o desenvolvimento de

outra célula convectiva a leste, o máximo mudou de 65 dBZ em 8 km às 1925 UTC (VIL de 93 kg m^{-2}) para 66 dBZ em 6 km às 1930 UTC (VIL de 133 kg m^{-2}).

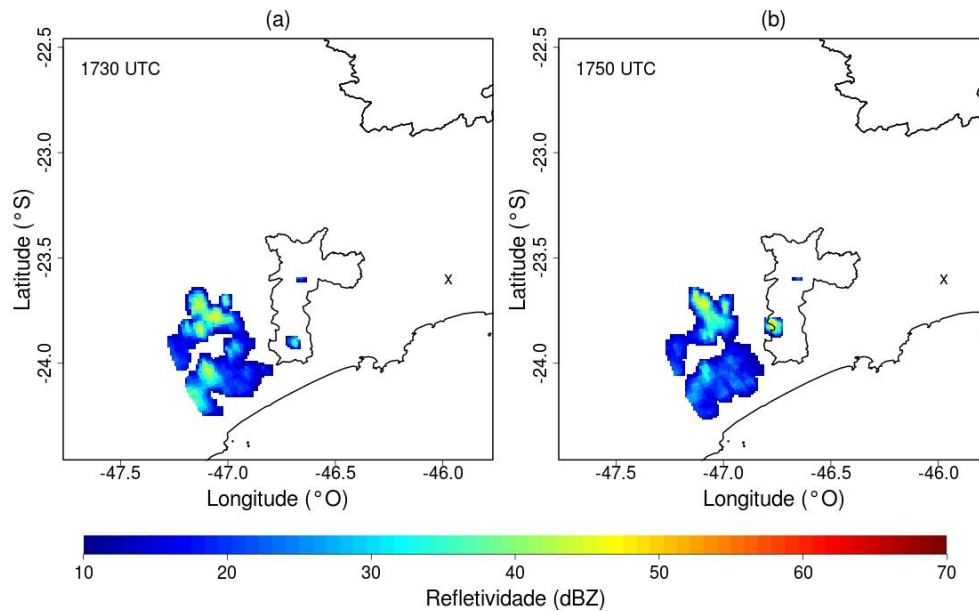


Figura.4.15. CAPPI em 5 km de altura do radar da FCTH em 12 de março de 2012 às (a) 1730 UTC e (b) 1750 UTC.

A interação da frente de rajada da primeira célula com a frente de brisa, ou outra circulação como a gerada pela ilha de calor, poderiam ter agido como mecanismos de disparo de dois novos núcleos convectivos de grande intensidade. O padrão de Região de Eco Fraco (ou *bow echo*, em inglês) na tempestade às 1905 UTC (corte latitudinal na Fig. 4.17) é um indicativo de fortes correntes ascendentes capazes de suportar o peso do granizo e mantê-lo suspenso na nuvem. A precipitação do granizo da célula localizada mais ao noroeste foi registrada 5 minutos depois, na sua parte traseira e especificamente sobre os bairros República e Santana (Fig. 4.17). Baseado nos perfis de refletividade no local de máximo VIL (Fig. 4.18a), na outra célula se estima que a chegada do granizo ao solo na Mooca e Vila Prudente se acontece às 1920 UTC, embora o reporte de CGE tenha indicado às 1930 UTC. O sistema convectivo continuou propagando em direção nordeste, e uma célula convectiva ainda mais intensa que as anteriores afetou o bairro de Artur Alvim e a cidade de Guarulhos com queda de granizo e ventos fortes por volta das 1930 e 1938 UTC, respectivamente (Fig. 4.17). Uma última célula com convecção profunda se desenvolveu uma hora depois, porém se deslocou numa área pouco urbanizada perto da cidade de Santa Isabel, porém não houve reporte de eventos significativos.

A atividade elétrica na primeira célula severa do sistema esteve caracterizada pelo súbito aumento na taxa de raios totais, atingindo um pico de 40 raios min^{-1} (Fig. 4.18b), segundo a rede LMA, nos 5 minutos prévios ao máximo de VIL observado (Fig. 4.18a). A taxa de raios NS (TR-NS) cresceu rapidamente até o núcleo começar a enfraquecer às 1840 UTC (horário da queda do granizo), se estabilizando em aproximadamente 5 raios min^{-1} como consequência da expansão da área da tempestade. Este comportamento favoreceu o incremento da fração de raios NS, ultrapassando o valor de 20% às 1845 UTC (Fig. 4.18c). Os raios NS+ também aumentaram levemente após a precipitação do granizo, se concentrando majoritariamente no setor sudeste do eco convectivo.

Conforme discutido na seção 3.1.2.1, a estrutura elétrica pode ser inferida pelo número de fontes eletromagnéticas detectadas pela rede LMA nas diferentes alturas. O maior ruído produzido na frequência VHF pela propagação do líder negativo nos CCP gera um número total de fontes maior nesta região e assim podemos determinar a altura do CCP. Logo, o CCN é caracterizado por um menor número total de fontes. A figura 4.18b mostra o acumulado de fontes por altura durante o intervalo de tempo de varredura do radar (no caso, 5 minutos para o radar FCTH) evidenciando a presença duma estrutura elétrica tripolar, com CCP abaixo das isotermas -10 e -40°C , e o CCN no médio dos dois anteriores nas camadas com menor quantidade de fontes. Às 1830 e 1835 UTC, o sistema apresentou um CCP inferior dominante nas áreas de convecção mais profunda, enquanto que nas áreas restantes a estrutura manifestou um tripolo clássico com o CCPD por volta dos 10 km de altura. Às 1840 UTC, seguinte devido a queda do granizo, o CCP enfraquece em 5 km de altura, porém, 5 minutos depois volta a dominar em relação ao CCP em 10 km.

O aumento amplificado na taxa de raios a partir das 1850 UTC é resultado da fusão de duas células convectivas, com valores acima de 120 raios min^{-1} . Contudo a TR- NS começou crescer após as 1900 UTC, registrando um pico de 12 raios min^{-1} às 1910 UTC, momento do início da granizada. O número de raios NS+ entre 1900 e 1930 UTC apresentou uma evolução temporal similar a TR-NS, porém o seu máximo de 11 raios em 5 minutos aconteceu ao redor das 1915 UTC. Nas figuras de atividade elétrica das 1905 e 1920 UTC (Fig. 4.17b) é notável a pouca quantidade de raios NS ao redor de um dos núcleos embora o total de raios mostra uma coerência espacial maior. A distribuição vertical de cargas apresentou uma estrutura tripolar similar à célula severa inicial, mas com a altura média do CCP (11 km) superior à anterior (10 km). Outra característica comum foi o enfraquecimento do CCP entre 5 e 6 km de altura com a precipitação do granizo às 1910 e 1930 UTC, no entanto esse fato não se observa na granizada das 1920 UTC.

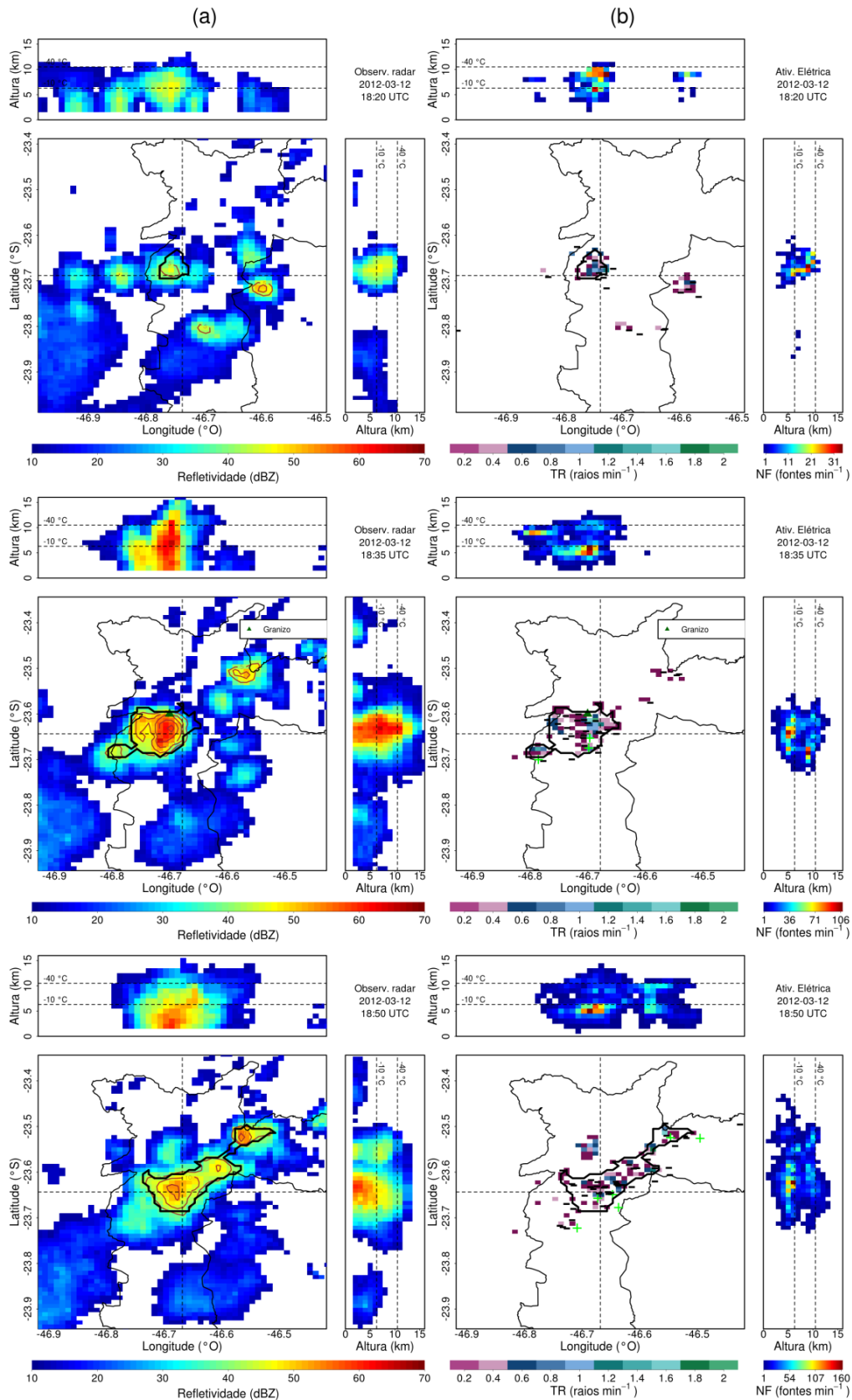


Figura.4.16. (a) CAPPI em 3km da refletividade do radar (Z) da FCTH (painéis maiores ao centro) com os cortes verticais longitudinais (painéis menores à direita) e latitudinais (painéis menores superiores) nas linhas pontilhadas, e (b) TR em 5 minutos ao redor da observação do radar (painéis

maiores ao centro) com acumulados de fontes por altura longitudinalmente (painéis menores à direita) e latitudinalmente (painéis menores superiores) na tempestade severa do dia 12 de março de 2012, entre 1820 e 1850 UTC. Também foram representados os raios NS+ (+) e NS- (-) detectados pela LINET. As linhas pretas grossas encerram a área do sistema convectivo e os triângulos verdes os pontos de queda do granizo.

Com o desenvolvimento do núcleo severo no norte da zona leste às 1920 UTC, o LJ na figura 4.18 não é evidente devido ao enfraquecimento simultâneo das células prévias. A queda do granizo em Artur Alvim às 1930 UTC esteve associada a esta célula, coincidindo com o seu máximo de VIL, porém a TR só experimentou o pico ($109 \text{ raios min}^{-1}$) 5 minutos depois. Às 1938 UTC, o granizo começou a afetar Guarulhos, acompanhado pela diminuição nas TR e TR-NS. A sua estrutura de cargas mostrou um CCPD em níveis altos, o que altera o padrão anteriormente encontrado de células intensas com CCPD em níveis médios (Fig. 4.18b).

Entre 2000 e 2025 UTC, células pouco profundas são formadas e a porcentagem de raios NS aumenta. Após este intervalo, um LJ é observado estando relacionado a um núcleo intenso, cujo pico de $45 \text{ raios min}^{-1}$ aconteceu às 2035 UTC. Este núcleo apresenta maior número de fontes nas camadas altas (ao redor de -40°C) e, embora não tenha sido reportado nenhum evento severo, mostra potencial para sua existência. O alto número de raios NS+ detectados pela rede LINET nesta célula (Fig. 4.18c) pode estar ligado ao maior erro na estimativa da altura do sinal eletromagnético em lugares afastados do centro da rede, o que impacta na classificação certa dos raios em NS ou IN.

4.5.2. Sistema convectivo do dia 7 de janeiro de 2012

No dia 7 de janeiro de 2012, um sistema convectivo se formou por volta das 1700 UTC (15:00 HL) no sudoeste da cidade de São Paulo e ao longo de seu ciclo de vida provocou queda de granizo, alguns com diâmetro maior aos 3 cm (Fig. 4.19a), nos bairros de Mooca às 1730 UTC, Tucuruvi às 1748 UTC e no Aeroporto Cumbica às 1800 UTC. No Mirante de Santana e nos Aeroportos de Campo de Marte e Cumbica foram registradas rajadas de vento de 54, 44 e 55 km h^{-1} , respectivamente, causando no mínimo 2 quedas de árvores segundo o CGE. Também houve alagamentos em alguns pontos da Zona Norte (Fig. 4.19b).

