



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/01.24.02.29-TDI

PROCESSOS FÍSICOS E ELÉTRICOS DAS TEMPESTADES DE GRANIZO NA REGIÃO SUL DO BRASIL

Vinicius Banda Sperling

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Daniel Alejandro Vila, e Rachel Ifanger Albrecht, aprovada em 23 de fevereiro de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QE4KB5>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/01.24.02.29-TDI

PROCESSOS FÍSICOS E ELÉTRICOS DAS TEMPESTADES DE GRANIZO NA REGIÃO SUL DO BRASIL

Vinicius Banda Sperling

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Daniel Alejandro Vila, e Rachel Ifanger Albrecht, aprovada em 23 de fevereiro de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3QE4KB5>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Sperling, Vinicius Banda.
Sp36p Processos físicos e elétricos das tempestades de granizo na região sul do Brasil / Vinicius Banda Sperling. – São José dos Campos : INPE, 2018.
 xxii + 187 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2018/01.24.02.29-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadores : Drs. Daniel Alejandro Vila, e Rachel Ifanger Albrecht.

1. Tempestades de granizo. 2. Estrutura da precipitação.
3. Radar. 4. Raios. I.Título.

CDU 551.578.7(816)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Vinicius Banda Sperling**

Título: "PROCESSOS FÍSICOS E ELÉTRICOS DAS TEMPESTADES DE GRANIZO NA REGIÃO SUL DO BRASIL".

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

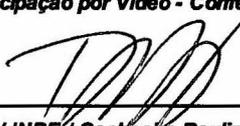
Dr. **Marcelo Enrique Seluchi**



Presidente / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

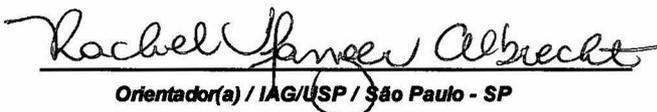
Dr. **Daniel Alejandro Vila**



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

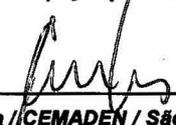
Dra. **Rachel Ifanger Albrecht**



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

Participação por Vídeo - Conferência

Dr. **Carlos Frederico de Angelis**



Membro da Banca / CEMADEN / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

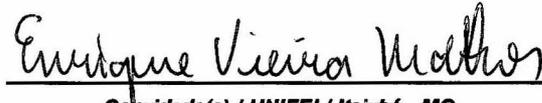
Dr. **Ernani de Lima Nascimento**



Convidado(a) / UFSM / Santa Maria - RS

Participação por Vídeo - Conferência

Dr. **Enrique Viera Mattos**



Convidado(a) / UNIFEI / Itajubá - MG

Participação por Vídeo - Conferência

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 23 de fevereiro de 2018

Dedico esta tese de doutorado, em especial, a minha família, que mesmo distantes, apoiaram-me em todos os momentos, sempre com muito amor, carinho, compreensão e motivação de seguir em frente.

AGRADECIMENTOS

Agradecimento muito especial a toda minha família.

Agradeço ao Dr. Daniel Alejandro Vila e à Dra. Rachel Ifanger Albrecht por se disponibilizarem a me orientar, pela paciência e pelos conhecimentos transmitidos no desenvolvimento desta tese de doutorado.

Agradeço, em especial, a minha namorada Valesca pela paciência, compreensão e companheirismo durante o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço ao professor Dr. Marcelo Seluchi pelas discussões durante o andamento da tese.

Agradeço à meteorologista Sra. Nadir Dantas de Sales chefe da Seção de Apoio à Agricultura e Recursos Hídricos do Instituto Nacional de Meteorologia por ceder dados mensais de granizo.

Agradeço à Seção de Observação de Meteorologia Aplicada do 8º Distrito de Meteorologia do Instituto Nacional de Meteorologia pelas ocorrências de granizo.

Agradeço ao Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais pelos dados de raios.

Agradeço à Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA/CPTEC/INPE) pelos dados dos radares meteorológicos.

Agradeço a todos os meus amigos, em especial, Thiago, Izabelly, Enrique, Ramon, Rômulo e Wagner pelas ajudas fundamentais em linguagens de programação.