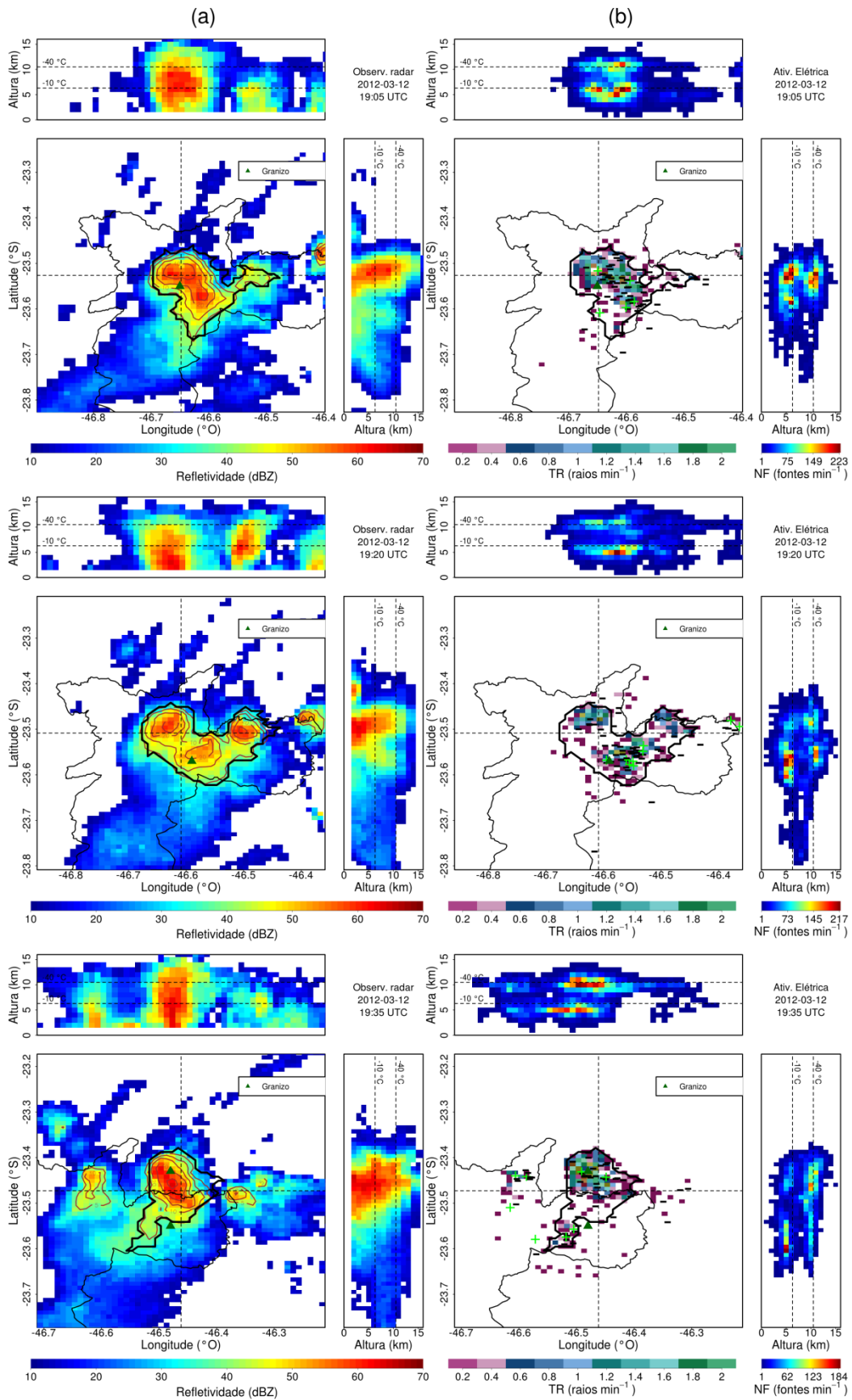


Figura.4.17. Idem à figura.4.16, exceto para a tempestade severa do dia 12 de março de 2012, entre 1905 e 1935 UTC.

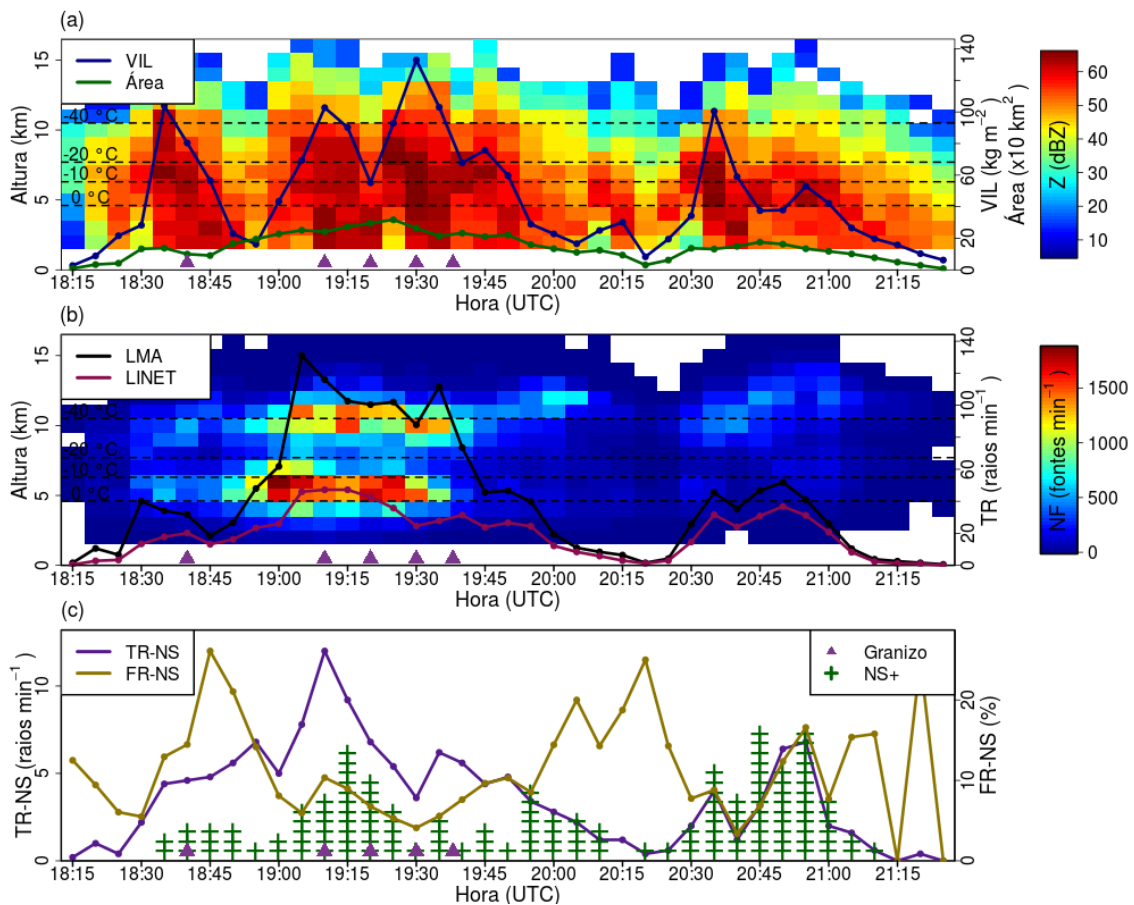


Figura.4.18. Representação da evolução temporal em intervalos de 5 minutos da tempestade severa que afetou a cidade de São Paulo o 12 de março de 2012, mediante: (a) o perfil vertical de refletividade e o máximo VIL, (b) número de fontes (NF) acumuladas por altura e as TR obtidas com as redes LMA e LINET, (c) a TR de tipo nuvem-solo e a fração de raios nuvem-solo. As linhas tracejadas em (a) e (b) mostram a altura das isotermas de 0, -10 e -20°C, conforme sondagem na estação Campo de Marte, enquanto que os círculos violeta e os símbolos de adição (“+”) de cor verde assinalam o momento estimado da queda do granizo e os raios nuvem-solo de polaridade positiva, respectivamente.

A convecção se desenvolveu ao sul duma área de ZCAS (Fig. 4.20b) como resultado da instabilidade criada pelo aquecimento da superfície numa atmosfera com anomalias negativas de temperatura em suas camadas médias (~500 hPa), a presença duma onda curta em 250 hPa (Fig. 4.20a) e a entrada do frente de brisa por volta das 1700 UTC (detectada pelo estabelecimento do vento de direção sudeste na estação IAG-USP). A sondagem do Campo de Marte às 0000 UTC, 5 horas depois do sistema se dissipar, ainda mostrou valores favoráveis para a convecção profunda nos índices termodinâmicos com: Índice de Showalter = -0,56°C, Índice Total Totals = 47,0°C e Índice Levantado = -2,27°C.

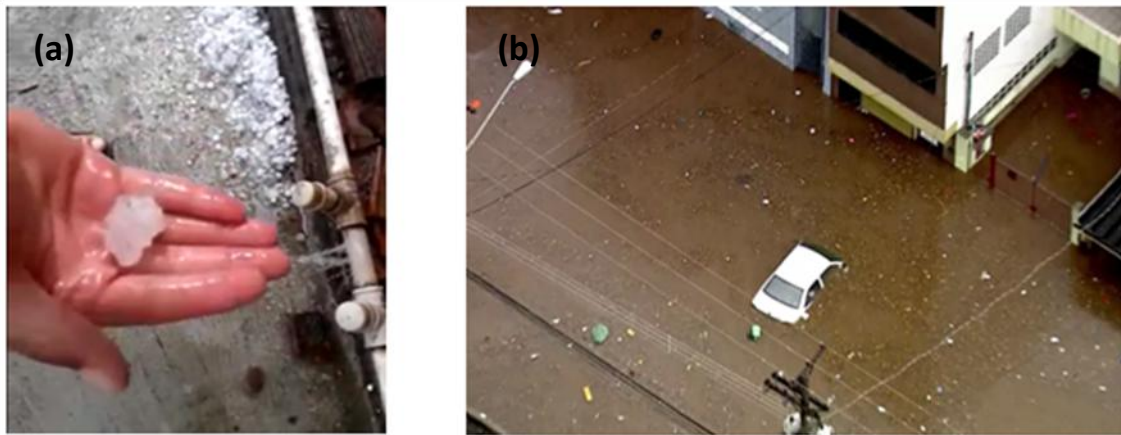


Figura.4.19.Tipos de eventos de tempo severo do sistema convectivo de 7 de janeiro de 2012, (a) granizada em Guarulhos (b) alagamento em Zona Norte. Fontes: João Luiz-You Tube (2012) e (Globo Comunicação e Participações SA (2012b).

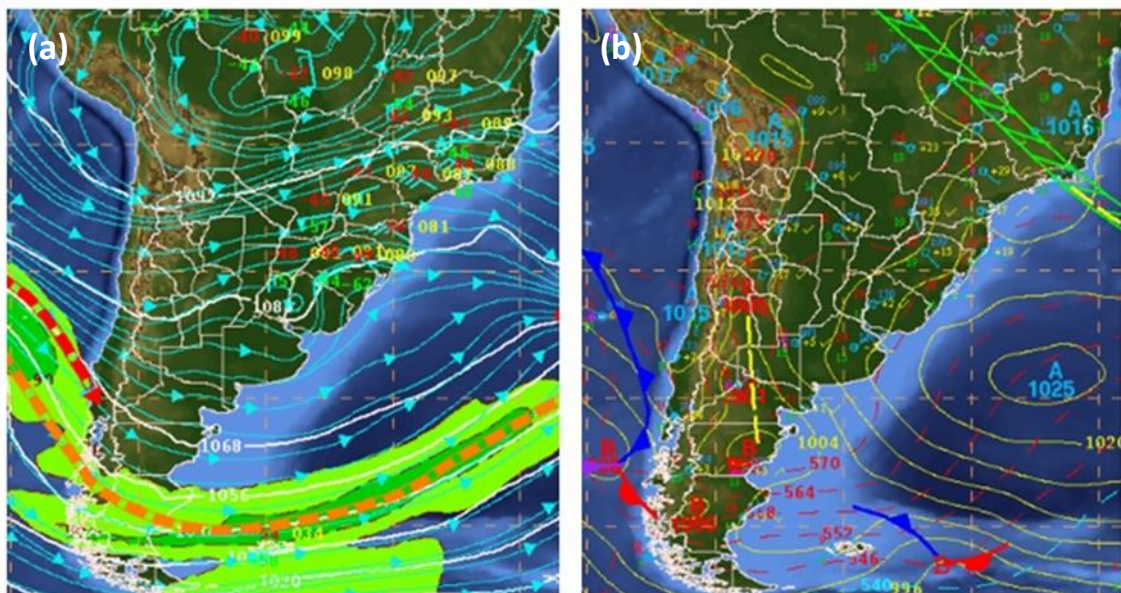


Figura.4.20. Idem à figura 4.14, exceto para o dia 8 de janeiro de 2012 às 0000 UTC.

A primeira célula severa deste sistema começou a se desenvolver às 1717 UTC sobre o bairro Itaim Bibi, na Zona Oeste da cidade, aproximadamente (Fig. 4.21a). Nos 10 minutos seguintes, a taxa de raios aumentou para valores de até 18 ou 15 raios min^{-1} segundo as redes LMA e LINET, respectivamente. Neste intervalo, a TR-NS também cresceu consideravelmente (5 raios min^{-1} às 1728 UTC), porém há um pico na fração de raios NS (28%), fato pouco frequente no desenvolvimento da célula onde os raios IN são muito mais comuns do que os NS. Na varredura do radar das 1732 UTC, 2 minutos depois do início da granizada, é observado valores de refletividade de 56 dBZ em 2 e 4 km de alturas, e VIL de

28 kg m⁻² (Fig. 4.23a). Porém, a célula convectiva continua se intensificando até atingir um máximo de 65 raios min⁻¹ às 1742 UTC, antecipando em 6 minutos a precipitação do granizo no bairro do Tucuruvi (62 dBZ em 5 km e VIL de 55 kg m⁻² às 1747 UTC). No corte vertical da observação de radar das 1747 UTC (Fig. 4.21) é observada uma Região de Eco Fraco bem definida, indicando a presença de fortes correntes ascendentes. Este último horário constitui o ponto de mudança na estrutura vertical de cargas da nuvem, sendo que antes dele, o CCPD estava em 5 ou 6 km de altura, enquanto que depois o CCP abaixo da isoterma de -40°C se tornou dominante (Fig. 4.23b). Similar à tempestade severa do dia 12 de março de 2012 (Seção 4.5.1), esta tempestade mostra um enfraquecimento do CCP em níveis médios no momento e após da queda do granizo para os 3 eventos registrados, o que pode ser comprovado na figura 4.23b, onde a quantidade de fontes entre as isotermas 0 e -10°C, assim como a sua porcentagem em relação ao total na tempestade, nos horários 1737, 1752 e 1807 UTC, foi inferior aos 5 minutos anteriores.

Às 1742 e 1757 UTC, duas novas células são formadas, a primeira ao norte do núcleo severo inicial e a outra à nordeste, como resultado da propagação da tempestade (Fig. 4.21a e 4.22a). Estas células se desenvolvem rapidamente e embora produzam queda de granizo no município de Guarulhos a partir das 1800 UTC, o seu pico de intensidade expressado pelo VIL foi de 86 kg m⁻² às 1812 UTC. A taxa de raios atingiu o seu máximo (69 raios min⁻¹) aproximadamente no momento da precipitação do granizo, no entanto o pico dos raios NS (9 raios min⁻¹) só aconteceu 10 minutos depois (Fig. 4.23b). A partir da dissipação destas células e na medida em que a tempestade se afasta do centro da rede LINET, o número de raios NS+ aumenta, fato que pode ser resultado do erro na classificação dos raios, como discutido no caso anterior (Fig. 4.23c). A última célula convectiva gerada pelo sistema mostra altos valores de refletividade na região de fase mista (66 dBZ em 6 e 7 km de altura, Fig. 4.23a) às 1857 UTC, porém, esta se desenvolve numa área menos urbanizada dificultando a existência de reportes de severidade. O LJ observado na figura 4.23b antes da formação desta célula está relacionado com o aumento na área do sistema como resultado da fusão com outro sistema convectivo.

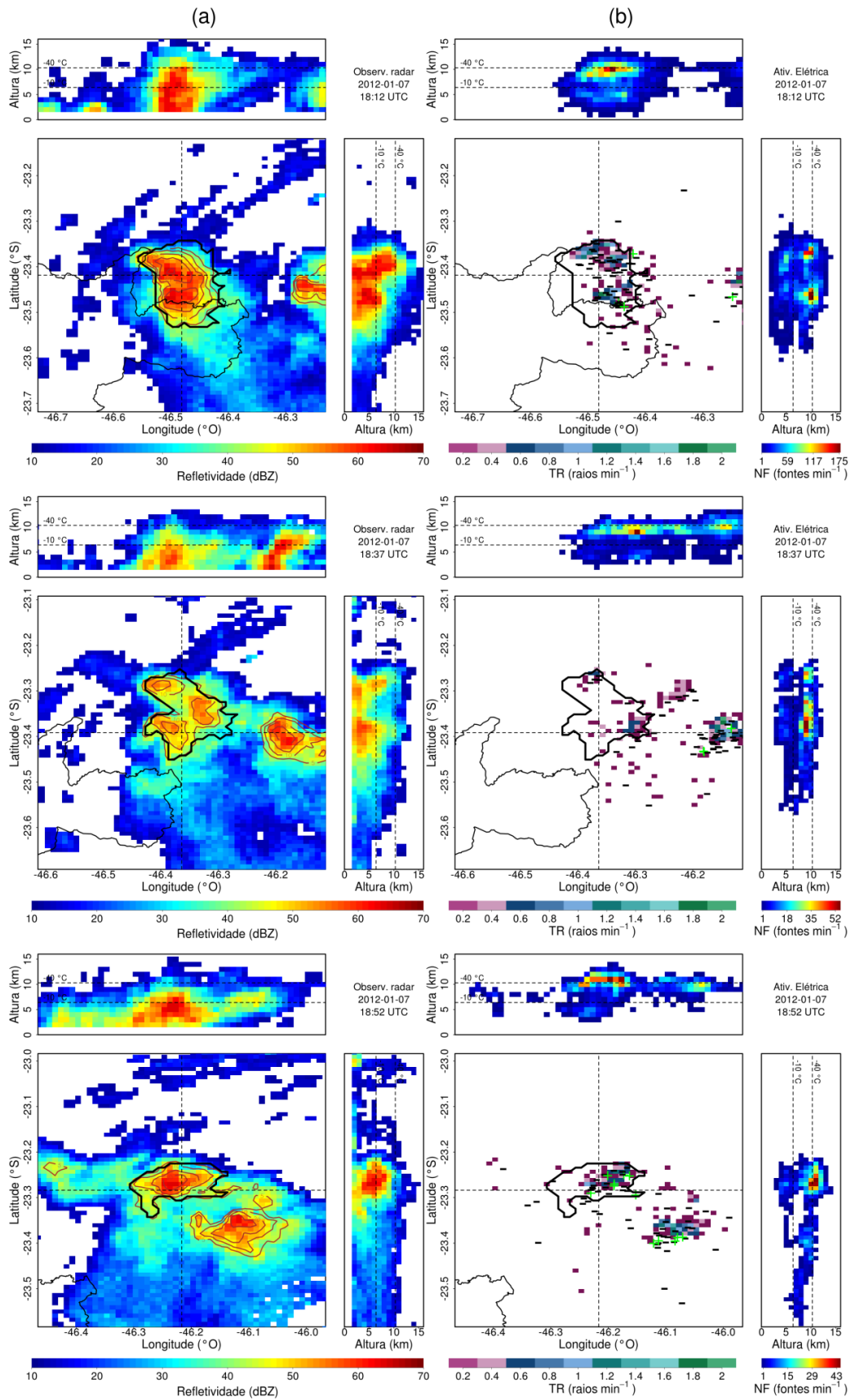


Figura.4.22. Idem à figura 4.16, exceto para a tempestade severa do dia 7 de janeiro de 2012, entre 1812 e 1852 UTC.

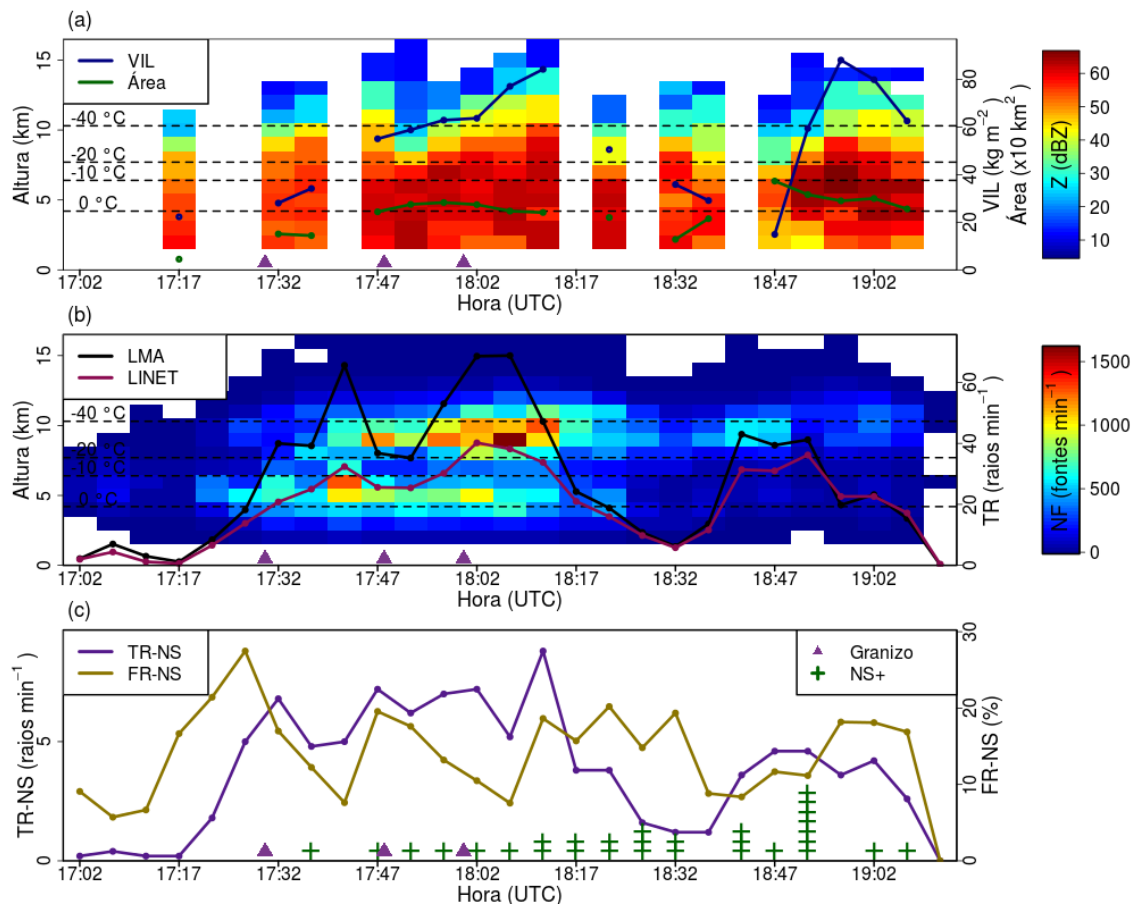


Figura.4.23. Idem à figura 4.18, exceto para o caso do dia 7 de janeiro de 2012.

4.5.3. Sistema convectivo do dia 27 de março de 2012

Ao redor das 1800 UTC (15:00 HL) do dia 27 de março de 2012, um sistema convectivo de mesoescala (SCM) em forma de linha iniciou sua passagem sobre a RMSP. Este sistema esteve associado à presença duma frente fria quase-estacionária no sul do estado de São Paulo (Fig. 4.24b), e evoluiu num ambiente pre-frontal instável com fortes ventos em níveis altos (Fig. 4.24a) e valores dos índices de instabilidade Showalter e Levantamento próximos à -1°C , segundo a sondagem do Campo de Marte das 1200 UTC. Os fortes ventos, com rajadas acima de 100 km h^{-1} , provocaram danos na estrutura metálica e vidros quebrados no teto do Terminal Rodoviário Turístico de Guarulhos (Fig. 4.25), o qual permaneceu interditado por quase um ano, enquanto que no município Mauá houve destelhamento de cerca de 10 empresas e duas casas. Ao longo da sua trajetória, esta linha de instabilidade manteve orientação N-S e velocidade de deslocamento de aproximadamente 50 km h^{-1} na direção sudeste.



Figura.4.24. Tipos de eventos de tempo severo do sistema convectivo de 27 de março de 2012, ventos fortes provocaram queda do telhado no Terminal rodoviário de Guarulhos. Fonte: Jonas Pereira-Blog (2012).

A célula convectiva relacionada à ocorrência de ventos fortes em Guarulhos se desenvolveu por volta das 1848 UTC, ao norte do município São Paulo (Fig. 4.26a). Durante o ciclo de vida da primeira célula, até aproximadamente 1918 UTC, não houveram altos valores de VIL ou refletividade (máximos de 11 kg m^{-2} ou 50 dBZ, respectivamente) (Fig. 4.7a), porém a taxa de raios aumentou para até $20 \text{ raios min}^{-1}$ às 1908 UTC, produto da expansão em área do sistema e da união com outra célula convectiva (Fig. 4.26a e Fig. 4.27b). Neste período, o número de raios NS esteve limitado a 17 descargas nos primeiros 35 minutos, sendo que 4 delas tiveram polaridade positiva. O total de fontes por alturas para a tempestade mostra um CCPD ao redor ou acima da isoterma de -40°C , com máximos de fontes em até 12 km de altura às 1908 e 1913 UTC, enquanto que não se identificou a presença do CCP de níveis médios, o que sugere uma estrutura elétrica bipolar (Fig. 4.26b). Os perfis verticais de fontes na região estratiforme que segue a área convectiva mostram um CCPD ao redor da isoterma de -25°C (Fig. 4.26b), porém não foram detectados raios NS+ nesta área.