Agradeço aos membros da banca, Dr. Marcelo Seluchi, Dr. Carlos Frederico Angelis, Dr. Ernani Lima Nascimento e Dr. Enrique Vieira Mattos por aceitarem a avaliar este trabalho.

Agradeço à CAPES e CNPq pelas bolsas de estudo, sem as quais não teria sido possível realizar esta tese de doutorado.

RESUMO

Esta pesquisa avaliou, principalmente, a relação entre os processos físicos e elétricos que contribuem para a ocorrência de fenômenos atmosféricos que causam alto impacto na região Sul do Brasil, como as tempestades de granizo. A severidade dos sistemas meteorológicos que atuam na região representa uma importante justificativa para o estudo. Através de registros de granizo, nas estações meteorológicas convencionais de superfície do INMET, foi determinada uma climatologia das tempestades de granizo no Sul do Brasil. Além disso, diagnosticou-se a circulação atmosférica, para os eventos de tempestades de granizo, através de dados de reanálises da componente zonal e meridional do vento. Analisou-se o ciclo de vida, das tempestades de granizo, através de dados dos radares meteorológicos Banda-S do DECEA e da rede de detecção de descargas elétricas em solo da Earth Networks. Os eventos de tempestades foram definidos para este trabalho, como qualquer sistema convectivo capaz de gerar queda de granizo que causa alto impacto socioeconômico. A fim de atingir o objetivo proposto, a metodologia será abordada em etapas. A primeira etapa deteve-se um obter cientificamente uma climatologia das tempestades de granizo nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina visando contribuir com a carência de registros oficiais de tempo severo na região Sul do Brasil, a qual apresenta as mais intensas tempestades da Terra. Na segunda etapa são identificados os principais padrões de circulação atmosférica em escala sinótica durante a ocorrência das tempestades de granizo no Sul do Brasil. A terceira etapa refere-se à caracterização da estrutura da precipitação das tempestades de granizo, visando compreender como a estrutura da precipitação modula os processos de eletrificação e a ocorrência de tempo severo. Esta etapa também se caracteriza pelo estudo da atividade elétrica observada nas tempestades de granizo. Os resultados promovem informações para o entendimento das intensas tempestades de granizo do Sul do Brasil. A análise climatológica, baseada em 31 anos de registros de granizo, mostra a maior frequência de ocorrência das tempestades de granizo durante os meses da primavera (SON) onde, dos 1330 casos de granizo levantados, 613 ocorreram neste trimestre. O pico de precipitação de granizo no Sul do Brasil ocorre durante o mês de setembro. A distribuição espacial dos casos de granizo mostra um máximo sobre regiões de serra dos estados do RS e SC. Já a análise sinótica, dos casos de granizo, diagnosticou um intenso fluxo de noroeste-sudeste em baixos níveis, evidenciando a entrada de ar quente e úmido sobre a região. A condição sinótica, baseada na circulação atmosférica, mostra uma condição pré-frontal como condição atmosférica precursora para a ocorrência das tempestades de granizo. Em altos níveis da atmosfera observa-se um máximo de vento sobre a Argentina. O estudo do ciclo de vida das tempestades de granizo mostra que as células isoladas e de grande extensão vertical é que são as responsáveis pela precipitação de granizo e apresentam um rápido ciclo de vida pelo menos até a fusão com sistema convectivo de características de mesoescala. O máximo incremento de água líquida e gelo ocorrem em curtos intervalos de tempo, possibilitando determinar um crescimento explosivo destas células isoladas. A precipitação do granizo ocorre no momento de expansão da área do sistema convectivo, geralmente, antes da sua maturação. Verificou-se a ocorrência de *lightning-jump* através da metodologia proposta com uma média de antecedência, entre o salto de raios e a ocorrência de granizo, de aproximadamente 45 minutos para os sistemas convectivos analisados. Por fim, partes dos resultados obtidos servirão de base para a validação de algoritmos, como o *lightning-jump*, através do sensor de raios GLM a bordo do satélite GOES-16.

Palavras-chave: Tempestades de granizo. Estrutura da precipitação. Radar. Raios.

PHYSICAL AND ELECTRIC PROCESS OF HAILSTORMS IN THE SOUTHERN REGION OF BRAZIL.