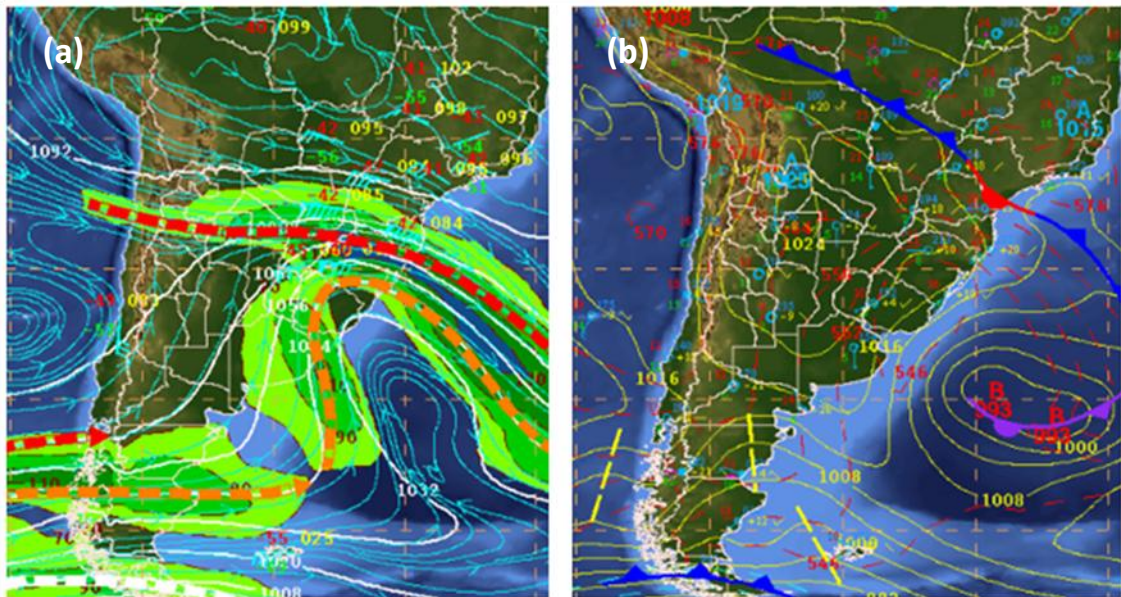


Figura.4.25. Idem à figura 4.14, exceto para o dia 28 de janeiro de 2012 às 0000 UTC.

A frente de rajada provocada pela célula anterior, serviu como mecanismo de disparo de dois novos núcleos sobre o município Guarulhos às 1913 UTC (Fig. 4.26a). Cerca de 10 minutos depois, os valores do VIL, da altura máxima dos 45 dBZ e da máxima refletividade atingem valores de 25 kg m^{-2} , 8 km e 58 dBZ (em 6 km de altura), respectivamente. Às 1928 UTC, o declínio da região de máxima refletividade em correspondência com desintensificação da corrente ascendente (Fig. 4.26a), gera um frente de rajada que produz um pico de velocidade do vento de 111 km h^{-1} no aeroporto de Guarulhos. Na figura 4.27b observamos um aumento pouco significativo no total de raios e a sua tendência entre 1918 e 1928 UTC (de 6 até $11 \text{ raios min}^{-1}$), comportamento similar ao manifesto pelos raios NS, cujos valores mudam de $0,4 \text{ raios min}^{-1}$ em 1918 UTC para $0,8 \text{ raios min}^{-1}$ em 1923 UTC (Fig. 4.27c). A estrutura elétrica nestas células é tripolar com CCPD abaixo da isoterma de -40°C e outro CCP mais enfraquecido acima de 0°C . Após as 1933 UTC, a tempestade se estratifica, no entanto o SCM continua se deslocando na direção leste-sudeste.

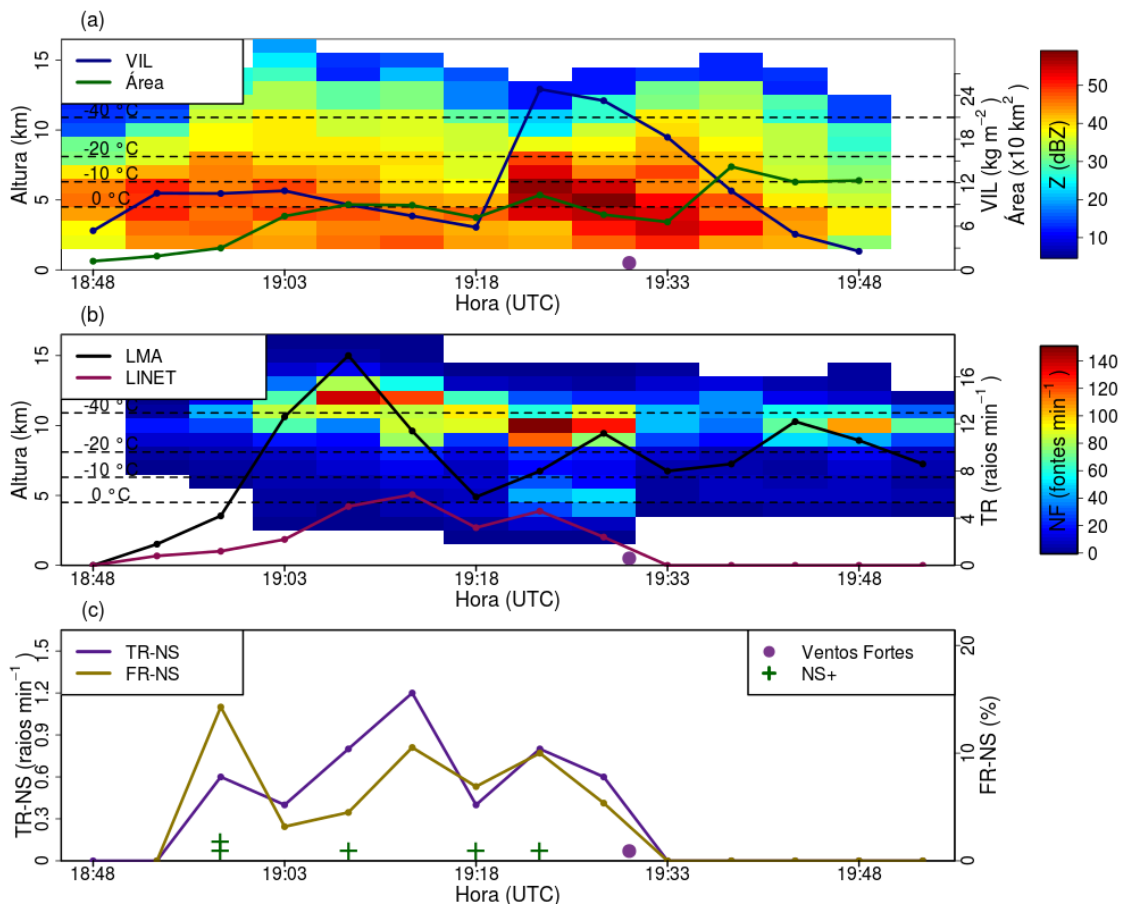


Figura.4.27. Idem à figura 4.18, exceto para o caso do dia 27 de março de 2012.

4.6 Ajuste e avaliação dos algoritmos de *Lightning-Jump (LJ)*.

Os estudos de caso da seção anterior (Seção 4.5) mostraram um súbito aumento da atividade elétrica antecedente à ocorrência de granizo no solo, demonstrando potencial aplicabilidade do monitoramento e emissão de alertas usando algoritmos de LJ. Conforme discutido na seção 3.2.4, os algoritmos de LJ encontrados na literatura focam em calcular a taxa de raios (TR) e a sua tendência (DFRDT) mais recente, e compará-los com os limiares para estas variáveis com ajuda de observações anteriores. Basicamente a principal diferença os algoritmos de LJ (discutidos na seção 2.5 e apresentados na seção 3.2.4, isto é, *Sigma*, *Gatlin* e *LPE* está na forma de calcular o limiar de DFRDT, sendo que o *Gatlin* e o *Sigma* utilizam a média mais o desvio padrão dos DFRDT anteriores com e sem levar em conta o último valor, respectivamente, enquanto que o algoritmo de *Limites Prestabelecidos* emprega limiares baseados na climatologia de DFRDT e TR para tempestades severas e não

severas. Em geral, os alertas são emitidas quando o último DFRDT calculado ultrapassa o DFRDT limiar.

Previamente à determinação dos valores que melhor se ajustam aos parâmetros nos algoritmos de LJ, aqui são exploradas a evolução no tempo e a habilidade dos máximos de TR e DFRDT na identificação dos sistemas convectivos com severidade, usando 180 tempestades que ocorreram durante o experimento CHUA-GLM Vale do Paraíba. A figura 4.28 mostra o histograma dos máximos de TR e DFRDT ao longo do ciclo de vida das TNSev, TGP e TSev. Podemos observar o predomínio de valores pequenos em TOrd, onde mais do 75% de suas TR com valores abaixo de 14 raios min^{-1} e de DFRDT abaixo de 6 raios min^{-2} , enquanto que os maiores valores dessas variáveis são observados apenas pelas TGP e TSev. Entretanto, a separação dos casos em TGP e TSev das TOrd não foi possível com o uso dum limiar pré-estabelecido, muito provavelmente devido ao baixo número de casos severos analisados neste estudo. As magnitudes obtidas de TR e DFRDT para TNSev são superiores as encontradas por Schultz *et al.* (2009), provavelmente como consequência do maior número de fontes eletromagnéticas do LMA utilizadas por esses autores para definir um raio⁹. Contudo, quando comparado com os valores obtidos por Gatlin e Goodman (2010) para raios de até uma única fonte, os máximos de TR das tempestades desta pesquisa foram inferiores. Com relação aos máximos de DFRDT, nesta dissertação estes mostram consideravelmente superiores, estando influenciados pela fusão de células convectivas, sugerindo uma intensificação da convecção que não necessariamente aconteceu. Além disso, o fato de Gatlin e Goodman (2010) rastrear uma área circular de 10 ou 15 km de raio ao redor do ponto de maior atividade poderia ter causado um incremento gradual na inclusão de raios que pertenceram a outro núcleo convectivo no processo de fusão com o núcleo original, diminuindo assim o DFRDT associado à fusão.

Para o estudo, a determinação dos valores dos parâmetros dos algoritmos de LJ e o desempenho desses algoritmos na previsão imediata dos eventos significativos ou severos, os sistemas convectivos desta pesquisa são divididos em duas amostras: uma a amostra para o ajuste dos parâmetros e outra amostra independente de teste. A separação é aleatória e independente do horário, data ou lugar de formação da tempestade, embora tenha se garantido

⁹. Porém, devemos levar em consideração que a SPLMA operava na faixa alta de VHF (canais 8 e 10) enquanto que a rede LMA usada por Schultz *et al.* (2009) operava na faixa baixa de VHF (canal 3). A emissão eletromagnética dos raios é maior na faixa de frequência baixa do VHF, permitindo o uso de um número maior de fontes para determinação de um único *flash*

a presença de T_{Sig} nas duas amostras. No processo de ajuste dos parâmetros são utilizadas 180 tempestades, sendo 3 T_{Sev}, 14 T_{GP} e 163 T_{Ord}, enquanto que a amostra independente é formada por 2 T_{Sev}, 5 T_{GP} e 38 T_{Ord}. Porém, o número de eventos significativos nas duas amostras é superior devido à existência de tempestades com múltiplas granizadas (e.g. 3 eventos na tempestade severa do dia 7 de janeiro de 2012), em especial nos casos severos onde se totalizam 10 (6 na amostra de ajuste e 4 na de validação) eventos. Logo, os eventos significativos são utilizados no cálculo dos parâmetros, e assim, no ajuste e validação dos algoritmos.

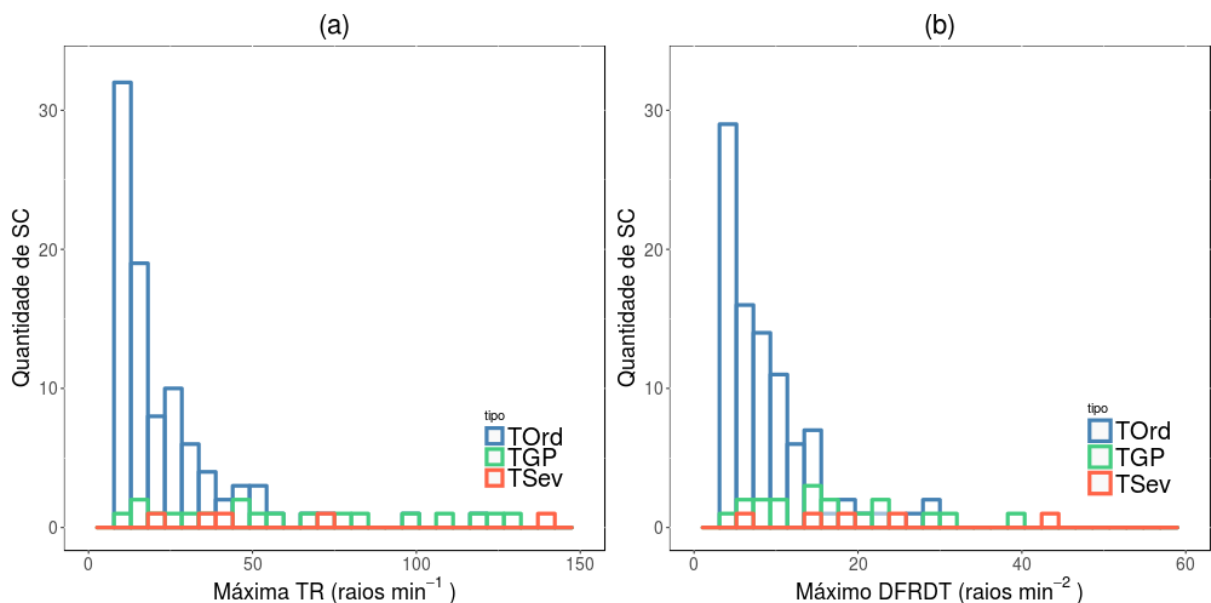


Figura.4.28. Distribuição de frequências dos máximos de (a) TR e (b) DFRDT para os diferentes grupo de T_{Ord}, T_{GP} e T_{Sev}.