ABSTRACT

This research evaluated the relationship between the physical and electrical process that contribute to the occurrence of atmospheric phenomena that cause high impact in the southern region of Brazil, such as hailstorms. The severity of the meteorological systems that operate in the region represents an important justification for the study. Through hail records, in the INMET meteorological stations, was determined a climatology of hailstorms in Southern Brazil. In addition, the atmospheric circulation was diagnosed for hailstorm events, using data from reanalysis of the wind. The life cycle of hailstorms was analyzed using data from S-Band weather radar and the Earth Networks lightning detection network. Storm events were defined for this work, as any convective system capable of generating hailstones that cause high socioeconomic impact. In order to achieve the proposed objective, the methodology will be approached in stages. The first step was to obtain scientifically a climatology of hailstorms in the states of Rio Grande do Sul and Santa Catarina, aiming to contribute to the lack of official records of severe weather in the southern region of Brazil, which presents the most intense storms of the Earth. The second stage identifies the main atmospheric circulation patterns in the synoptic scale during the occurrence of hailstorms in southern Brazil. The third stage refers to the characterization of precipitation structure of the hailstorms, aiming to understand how the precipitation structure modulates the processes of electrification and the occurrence of severe weather. This stage is also characterized by the study of the electrical activity observed in hailstorms. The results provide information for understanding the intense hail storms in the South of Brazil. The climatology analysis, based on 31 years of hail records, shows the highest occurrence of hailstorms during the spring months, where 613 occurred in this quarter of the 1330 hail cases surveyed. The peak of hail precipitation in southern Brazil occurs during the month of September. The spatial distribution of the hail cases shows a maximum on the mountain regions of the RS and SC states. On the other hand, the synoptic analysis of the hail cases diagnosed an intense flow of northwest-southeast at low levels, evidencing the entry of warm and humid air over the region. The synoptic condition, based on atmospheric circulation, shows a pre-frontal condition as a precursor for the occurrence of hailstorms. At high levels of the atmosphere, a maximum of wind is observed on Argentina. The study of the lifecycle of hailstorms shows that the small and deep convective cells are responsible for the precipitation of hail and present a rapid life cycle at least until the fusion with mesoscale convective system characteristics. The maximum increase of liquid water and ice occurs in short time intervals, making it possible to determine the explosive growth of these isolated cells. Hail precipitation occurs at the moment of expansion of the convective system area, usually before its maturation. Lightning-jump was observed through the proposed methodology with an average of approximately 45 minutes for the convective systems analyzed, between jump and hail occurrence. Finally, parts of the results obtained will serve as a basis for the validation of algorithms, such as lightning-jump, through the GLM sensor on board the GOES-16 satellite.

Keywords: Hailstorms. Structure of precipitation. Weather radar. Lightning

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 – Distribuição de hidrometeoros em uma nuvem de tempestade. 6
- Figura 2.2 – Frequência de ocorrência de 12,8 milhões de tempestades observadas pelo satélite TRMM de acordo com as características da precipitação (de cima para baixo): mínima temperatura de brilho em 37 GHz, mínima temperatura de brilho em 85 GHz, máxima altura da refletividade do radar de 40 dBZ e taxa de raios totais. 10
- Figura 2.3 – Tempestade ocorrida no dia 30 de dezembro de 1997 no norte da Argentina. Esta é a tempestade mais intensa encontrada no período analisado pelos autores (“Tempestade campeã do TRMM”). (a) TMI 37 GHz *Polarization Corrected Temperature* (PCT)(K). (b) refletividade do radar PR (dBZ). (c) secção transversal do radar PR (dBZ). (d) imagem VIRS – IR (K). 11
- Figura 2.4 – Frequência de ocorrência de tempestades de granizo estimada pelo AMSR-E (PCT 36 GHz) de 2003 - 2010. As unidades são tempestades por 500 quilômetros ao quadrado por ano, utilizando espaçamento de grade de 2,5°. 12
- Figura 2.5 – Climatologia mensal de raios a partir do sensor LIS expressa em taxas de raios ($\text{fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) de setembro a maio na região subtropical da América do Sul. A linha preta indica o contorno de topografia de 0,5 km no sopé oriental dos Andes. 14
- Figura 2.6 – Média da taxa de raios (fl min^{-1}) (a,b) núcleos convectivos profundos (c,d) grandes núcleos convectivos ambos identificados pelo TRMM que mostram a progressão sazonal dos raios associados a tempestades extremas na América do Sul. A linha preta indica o contorno de topografia de 0,5 km..... 15
- Figura 2.7 – Estrutura elétrica tripolar média das tempestades ilustrando a separação de cargas de acordo com o mecanismo de carregamento não – indutivo. Grandes círculos representam partículas de *graupel* e pequenos círculos representam cristais de gelo. 17
- Figura 2.8 – (a) Esquema de uma molécula de água, ilustrando o momento de dipolo permanente. Os números indicados são típicos para água líquida. (b) Conceito de camada elétrica dupla: parte de uma gota de água está ilustrada, com sua camada elétrica dupla na interface com o ar. Transferência de massa/carga através da camada quase-líquida (QLL) durante a colisão entre duas partículas de gelo no caso do *rimer* (partícula maior) estar (c) crescendo por difusão de vapor e (d) evaporando. 18
- Figura 2.9 – Fronteiras entre o carregamento de sinal positivo e negativo do *graupel* em vários experimentos de laboratório. Figura de Saunders et al. (2006). 19
- Figura 2.10 – Modelo conceitual para estrutura de cargas no interior de um SCM ou tempestade isolada ou tempestade multicelular de Stolzenburg et al. (1998). 20
- Figura 2.11 – Representação esquemática do impacto do mecanismo de carga elevada na taxa de raios. 24
- Figura 2.12 – Diagrama esquemático de possíveis estruturas de carga no interior de regiões da corrente ascendente em tempestades comuns, com baixa produção de raios -CG, e tempestades PPCG. Correntes ascendentes são indicadas por setas, com o comprimento da

seta correspondente à força da corrente ascendente. Tamanho relativo da corrente ascendente está implícito pelo número de setas.....	25
Figura 2.13 – Série temporal idealizada da atividade de raios exibindo um salto de raios (<i>lightning-jump</i>).	26
Figura 2.14 – Evolução temporal pela altura da (a) refletividade do radar (contornos) com VIL (linha pontilhada) e temperatura (linha tracejada). (b) densidade de fontes VHF (contornos) com taxa de raios totais em 2 minutos (linha sólida) e taxa de raios totais em 5 minutos (linha pontilhada) de uma tempestade de granizo do dia 30 de março de 2002.....	27
Figura 3.1 – Localização dos dois radares meteorológicos Banda-S utilizados na pesquisa... 32	
Figura 3.2 – Localização dos sensores da rede Earth Networks (BrasilDAT).....	33
Figura 3.3 – Impacto das diferentes resoluções espaciais na clusterização da densidade de raios totais (a) 2km, (b) 5km, (c) 10km, (d) CAPPI, (e) CAPPI+raios totais e (f) Conteúdo integrado de gelo (VII).....	41
Figura 4.1 – Distribuição mensal do número de dias com registro de granizo nos estados do RS e SC durante o período de 1985 a 2015 (31 anos).....	47
Figura 4.2 – Distribuição espacial do número de dias com registro de granizo nos estados do RS e SC durante o período de 1985 a 2015 (31 anos).....	48
Figura 5.1 – Linhas de corrente para o vento médio em 850hPa em $m s^{-1}$ para as 12 tempestades de granizo no Rio Grande do Sul (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo. Linhas tracejadas correspondem às marcações dos cavados e os círculos pretos representam a área do radar meteorológico.	54
Figura 5.2 – Idem à Figura 5.1, exceto para a anomalia do vento médio em 850hPa.	54
Figura 5.3 – Linhas de corrente para o vento médio em 850hPa em $m s^{-1}$ para as 4 tempestades de granizo em Santa Catarina (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo. Os círculos pretos representam a área do radar meteorológico.....	55
Figura 5.4 – Idem à Figura 5.3, exceto para a anomalia do vento médio em 850hPa.	55
Figura 5.5 – Linhas de corrente para o vento médio em 500hPa em $m s^{-1}$ para as 12 tempestades de granizo no Rio Grande do Sul (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo.....	57
Figura 5.6 – Idem à Figura 5.5, exceto para a anomalia do vento médio em 500 hPa.	57
Figura 5.7 – Linhas de corrente para o vento médio em 500hPa em $m s^{-1}$ para as 4 tempestades de granizo em Santa Catarina (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo.....	58
Figura 5.8 – Idem à Figura 5.7, exceto para a anomalia do vento médio em 500hPa.	58
Figura 5.9 – Linhas de corrente para o vento médio em 200hPa em $m s^{-1}$ para as 12 tempestades de granizo no Rio Grande do Sul (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo.....	60