Baseado na generalização dos algoritmos *Sigma*, *Gatlin* e *LPE* expostos na seção 3.2.4 e considerando algumas das combinações de 9 parâmetros ajustáveis são testadas mais de 40.000 combinações. Estes parâmetros são: tempo de amostragem, média de TR com e sem ponderar, número de amostras para o calculo da média, número de amostras para o cálculo da média e o desvio padrão de DFRDT, quantidades de desvios padrão para determinar o limiar de DFRDT, média com e sem ponderar do limiar de DFRDT, número de amostras para calcular a média do limiar de DFRDT e, limiar mínimos de DFRDT e TR. A tabela 4.2 apresenta algumas destas combinações de parâmetros que atingiram um melhor desempenho, levando em conta o índice ISC, para a amostra dependente. Nesta seleção são favorecidas as combinações que utilizaram um menor número de parâmetros.

Tabela.4.2. Combinações de parâmetros dos algoritmos de LJ (*Sigma*, *Gatlin* e LPE) com melhor performance segundo a amostra independente

Grupos	TSev			TSig (TSev + TGP)		
	<i>Sigma</i>	<i>Gatlin</i>	LPE	<i>Sigma</i>	<i>Gatlin</i>	LPE
Tempo de Amostragem (min)	2	2	1	2	2	1
Média ponderada (P) ou normal (N)	-	P	-	-	N	-
Número de amostras para calcular a média	1	4	-	1	3	-
Número de amostras na média e desvio padrão de DFRDT	3	3	-	5	3	-
Número de desvios padrão para limiar de DFRDT	2.5	3	-	2	3	-
Média ponderada (P) ou normal (N) de limiar DFRDT	-	P	-	-	P	-
Número amostras para média de limiar DFRDT	1	2	-	1	2	-
Limiar TR (raios min^{-1})	70	0	70	20	0	26
Limiar DFRDT (raios min^{-2})	0	0	17	3	0	10
POD	0.50	0.33	0.50	0.55	0.35	0.50
TAF	0.78	0.90	0.89	0.74	0.82	0.77
ISC	0.18	0.08	0.10	0.22	0.14	0.19

Em geral, nota-se os valores baixos no ISC independentemente dos grupos de tempestades (i.e., TSev ou TSig) ou algoritmos, o que reflete a baixa habilidade dos algoritmos na previsão de tempo severo ou significativo, ao menos com a metodologia de rastreamento utilizada nesta pesquisa e o limitado número de eventos severos. O algoritmo *Sigma* foi o único com valores de ISC acima de 0,2, enquanto que o LPE em TSig mostrou valores de POD = 0,55 e ISC = 0,16, todos eles longe do POD = 0,80 e TAF = 0,36 encontrado por Schultz *et al.* (2011).

A quantidade de falsos alarmes gerados pelos algoritmos mostrou-se muito alta, muitas delas relacionadas com as fusões das tempestades como mostrado na tabela 4.3. A desconsideração dos LJ em tempestades com fusões provocaria a não detecção de muitas

TSig, mais especificamente 11 de 19 TSig ao usar a melhor combinação do algoritmo *Sigma* na previsão de eventos significativos (Tabela 4.2). Porém, o número de alarmes falsos é alto mesmo sem levar em conta os sistemas convectivos provenientes de fusões (43 de 50 para TSig e 29 de 33 para TSev, Tabela 4.3).

Outro elemento negativo para a detecção de LJ em TGP é a existência de tempestades que geraram granizo num pulso convectivo inicial menor ou próximo ao tempo de integração volumétrica do radar, o que gera uma quantidade insuficiente de passos de tempo integrados para o algoritmo (i.e., essas combinações precisam um maior número de dados). Por outro lado, as combinações que demonstraram a ativação de um alerta usando um menor intervalo de tempo estiveram influenciadas pela maior variabilidade na TR.

Como esperado, a verificação feita com a amostra independente e as melhores combinações da tabela 4.2 mostram valores dos índices POD e ISC levemente inferiores aos da amostra dependente. O algoritmo *Sigma* para eventos significativos continuou sendo o de melhor desempenho com ISC de 0,17.

Aplicando estes algoritmos nos três casos estudados na seção 4.5, segundo as combinações de parâmetros da tabela 4.2 para o grupo TSig, temos que, na tempestade do dia 12 de março de 2012, o algoritmo LPE antecipa a queda de granizo em 3 dos 4 eventos e não gera falsos alarmes, enquanto que o algoritmo *Sigma* ativa um alerta até nas últimas células da tempestade, onde provavelmente pode ter ocorrido algum evento significativo não reportado, como mostra a estrutura vertical da precipitação e atividade elétrica (Fig. 4.18). O algoritmo de pior desempenho é o de *Gatlin*, que não detectou nenhum LJ. O tempo de antecipação dos eventos severos oscilaram entre 4 e 12 minutos, com valores máximos em na célula inicial (Fig.4.29).

A figura 4.30 corresponde à tempestade severa do dia 7 de janeiro de 2012, onde se mostra como o algoritmo *Sigma* identificou o LJ previamente aos três eventos de queda do granizo, embora na primeira alerta a diferença temporal foi quase nula. Também pode-se perceber que, com uma ligeira diminuição do limiar de DFRDT, o algoritmo LPE poderia ter detectado alguns LJ, sem acrescentar consideravelmente os falsos alarmes. O algoritmo *Gatlin* não mostrou um desempenho positivo por identificar somente um LJ e que coincidi com o primeiro evento.

Tabela.4.3. Tabela de contingência de ocorrência de evento severos vs. presença de fusão de tempestades para o total dos LJ determinados com a melhor combinação encontrada para o algoritmo *Sigma* em T_{Sig} e T_{Sev} (4ª combinação da tabela 4.2).

	T _{Sig}		T _{Sev}	
	Com fusão	Sem fusão	Com fusão	Sem fusão
Com evento severo	7	7	1	4
Sem Evento severo	21	43	19	29

Tabela.4.4. Desempenho dos algoritmos *Sigma* e LPE considerando as combinações de parâmetros mostrados na tabela 4.2.

Grupos	Algoritmo	POD	TAF	ISC
T _{Sev}	<i>Sigma</i>	0.50	0.85	0.13
	LPE	0.25	0.88	0.09
T _{Sig} (T _{Sev} + TGP)	<i>Sigma</i>	0.50	0.80	0.17
	LPE	0.33	0.83	0.13

Por último, na tempestade do dia 27 de março de 2012, somente o algoritmo *Gatlin* detecta algum LJ (Fig. 4.31). O primeiro deles já no desenvolvimento da célula convectiva inicial e antecipando em 27 minutos o evento severo. Já o segundo LJ coincidi temporalmente com a rajada de vento Guarulhos. Entretanto, os valores de DFRDT não ultrapassam o limiar mínimo exigido para esta variável nos algoritmos LPE e *Sigma*, logo nenhum alerta foi emitido.

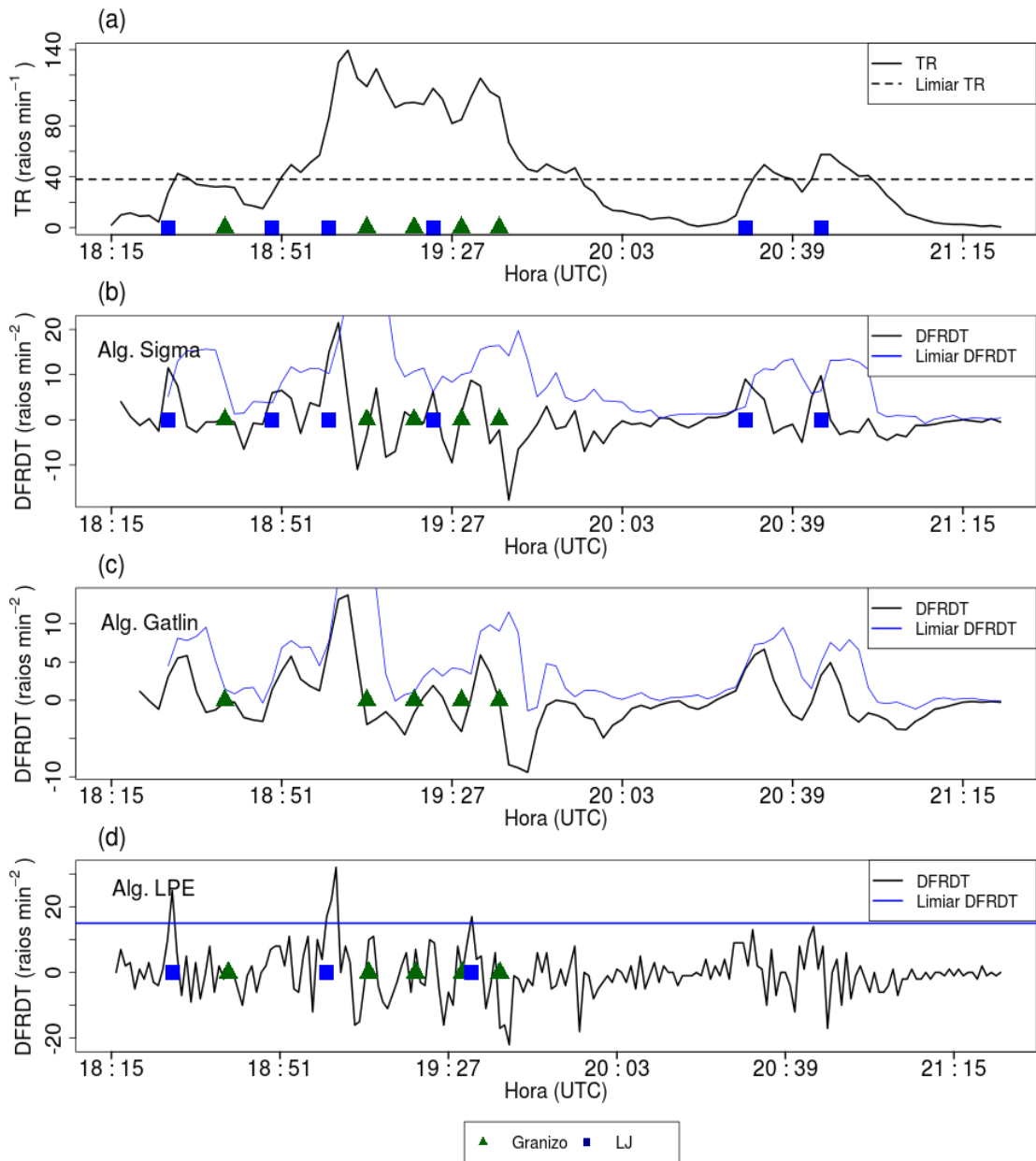


Figura.4.29. Evolução de (a) TR, e DFRDT e Limiar de DFRDT na tempestade severa do 12 de março de 2012 para as melhores combinações dos algoritmos encontrados nesta seção, (b) Sigma, (c) Gatlin e (d) LPE. Os triângulos verdes e os quadrados azuis representam o momento da queda do granizo e a identificação dum LJ, respectivamente.