Figura 5.10 – Idem à Figura 5.9, exceto para a anomalia do vento médio em 200hPa.	60
Figura 5.11 – Linhas de corrente para o vento médio em 200hPa em $m s^{-1}$ para as 4 tempestades de granizo em Santa Catarina (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo.	61
Figura 5.12 – Idem à Figura 5.11, exceto para a anomalia do vento médio em 200hPa.	61
Figura 6.1 – (a) Refletividade (dBZ) do radar de Santiago/RS para o dia 20 de dezembro de 2014 às 1916 UTC, (b) refletividade do SCM (≥ 20 dBZ) identificado automaticamente pelo ForTraCC-Radar e (c) refletividade do real cluster (≥ 35 ou 45 dBZ) que gerou granizo na superfície.	64
Figura 6.2 – Trajetórias das 16 tempestades de granizo rastreadas baseado no centróide dos clusters identificados pelo ForTraCC-Radar e rastreados manualmente (Seção 6.1). O cluster que iniciou o rastreamento é identificado na cor vermelha e os demais momentos na cor azul, sendo que o momento do granizo está na cor verde. Os círculos tracejados indicam os raios de 125 e 250 km de cobertura dos radares de Santiago no RS e de Morro da Igreja em SC.	66
Figura 6.3 – Diagrama boxplot da área (km^2) dos clusters de 35/45dBZ das 16 tempestades de granizo rastreadas.	68
Figura 6.4 – Diagrama boxplot da variação da área dos clusters de 35/45dBZ das 16 tempestades de granizo rastreadas.	69
Figura 6.5 – Diagrama boxplot da velocidade ($km h^{-1}$) dos clusters de 35/45 dBZ das 16 tempestades de granizo rastreadas.	70
Figura 6.6 – Diagrama boxplot da direção de propagação ($^{\circ}$) dos clusters de 35/45dBZ das 16 tempestades de granizo rastreadas.	71
Figura 6.7 – Ciclo de vida do conteúdo integrado de água líquida (VIL – linha contínua azul), conteúdo integrado de gelo (VII – linha pontilhada azul) e raios totais (linha contínua vermelha) das 16 tempestades de granizo rastreadas. O asterisco preto representa o momento do registro do granizo na superfície.	74
Figura 6.8 – CFAD (<i>Contour Frequency by Altitude Diagrams</i>) de 3x3 perfis verticais de refletividade do radar, centrado no pixel de maior valor de VIL a cada 10 minutos durante 1 hora do ciclo de vida das 16 tempestades de granizo.	78
Figura 6.9 – Idem à Figura 6.8, exceto para VII.	80
Figura 6.10 – Diferença entre o CFAD de 20 minutos antes do granizo para o CFAD de 20 minutos depois do granizo da Figura 6.9.	81
Figura 6.11 – Evolução temporal do perfil vertical de refletividade do radar com maior conteúdo integrado de gelo (VII) dentro da nuvem de 6 diferentes tempestades indicadas no título das figuras. Os círculos brancos destacam os bolsões de gelo que se formam dentro da tempestade antecedendo a queda do granizo na superfície.	83
Figura 6.12 – Diagrama boxplot da média de 3x3 pixel do conteúdo integrado de água líquida das 16 tempestades de granizo. As linhas mostram a média (vermelho), percentil de 90% (verde) e percentil de 95% (azul).	87

Figura 6.13 – Idem à Figura 6.12, exceto para o conteúdo de gelo.	87
Figura 6.14 – Trajetórias das 16 tempestades de granizo rastreadas baseado no centroide dos clusters identificados pelo ForTraCC-Raios e rastreados manualmente (Seção 3.2.3). O cluster que iniciou o rastreamento é identificado na cor vermelha e os demais momentos na cor azul, sendo que o momento do granizo está na cor verde. Os círculos tracejados indicam os raios de 125 e 250 km de cobertura dos radares de Santiago/RS e de Morro da Igreja/SC.	90
Figura 6.15 – Ciclo de vida da densidade de raios totais (linha contínua vermelha) e da área (linha contínua azul) para as 16 tempestades de granizo rastreadas com o ForTraCC-Raios. O asterisco preto representa o momento do registro do granizo na superfície.	93
Figura 7.1 – Registros de granizo na superfície no dia 14 de outubro de 2015 nos municípios de Restinga Seca/RS, aproximadamente, às (a) 1730 UTC, (b) 1800 UTC e em (c) Cachoeira do Sul/RS as 1810 UTC.	99
Figura 7.2 – Ciclo de vida da supercélula de tempestade de granizo no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 as 1850 UTC através do CAPPI em 2 km de altura da refletividade do radar de Santiago/RS. As isolinhas grossas de cor preta assinala o sistema convectivo identificado pelo ForTraCC-Radar. As isolinhas finas de cor preta indicam os municípios de Santa Maria, Formigueiro, Restinga Seca e Cachoeira do Sul (estado do RS). Os asteriscos em vermelho são os locais com registro de granizo severo. Nos momentos do granizo, as figuras possuem um contorno de caixa preta.	101
Figura 7.3 – Idem à Figura 7.2, exceto com a sobreposição dos raios totais (pontos pretos).104	
Figura 7.4 – Refletividade do radar (dBZ) e velocidade radial do vento ($m s^{-1}$) em 2 km de altura, mostrando assinatura de tempestade extrema do dia 14 de outubro de 2015 às 1750 UTC. As isolinhas finas de cor preta indicam os municípios de Santa Maria, Formigueiro, Restinga Seca e Cachoeira do Sul (estado do RS) que registraram granizo extremo durante esta tempestade.....	107
Figura 7.5 – Trajetória da supercélula do dia 14 de outubro de 2015 através da direção e magnitude do deslocamento dos clusters mostrados por barbelas de vento (kt) das 1600 as 1900 UTC. As isolinhas finas de cor preta indicam os municípios de Santa Maria, Formigueiro, Restinga Seca e Cachoeira do Sul (estado do RS) que registraram granizo extremo durante esta tempestade.....	108
Figura 7.6 – Cortes verticais na refletividade do radar para o cluster da supercélula de tempestade do dia 14 de outubro de 2015 das 1600 às 1830 UTC. Nos momentos do granizo, as figuras possuem um contorno de caixa preta.	110
Figura 7.7 – VAD (<i>Velocity Azimuth Display</i>) durante a ocorrência de uma supercélula de tempestade no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 às 1900 UTC.	114
Figura 7.8 – Ciclo de vida da supercélula de tempestade de granizo no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 as 1850 UTC através do conteúdo integrado de gelo ($kg m^{-2}$) observado pelo radar de Santiago/RS. As isolinhas finas de cor preta indicam os municípios de Santa Maria, Formigueiro, Restinga Seca e Cachoeira do Sul (estado do RS). Os asteriscos em vermelho são os locais com registro de granizo. Nos momentos do granizo, as figuras possuem um contorno de caixa preta.	116