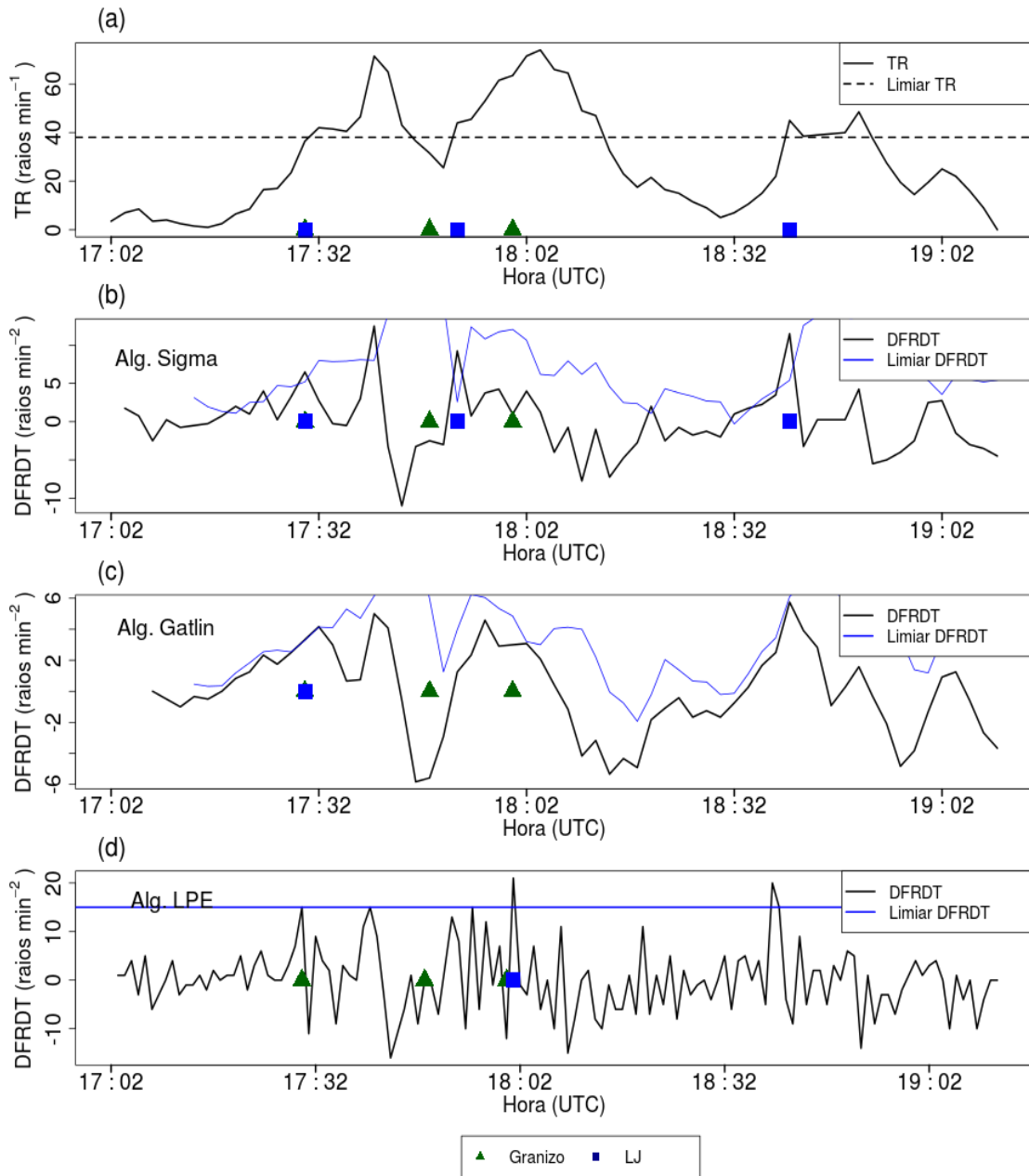


Figura.4.30. Idem à figura 4.29, exceto para o caso do dia 7 de janeiro de 2012.

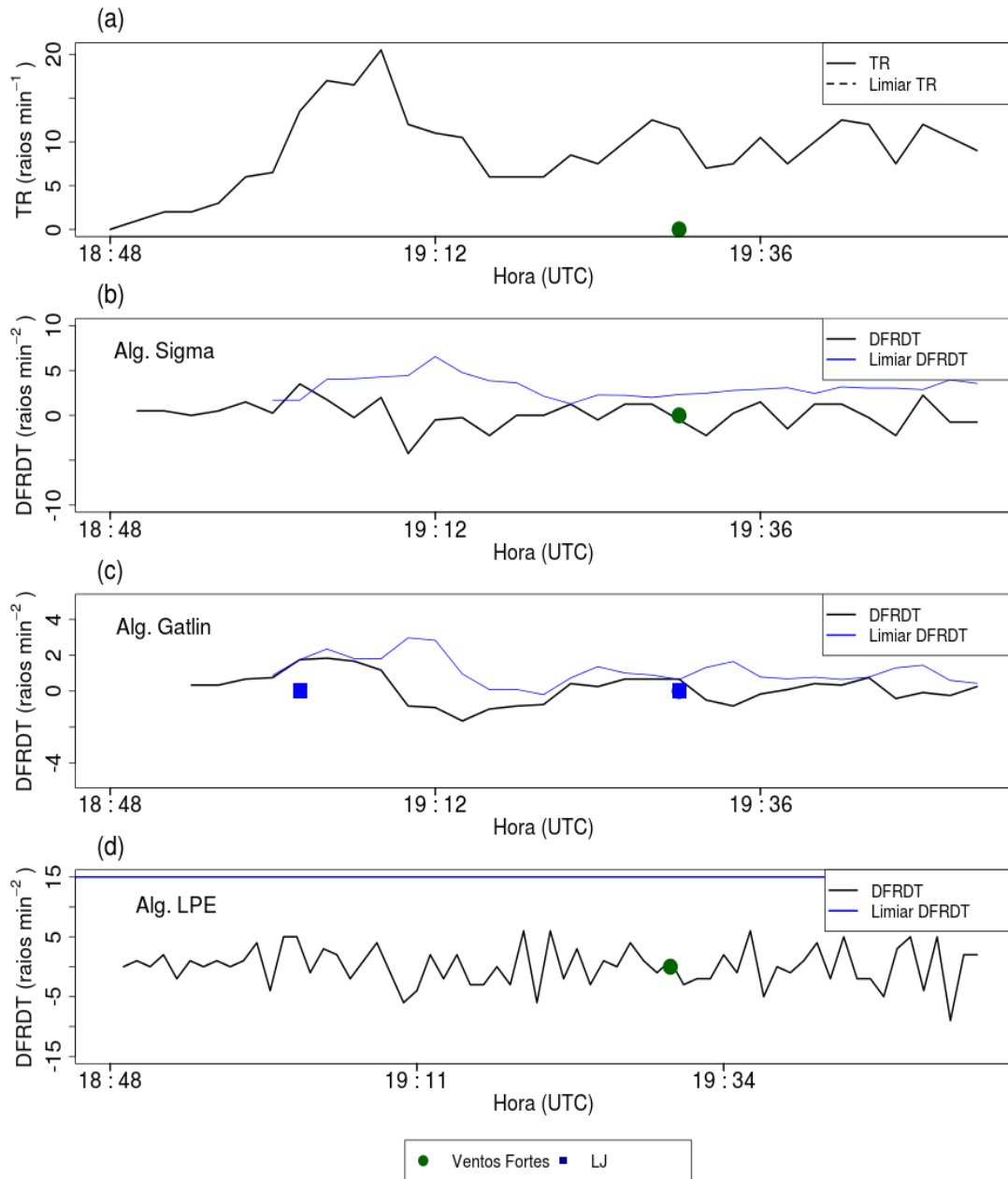


Figura.4.31. Evolução de (a) TR, e DFRDT e Limiar de DFRDT na tempestade severa do 27 de março de 2012 para as melhores combinações dos algoritmos encontrados nesta seção, (b) Sigma, (c) Gatlin e (d) LPE. Os círculos verdes e os quadrados azuis representam o momento das rajadas de vento fortes e a identificação dum LJ, respectivamente.

5 Conclusão

Através de observações de radar e dados de sistemas de detecção de raios obtidos no experimento CHUVA-GLM Vale do Paraíba, foi possível explorar algumas características elétricas e da precipitação de tempestades severas e ordinárias desenvolvidas sobre a RMSF no período novembro de 2011 até março de 2012. As tempestades severas mostraram grandes diferenças em variáveis derivadas de varreduras de radar como: a máxima refletividade, VIL, VIL-Ice e altura máxima da refletividade de 45 dBZ quando comparadas com as tempestades ordinárias. A comparação das tempestades severas com o grupo de tempestades com granizo pequeno mostraram diferenças menos notáveis, ou até mesmo apresentaram valores das medianas de tamanho e duração inferiores às TGP. Além disso, em tempestades com valores refletividade superiores a 60 dBZ, VIL maior que 39 kg m^{-2} e altura máxima da refletividade de 45 dBZ acima de 9.5 km, a probabilidade de ocorrência de granizo aumentava consideravelmente. Também foram observadas anomalias no comportamento da atividade elétrica em tempestades severas. Por exemplo o pico da taxa de raios totais foi no mínimo de $17 \text{ raios min}^{-1}$ para TSev, sendo que esta magnitude é ultrapassada somente em 18% dos casos de TOrd. Porém, as medianas do máximo de taxa de raios totais e raios NS para o grupo TGP foram superiores às medianas das TSev, embora a fração de raios NS diminuísse com a intensidade da tempestade, ao ponto, de que todas as TSev mostraram valores abaixo de 20%. Em geral, a polaridade dos raios NS foi predominantemente negativa, encontrando-se diferenças pouco significativas entre os grupos de tempestades (i.e., TOrd, TGP e TSev). Entretanto, as diferenças de APC e EV entre TOrd, TGP e TSev revelaram que a intensidade da convecção está inversamente relacionada à extensão horizontal e vertical das descargas. Estas variáveis também estão relacionadas ao estágio de dissipação das tempestades aumentando seus valores ao se aproximarem do fim de seu ciclo de vida. Outras variáveis como a multiplicidade e o pico de corrente aumentam em magnitude ao longo do ciclo de vida da tempestade, no entanto, quando comparado entre os grupos de tempestades, as mais intensas mostram magnitudes maiores.

A análise das distribuições de cargas nas tempestades, inferidas pelo número total de fontes eletromagnéticas detectadas pela rede LMA, mostraram frequentemente uma estrutura tripolar, com centros de cargas positivas em torno de -3 e -37°C e outro de cargas negativas em -15°C . O CCP em níveis médios se mostra mais intenso em TSev, porém só conseguiu predominar em isotermas abaixo de -30°C em 1 dos 5 casos. A altura deste CCPD não se mostrou relacionado com algum grupo específico de tempestades, mas a média da taxa

de raios e a fração de raios NS+ aumenta em correspondência com a altura do CCPD em níveis acima da isoterma de -20°C .

Também foram determinados alguns padrões de comportamento de variáveis derivadas de observações de radar e elétricas ao redor do momento da precipitação do granizo. Especificamente o VIL-Ice e a H45 tendem a atingir o seu máximo 7 minutos antes do momento estimado de chegada do granizo ao solo. Entretanto, a estrutura vertical da precipitação mostrou uma diminuição na frequência de refletividades acima de 50 dBZ e 5 km de altura na medida que o granizo precipitava.

O desenvolvimento do LJ não foi detectável na mediana da taxa de raios, mas sim nos percentis de 25 e 75%. Por sua vez, os raios NS apresentaram uma tendência aumento alguns minutos antes da granizada, diminuindo aproximadamente entre 3 e 6 minutos após a observação de granizo no solo. Também, após a observação de granizo no solo nota-se um enfraquecimento do CCP de níveis médios.

Algumas das características antes comentadas foram comprovadas em 3 tempestades severas estudadas em maior detalhe. Duas delas causaram queda de granizo grande, com ocorrências de LJ antecedendo os eventos severos e máximos de 69 e 131 raios min^{-1} na taxa de raios (média em 5 minutos). Na tempestade mais intensa (i.e., caso do dia 12 de março de 2012), o CCPD estava localizado abaixo da isoterma de -10°C e gerou um maior número de raios NS+. A última das tempestades analisadas provocou somente ventos fortes e se caracterizou por um LJ menos marcado, com pico na taxa de raios de 20 raios min^{-1} . Embora as variáveis TR e DFRDT tenham mostrado certa habilidade na separação dos grupos de tempestades T_{Sig} e T_{Ord}, os algoritmos de LJ avaliados não apresentaram bom desempenho na previsão a curtíssimo prazo de eventos significativos ou severos. O algoritmo *Sigma*, que exibira os melhores resultados, somente conseguiu um POD de 0,5; TAF de 0,8 e ISC de 0,17. É importante ressaltar a influência negativa causada pelas fusões de tempestades, provocando a identificação de falsos LJ, porém ainda se desconsiderados estes casos o TAF continuou alto. . Uma provável explicação para relativo mal desempenho dos algoritmos de LJ é o curto período de análise (5 meses) e conseqüente baixo número de casos severos se comparado com estudos anteriores (e.g., GATLIN; GOODMAN, 2010; SCHULTZ *et al.*, 2009).

Referências

ALBRECHT, R. et al. **The São Paulo Lightning Mapping Array (Splma): Prospects for Goes-R GLM and Chuva**. XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET., Anais...Belém, PA: 2010Disponível em: <http://www.academia.edu/31614886/The_São_Paulo_Lightning_Mapping_Array_Splma_Prospects_for_Goes-R_GLM_and_Chuva>. Acesso em: 15 abr. 2017

ALBRECHT, R. I. **Eletrificação dos sistemas precipitantes na região Amazônica: processos físicos e dinâmicos do desenvolvimento de tempestades**. São Paulo: Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da Universidade de São Paulo, 13 jun. 2008.

ALBRECHT, R. I. et al. **TEMPESTADES E TEMPO SEVERO DURANTE O EXPERIMENTO CHUVA-GLM VALE DO PARAÍBA**. Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais...Gramado, RS: 2012Disponível em: <<http://www.sbmet.org.br/cbmet2012/pdfs/64JM.pdf>>. Acesso em: 11 abr. 2017

ALBRECHT, R. I. et al. **Desafios da Meteorologia frente aos eventos severos: os eventos de Campinas e Jarinú em Junho/2016**. Workshop sobre o início da operação do radar meteorológico na Unicamp e o Projeto SOS CHUVA.06 de outubro de 2016. Anais...Campinas, SP.: 2016a

ALBRECHT, R. I. et al. Where Are the Lightning Hotspots on Earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 11, p. 2051–2068, nov. 2016b.

ALBRECHT, R. I.; CECIL, D. J.; GOODMAN, S. J. Lightning. In: **Encyclopedia of Remote Sensing**, E. G. Njoku, Ed., **Encyclopedia of Earth Sciences Series**. [s.l.] Springer New York, 2014. p. 339–344.

ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; SILVA DIAS, M. A. F. Electrification of precipitating systems over the Amazon: Physical processes of thunderstorm development. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. D8, p. D08209, 23 abr. 2011.

AVILA, E. E. et al. The effect of the cloud-droplet spectrum on electrical-charge transfer during individual ice-ice collisions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 125, n. 557, p. 1669–1679, jul. 1999.

BETZ, H.-D. et al. Lightning detection with 3-D discrimination of intracloud and cloud-to-ground discharges. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 11, p. n/a-n/a, jun. 2004.

BETZ, H. D. et al. LINET—An international lightning detection network in Europe. **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2, p. 564–573, 2009.

BIAGI, C. J. et al. National Lightning Detection Network (NLDN) performance in southern Arizona, Texas, and Oklahoma in 2003–2004. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. D5, p. D05208, 9 mar. 2007.

BLAKESLEE, R. J. et al. **São Paulo Lightning Mapping Array (SP-LMA): Network Assessment and Analyses for Intercomparison Studies and GOES-R Proxy Activities**. Chuva International Workshop. **Anais...São Paulo: 2013** Disponível em: <<http://www.iag.usp.br/pos/meteorologia/artigo/são-paulo-lightning-mapping-array-sp-lma-network-assessment-and-analyses-interco>>. Acesso em: 15 abr. 2017

BOUCHER, O. et al. Clouds and Aerosols. In: **Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. [s.l: s.n.]. p. 571–657.

BROOK, M. et al. The electrical structure of the hokuriku winter thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v. 87, n. C2, p. 1207, 1982.

BROOKS, H. E. et al. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, v. 67, n. 68, p. 73–94, 2003.

BRUNING, E. C. et al. Formation of Charge Structures in a Supercell. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 10, p. 3740–3761, out. 2010.

BRUNING, E. C.; MACGORMAN, D. R. Theory and Observations of Controls on Lightning Flash Size Spectra. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, n. 12, p. 4012–4029, dez. 2013.

BRUNING, E. C.; WEISS, S. A.; CALHOUN, K. M. Continuous variability in thunderstorm primary electrification and an evaluation of inverted-polarity terminology. **Atmospheric Research**, v. 135, p. 274–284, 2014.

CAREY, L. D.; BUFFALO, K. M. Environmental Control of Cloud-to-Ground Lightning Polarity in Severe Storms. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1327–1353, abr. 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, n. 1–2, p. 33–64, 1996.

CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D12, p. 13979–14000, 27 jun. 1998.

CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. The Relationship between Precipitation and Lightning in Tropical Island Convection: A C-Band Polarimetric Radar Study. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 8, p. 2687–2710, ago. 2000.

CECIL, D. J.; BLANKENSHIP, C. B. Toward a Global Climatology of Severe Hailstorms as Estimated by Satellite Passive Microwave Imagers. **Journal of Climate**, v. 25, n. 2, p. 687–703, 17 jan. 2012.

CHANGNON, S. A. Temporal and Spatial Relations between Hail and Lightning. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 6, p. 587–604, jun. 1992.

CHANGNON, S. A.; CHANGNON, D.; HILBERG, S. D. **Hailstorms Across the Nation: An Atlas about Hail and Its Damages**. [s.l.] Illinois State Water Survey, 2009.

CHRISTIAN, H. J. et al. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. **J. Geophys. Res.:Atmospheres**, v. 108, n. D1, p. ACL 4-1–ACL 4-15, 2003.

CHRONIS, T. et al. Diurnal characteristics of lightning flashes detected over the São Paulo lightning mapping array. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, p. 11799–11808, 2015a.

CHRONIS, T. et al. Exploring Lightning Jump Characteristics. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 1, p. 23–37, fev. 2015b.

COLLINS, M. et al. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: **Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of**

Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [s.l.: s.n.]. p. 1029–1136.

CPTEC INPE. **Boletim Técnico- CPTEC/INPE.** Disponível em: <<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>>. Acesso em: 11 jul. 2017.

CUMMINS, K. L. et al. A Combined TOA/MDF Technology Upgrade of the U.S. National Lightning Detection Network. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D8, p. 9035–9044, 27 abr. 1998.

CUMMINS, K. L.; MURPHY, M. J. An Overview of Lightning Locating Systems: History, Techniques, and Data Uses, With an In-Depth Look at the U.S. NLDN. **IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility**, v. 51, n. 3, p. 499–518, ago. 2009.

DA CUNHA, C. **Características das Tempestades de Verão na Região Metropolitana de São Paulo durante o Experimento CHUVA-GLM Vale do Paraíba.** [s.l.] Universidade de São Paulo, 2016.

DEIERLING, W. K. **The relationship between total lightning and ice fluxes.** [s.l.] University of Alabama in Huntsville, 2006.

DINGER, J. E.; GUNN, R. Electrical effects associated with a change of state of water. **Journal of Geophysical Research**, v. 51, n. 4, p. 477, 1 dez. 1946.

DIXON, M.; WIENER, G. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting—A Radar-based Methodology. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 10, n. 6, p. 785–797, 1 dez. 1993.

DOSWELL, C. A. **Severe Convective Storms.** [s.l.] American Meteorological Society, 2001.

DOSWELL, C. A. I. The Distinction between Large-Scale and Mesoscale Contribution to Severe Convection: A Case Study Example. **Weather and Forecasting**, v. 2, n. 1, p. 3–16, mar. 1987.

DOTZEK, N. et al. Lightning evolution related to radar-derived microphysics in the 21 July 1998 EULINOX supercell storm. **Atmospheric Research**, v. 56, n. 1, p. 335–354, 2001.

DRAKE, J. C. Electrification accompanying the melting of ice particles. **Quarterly Journal**

of the **Royal Meteorological Society**, v. 94, n. 400, p. 176–191, abr. 1968.

EVTUSHENKO, A. A.; MAREEV, E. A. On the generation of charge layers in MCS stratiform regions. **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2–4, p. 272–280, fev. 2009.

FERNANDES, K. A.; SATYAMURTY, P. **Cavados Invertidos na Região Central da América do Sul**. Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais...**Belo Horizonte, MG: 1994

FERNANDES, W. A. et al. New findings about the influence of smoke from fires on the cloud-to-ground lightning characteristics in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 20, p. L20810, 24 out. 2006.

FREITAS, E. **Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2003.

FREITAS, E. D. et al. **Factors involved in the formation and development of severe weather conditions over the megacity of São Paulo**. Eighth Symposium on the Urban Environment, Modeling and Forecasting in Urban Areas. Proceedings of the 89th AMS Annual Meeting, 2009. **Anais...**Phoenix, AZ: 2009

FUCHS, B. R. et al. Environmental controls on storm intensity and charge structure in multiple regions of the continental United States. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 13, p. 6575–6596, 16 jul. 2015.

FUJITA, T. T. **Proposed Characterization of Tornadoes and Hurricanes by Area and Intensity**, 1970. Disponível em: <<https://swco-ir.tdl.org/swco-ir/handle/10605/261875>>. Acesso em: 22 abr. 2017

FUJITA, T. T.; CARACENA, F. An Analysis of Three Weather-Related Aircraft Accidents. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 58, n. 11, p. 1164–1181, 1977.

GATLIN, P. N.; GOODMAN, S. J. A Total Lightning Trending Algorithm to Identify Severe Thunderstorms. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 27, p. 3–22, 2010.

GLOBO COMUNICAÇÃO E PARTICIPAÇÕES SA. **Leitores registram queda de granizo em São Paulo - fotos em VC no G1 SP - g1**. Disponível em: <<http://g1.globo.com/sao-paulo/vc-no-g1-sp/fotos/2012/03/leitores-registram-queda-de-granizo-em-sao-paulo.html#F394346>>. Acesso em: 12 jul. 2017a.

GLOBO COMUNICAÇÃO E PARTICIPAÇÕES SA. **Chuva em SP provoca alagamentos em bairros e lentidão no Metrô | São Paulo | G1.** Disponível em: <<http://g1.globo.com/sao-paulo/noticia/chuva-deixa-regioes-de-sp-em-estado-de-atencao-para-alagamentos.ghtml>>.

Acesso em: 12 jul. 2017b.

GOMES, A.; HELD, G. **Identificação, rastreamento e previsão de tempestades severas. Parte I: Evento de granizo.** XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET,. **Anais...** Belém: 2006 Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/14-e57c8b4ddd30de937273558a1bb32924.pdf>>. Acesso em: 13 abr. 2017

GOODMAN, S. J. et al. Lightning and precipitation history of a microburst-producing storm. **Geophysical Research Letters**, v. 15, n. 11, p. 1185–1188, out. 1988.

GOODMAN, S. J. et al. The North Alabama Lightning Mapping Array: Recent severe storm observations and future prospects. **Atmospheric Research**, v. 76, n. 1, p. 423–437, 2005.

GOODMAN, S. J. et al. The GOES-R Geostationary Lightning Mapper (GLM). **Atmospheric Research**, v. 125, p. 34–49, 2013.

GRANDELL, J.; FINKE, U.; STUHLMANN, R. The EUMETSAT Meteosat Third Generation Lightning Imager (MTG-LI): Applications and Product Processing. **9th EMS Annual Meeting, 9th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM) Abstracts, held Sept. 28 - Oct. 2, 2009 in Toulouse, France.** <http://meetings.copernicus.org/ems2009/>, id. EMS2009-551., 2009.

GREENE, D. R.; CLARK, R. A. Vertically Integrated Liquid Water—A New Analysis Tool. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 7, p. 548–552, jul. 1972.

HALLAK, R. **Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP São Paulo.** [s.l.] Universidade de São Paulo, 2007.

HAN, L. et al. 3D Convective Storm Identification, Tracking, and Forecasting—An Enhanced TITAN Algorithm. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n. 4, p. 719–732, abr. 2009.

HELD, G. et al. **Analysis of tornado characteristics in the state of Sao Paulo for the improvement of an automatic alert system.** 32nd Conference on Radar Meteorology.

Anais...2005

HELD, G. et al. **THE STRUCTURE OF THREE TORNADO-GENERATING STORMS BASED ON DOPPLER RADAR AND LIGHTNING OBSERVATIONS IN THE STATE OF SÃO PAULO, BRAZIL**. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. **Anais...** Foz do Iguacu: 2006Disponível em: <http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.30.03.50/doc/1787-1798.pdf>. Acesso em: 11 abr. 2017

HÖLLER, H. et al. **Ground-based and space-borne lightning observations during CHUVA**. CHUVA International Workshop, 8-10 de maio de 2013. **Anais...**São Paulo, SP: 2013Disponível em: <http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/workshop/apresentacoes/10/6-03/Hoeller-et-al_CHUVA-WS_SaoPaulo_20130508_final.pdf>. Acesso em: 10 jul. 2017

JAYARATNE, E. R.; SAUNDERS, C. P. R. Charge on ice crystals in laboratory clouds. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 88, n. C9, p. 5494–5496, 20 jun. 1983.

JAYARATNE, E. R.; SAUNDERS, C. P. R. The “rain gush”, lightning, and the lower positive charge center in thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v. 89, n. D7, p. 11816, 20 dez. 1984.

JAYARATNE, E. R.; SAUNDERS, C. P. R.; HALLETT, J. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 109, n. 461, p. 609–630, 1 jul. 1983.

JOÃO LUIZ-YOUTUBE. **Veja como ficou a tempestade De Granizo Em Guarulhos-SP Dia 07/01/2012 - YouTube**, 2012. Disponível em: <https://www.youtube.com/watch?v=EBxoSX5_cF4>. Acesso em: 12 jul. 2017

JONAS PEREIRA-BLOG. **Rodoviária de Guarulhos, mal feita com 18 Milhões de Reais**. Disponível em: <<http://psjonas.blogspot.com.br/>>. Acesso em: 12 jul. 2017.

KLEMP, J. B. Dynamics of Tornadic Thunderstorms. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 19, n. 1, p. 369–402, jan. 1987.

LANG, T. J. et al. Transient luminous events above two mesoscale convective systems: Storm structure and evolution. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 115, n. A5, p.

n/a-n/a, 1 maio 2010.

LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A.; WIENS, K. C. Origins of positive cloud-to-ground lightning flashes in the stratiform region of a mesoscale convective system. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 10, p. n/a-n/a, maio 2004.

LEVIN, Z.; YAIR, Y.; ZIV, B. Positive cloud-to-ground flashes and wind shear in Tel-Aviv thunderstorms. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 17, p. 2231–2234, 15 ago. 1996.

LUND, N. R. et al. Relationships between Lightning Location and Polarimetric Radar Signatures in a Small Mesoscale Convective System. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 12, p. 4151–4170, dez. 2009.

LYONS et al. Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke from fires. **Science (New York, N.Y.)**, v. 282, n. 5386, p. 77–80, 2 out. 1998.

MACGORMAN, D. R. et al. Coordinated lightning, balloon-borne electric field, and radar observations of triggered lightning flashes in North Florida. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 13, p. 5635–5643, 16 jul. 2015.

MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. **The electrical nature of storms**. [s.l.] Oxford University Press, 1998.

MACHADO, L. A. T. et al. Relationship between cloud-to-ground discharge and penetrative clouds: A multi-channel satellite application. **Atmospheric Research**, v. 93, n. 1, p. 304–309, 2009.

MACHADO, L. A. T. et al. The Chuva Project: How Does Convection Vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, set. 2014.

MADDOX, R. A.; HOWARD, K. W.; DEMPSEY, C. L. Intense Convective Storms with Little or No Lightning over Central Arizona: A Case of Inadvertent Weather Modification? **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 4, p. 302–314, abr. 1997.

MALAN, D. J. ,Les de´charges dans l'air et la charge infe´rieure positive d'un nuage orageuse. **Annales Geophysicae**, v. 8, p. 385–401, 1952.

MANSELL, E. R.; ZIEGLER, C. L.; BRUNING, E. C. Simulated Electrification of a Small

Thunderstorm with Two-Moment Bulk Microphysics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 1, p. 171–194, jan. 2010.

MARTINS, J. A. et al. Climatology of destructive hailstorms in Brazil. **Atmospheric Research**, v. 184, p. 126–138, fev. 2017.

MCCAUL, E. W. et al. Forecasting Lightning Threat Using Cloud-Resolving Model Simulations. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 3, p. 709–729, jun. 2009.

MILLER, P. W.; MOTE, T. L. Standardizing the definition of a “pulse” thunderstorm. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 22, 22 set. 2016.

MOLLER, A. R. Severe Local Storms Forecasting. In: **Severe Convective Storms**. Boston, MA: American Meteorological Society, 2001. p. 433–480.

MONTANYÀ, J.; SOULA, S.; PINEDA, N. A study of the total lightning activity in two hailstorms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, n. D13, p. 12, 16 jul. 2007.

MORALES, C. A. et al. **Characteristics of the precipitating systems during the 2002 dry-to-wet field campaign in the Amazon region**. Pré-impresso no XIII Congresso Meteorológico Brasileiro. **Anais...Fortaleza, CE, Brazil.:** 2004

MORALES, C. A. et al. **Understanding the electrification process**. 16th International Conference on Clouds and Precipitation, ICCP-2012,. **Anais...Leipzig, Germany.:** 2012

MORALES, C. A. et al. **UNDERSTANDING THE ELETRIFICATION PROCESSES: A CONTRIBUTION OF CHUVA PROJECT**. XV International Conference on Atmospheric Electricity. **Anais... Norman, Oklahoma, U.S.A.:** 2014Disponível em: <http://www.nssl.noaa.gov/users/mansell/icae2014/preprints/Morales_191.pdf>. Acesso em: 15 abr. 2017

MORALES, C. A.; ALBRECHT, R. I.; BISCARO, T. S. **CHUVA Radar Measurements: Calibration and Attenuation Issues**. CHUVA International Workshop, 8 a 10 de maio de 2013. **Anais...São Paulo:** 2013Disponível em: <<http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/workshop/index.html>>

MORALES, C. A.; ANAGNOSTOU, E. N. Extending the Capabilities of High-Frequency

Rainfall Estimation from Geostationary-Based Satellite Infrared via a Network of Long-Range Lightning Observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 2, p. 141–159, 1 abr. 2003.

MORALES, C. A.; DA ROCHA, R. P.; BOMBARDI, R. On the development of summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean meteorological characteristics and pollution effect. **Atmospheric Research**, v. 96, n. 2, p. 477–488, 2010.

MOSIER, R. M. et al. Radar Nowcasting of Cloud-to-Ground Lightning over Houston, Texas. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 2, p. 199–212, abr. 2011.

NACCARATO, K. P.; ALBRECHT, R. I.; PINTO, J. O. **Monthly variations of cloud-to-ground lightning in Brazil based on high-res lightning image sensor (LIS) data**. Proceedings of the 14th International Conference on Atmospheric Electricity (ICAE), 8 a 12 de agosto de 2011. **Anais...**Rio de Janeiro: 2011a

NACCARATO, K. P.; ALBRECHT, R. I.; PINTO, O. **Cloud-to-ground lightning density over Brazil based on high-resolution lightning imaging sensor**. XIV International Conference on Atmospheric Electricity (ICAE). **Anais...**Rio de Janeiro: 2011bDisponível em: <http://cics.umd.edu/~rachel/Memorial/DOC/DOC_20.3.33-PAPER.pdf>. Acesso em: 11 abr. 2017

NASCIMENTO, E. L. Previsão De Tempestades Severas Utilizando-Se Parâmetros Convectivos E Modelos De Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável No Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 121–140, 2005.

PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T. **CARACTERIZAÇÃO DE EVENTOS DE ENCHENTE NA BACIA DO ALTO TIETÊ POR MEIO DO RADAR METEOROLÓGICO E DA MODELAGEM NUMÉRICA DE MESOESCALA**. XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu-PR. **Anais...**2002Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/11-8cc80743dc53a8f2bde33a83e967023a.pdf>>. Acesso em: 10 abr. 2017

PEREYRA, R. G. et al. A laboratory study of graupel charging. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D16, p. 20803–20812, 27 ago. 2000.

PEREYRA, R. G.; BÜRGESESSER, R. E.; ÁVILA, E. E. Charge separation in thunderstorm

conditions. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D17, p. D17203, 6 set. 2008.

PINTO, O. J. et al. Chapter 9. Cloud-to-Ground Lightning Observations in Brazil. In: **Lightning :Principles, Instruments and Applications**. [s.l: s.n.]. p. 209–229.

QIE, X. et al. The lower positive charge center and its effect on lightning discharges on the Tibetan Plateau. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 5, p. L05814, 2005.

QUEIROZ, A. P. **MONITORAMENTO E PREVISAO IMEDIATA DE TEMPESTADES SEVERAS USANDO DADOS DE RADAR**. [s.l.] Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, 2009.

REINKING, R. . Formation of graupel. **Journal of Applied Meteorology**, v. 14, n. 5, p. 745–754, 1975.

RISON, W. et al. A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 23, p. 3573–3576, 1 dez. 1999.

ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 20, p. 3105–3108, 15 out. 1999.

RUST, W. D. et al. Inverted-polarity electrical structures in thunderstorms in the Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS). **Atmospheric Research**, v. 76, n. 1, p. 247–271, 2005.

RUST, W. D.; MACGORMAN, D. R.; ARNOLD, R. T. Positive cloud-to-ground lightning flashes in severe storms. **Geophysical Research Letters**, v. 8, n. 7, p. 791–794, jul. 1981.

RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. On abandoning the thunderstorm tripole-charge paradigm. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D18, p. 23499–23504, 27 out. 1996.

SALES, F. H.; PEREIRA FILHO, A. J. Study of a Long-Lived Symmetric SquaLL Line in SoutheaSt BraziL. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 421–436, 2005.

SAUNDERS, C. Charge Separation Mechanisms in Clouds. **Space Science Reviews**, v. 137, n. 1–4, p. 335–353, 23 jun. 2008.

SAUNDERS, C. P. R. et al. Laboratory studies of the effect of cloud conditions on graupel/crystal charge transfer in thunderstorm electrification. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, n. 621, p. 2653–2673, out. 2006.

SAUNDERS, C. P. R.; KEITH, W. D.; MITZEVA, R. P. The effect of liquid water on thunderstorm charging. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. D6, p. 11007–11017, 1991.

SCHULTZ, C. J. et al. Preliminary Development and Evaluation of Lightning Jump Algorithms for the Real-Time Detection of Severe Weather. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 12, p. 2543–2563, dez. 2009.

SCHULTZ, C. J. et al. Lightning and Severe Weather: A Comparison between Total and Cloud-to-Ground Lightning Trends. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 5, p. 744–755, out. 2011.

SCHULTZ, C. J. et al. **Integration of the total lightning jump algorithm into current operational warning environment conceptual models.**, 2014.

SCHULTZ, C. J. et al. Insight into the Kinematic and Microphysical Processes that Control Lightning Jumps. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 6, p. 1591–1621, dez. 2015.

SCHULTZ, E. et al. Automated storm tracking and the lightning jump algorithm using GOES-R Geostationary Lightning Mapper (GLM) proxy data. **Journal of Operational Meteorology**, v. 4, n. 7, p. 92–107, 28 jun. 2016.

SCHUUR, T. J.; RUTLEDGE, S. A. Electrification of Stratiform Regions in Mesoscale Convective Systems. Part I: An Observational Comparison of Symmetric and Asymmetric MCSs. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 13, p. 1961–1982, 1 jul. 2000.

SHEPHERD, T. R.; RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. Electric Fields and Charges near 0°C in Stratiform Clouds. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 5, p. 919–938, 1 maio 1996.

SILVA DIAS, M. A. **ÍNDICES DE INSTABILIDADE PARA PREVISÃO DE CHUVA E TEMPESTADES SEVERAS.** São Paulo: [s.n.]. Disponível em: <<http://master.iag.usp.br/static/downloads/apostilas/indices.pdf>>. Acesso em: 11 jul. 2017.

SILVA DIAS, M. A. F. An Increase in the Number of Tornado Reports in Brazil. **Weather**,

Climate, and Society, v. 3, n. 3, p. 209–217, 1 jul. 2011.

SILVA DIAS, M. A. F.; GRAMMEISBACHER, E. A. A Possível Ocorrência de Tornado em São Paulo no dia 26 de Abril de 1991: Um Estudo de Caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 6, n. 2, p. 513–522, 1991.

SMITH, J. A.; BAKER, M. B.; WEINMAN, J. A. Do forest fires affect lightning? **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 129, n. 593, p. 2651–2670, jul. 2003.

SOULA, S. et al. Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D2, p. D02101, 2004.

STOLZENBURG, M. et al. Electrical structure in thunderstorm convective regions: 1. Mesoscale convective systems. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D12, p. 14059–14078, 27 jun. 1998.

STOLZENBURG, M.; MARSHALL, T. C. Charge Structure and Dynamics in Thunderstorms. In: [s.l: s.n.]. p. 355–372.

STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions: 3. Synthesis. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D12, p. 14097–14108, 27 jun. 1998.

TAKAHASHI, T. Riming Electrification as a Charge Generation Mechanism in Thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 8, p. 1536–1548, ago. 1978.

TAKAHASHI, T.; SUZUKI, K. Development of negative dipoles in a stratiform cloud layer in a Okinawa “Baiu” MCS system. **Atmospheric Research**, v. 98, n. 2–4, p. 317–326, nov. 2010.

TESSENDORF, S. A. Characteristics of Lightning in Supercells. In: **Betz H.D., Schumann U., Laroche P. (eds) Lightning: Principles, Instruments and Applications**. Springer, Dordrecht: Springer Netherlands, 2009. p. 83–114.

TESSENDORF, S. A.; RUTLEDGE, S. A.; WIENS, K. C. Radar and Lightning Observations of Normal and Inverted Polarity Multicellular Storms from STEPS. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 11, p. 3682–3706, nov. 2007.

UOL NOTÍCIAS. **Veja fotos das chuvas pelo Brasil - Fotos - UOL Notícias**. Disponível em:

<https://noticias.uol.com.br/album/120306chuvas_brasil3_album.htm?abrefoto=16#fotoNav=16>. Acesso em: 12 jul. 2017.

VEMADO, F. **Análise da circulação de brisa marítima e seus impactos sobre a precipitação na Região Metropolitana de São Paulo por meio do modelo ARPS**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2012.

VILA, D. A. **Sistemas convectivos precipitantes de mesoescala sobre Sudamerica: Ciclos de vida y circulación en gran escala asociada**. [s.l.] Universidad de Buenos Aires, 2004.

WALDVOGEL, A.; FEDERER, B.; GRIMM, P. Criteria for the Detection of Hail Cells. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 12, p. 1521–1525, dez. 1979.

WANG, N.-Y.; GOPALAN, K.; ALBRECHT, R. I. Application of lightning to passive microwave convective and stratiform partitioning in passive microwave rainfall retrieval algorithm over land from TRMM. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D23, p. n/a-n/a, 16 dez. 2012.

WAPLER, K. The life-cycle of hailstorms: Lightning, radar reflectivity and rotation characteristics. **Atmospheric Research**, v. 193, p. 60–72, 2017.

WIENS, K. C. et al. The 29 June 2000 Supercell Observed during STEPS. Part II: Lightning and Charge Structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 12, p. 4151–4177, dez. 2005.

WILK, K. E.; LEMON, L. R.; BURGESS, D. W. **Interpretation of radar echoes from severe 459 thunderstorms: A series of illustrations with extended captions.**, 1979.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [s.l.] Academic Press, 2006.

WILLIAMS, E. et al. The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. **Atmospheric Research**, v. 51, n. 3, p. 245–265, 1999.

WILLIAMS, E. et al. Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate. **Atmospheric Research**, v. 76, n. 1–4, p. 288–306, jul. 2005.

WILLIAMS, E. R. The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. D11, p. 13151, 1989.

WILLIAMS, E.; YAIR, Y. THE MICROPHYSICAL AND ELECTRICAL PROPERTIES OF SPRITE-PRODUCING THUNDERSTORMS. In: **Füllekrug M., Mareev E.A., Rycroft M.J. (eds)Sprites, Elves and Intense Lightning Discharges. NATO Science Series II: Mathematics, Physics and Chemistry, vol 225.** Springer, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2006. p. 57–83.

WILSON, J. G.; CUMMINS, K. L.; KRIDER, E. P. Small negative cloud-to-ground lightning reports at the NASA Kennedy Space Center and Air Force Eastern Range. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D24, p. D24103, 17 dez. 2009.

XU, W.; ADLER, R. F.; WANG, N.-Y. Combining Satellite Infrared and Lightning Information to Estimate Warm-Season Convective and Stratiform Rainfall. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 53, n. 1, p. 180–199, 13 jan. 2014.