Figura 7.9 – Ciclo de vida da área (km^2) e da máxima refletividade do radar (dBZ) em 2 km de altura para a supercélula de tempestade ocorrida no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 às 1900 UTC. O retângulo cinza hachurado representa o momento em que a tempestade começa a sair da área de alcance (250 km) do radar meteorológico de Santiago/RS. Os asteriscos marcam os momentos dos registros de granizo.....	121
Figura 7.10 – Idem à Figura 7.9, exceto para o conteúdo integrado de água líquida – VII em kg m^{-2} (linha contínua azul), do conteúdo integrado de gelo – VII em kg m^{-2} (linha pontilhada azul) e raios totais acumulados a cada 10 minutos (linha contínua vermelha).	122
Figura 7.11 – Idem à Figura 7.9, exceto para o total do conteúdo de gelo (10^6 kg) – linha azul e raios totais (acumulados a cada 10 minutos) – linha vermelha.	122
Figura 7.12 – Variação da massa de gelo total (10^6 kg) no cluster para a supercélula de tempestade ocorrida no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 às 1900 UTC. O retângulo cinza hachurado representa o momento em que a tempestade começa a sair da área de alcance (250 Km) do radar meteorológico de Santiago/RS. Os asteriscos vermelhos marcam os momentos dos registros de granizo.	124
Figura 7.13 – Clusterização da densidade de raios totais (100 km^2 e 10 minutos) no dia 14 de outubro de 2015 das 1650 às 1920 UTC. Nos momentos do granizo, as figuras possuem um contorno de caixa preta.	126
Figura 7.14 – Ciclo de vida da área (km^2) e da densidade de raios totais (100 km^2 e 10 minutos) do cluster do dia 14 de outubro de 2015 das 1650 às 2330 UTC rastreado com o ForTraCC-Raios.	129
Figura 7.15 – Ciclo de vida dos raios totais a cada 1 minuto para a supercélula de tempestade ocorrida no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 às 1900 UTC. As linhas vermelhas pontilhadas são os alertas de tempo severo baseados no algoritmo na versão 2-sigma do algoritmo <i>lightning-jump</i> . Os asteriscos marcam o momento de registro de granizo na superfície.	131
Figura 7.16 – Idem à Figura 7.15, exceto para a versão 2-sigma com limite pré-estabelecido do algoritmo <i>lightning-jump</i>	132
Figura 7.17 – Idem à Figura 7.15, exceto para a versão 3-sigma do algoritmo <i>lightning-jump</i>	133
Figura 7.18 – Idem à Figura 7.15, exceto para a versão 3-sigma com limite pré-estabelecido do algoritmo <i>lightning-jump</i>	134
Figura 7.19 – Temperatura do ar em 850, 500 e 200 hPa para 3 momentos: -12 horas do granizo (coluna da esquerda), momento aproximado do granizo (coluna do meio), 12 horas depois das tempestades de granizo (coluna da direita) do estudo de caso no estado do RS no dia 14 de outubro de 2015.	136
Figura 7.20 – Idem à Figura 7.19, exceto para linhas de corrente.	137
Figura 7.21 – Registros de granizo na superfície no dia 13 de outubro de 2014, aproximadamente, às 1830 UTC no município de Lages/SC.	138

Figura 7.22 – Ciclo de vida da tempestade de granizo no dia 13 de outubro de 2014 das 1610 as 1900 UTC através do CAPPI em 3 km de altura da refletividade do radar de Morro da Igreja/SC. As isolinhas grossas de cor preta assinala o sistema convectivo identificado pelo ForTraCC-Radar. As isolinhas finas de cor preta indicam o município de Lages/SC. No momento do granizo, a figura possui um contorno de caixa preta.....	140
Figura 7.23 – Idem à Figura 7.22, exceto com a sobreposição dos raios totais (pontos pretos).	143
Figura 7.24 – Refletividade do radar (dBZ) para o CAPPI 3 km de altura no dia 14 de outubro de 2013 das 1810 as 1840 UTC. Os círculos pretos mostram a regeneração da tempestade convectiva através da fusão com a intensa célula convectiva menor e isolada.....	147
Figura 7.25 – PPI do vento radial ($m\ s^{-1}$) para o dia 14 de outubro de 2013 as 1830 UTC...	148
Figura 7.26 – Cortes verticais na refletividade do radar para o cluster da tempestade de granizo do dia 13 de outubro de 2014 das 1630 às 1900 UTC. No momento do granizo, a figura possui um contorno de caixa preta.....	150
Figura 7.27 – Ciclo de vida da tempestade de granizo no dia 13 de outubro de 2014 das 1610 as 1900 UTC através do conteúdo integrado de gelo ($kg\ m^{-2}$) observado pelo radar de Morro da Igreja/SC. As isolinhas finas de cor preta indicam o município de Lages/SC. No momento do granizo, a figura possui um contorno de caixa preta.....	155
Figura 7.28 – Ciclo de vida da área (km^2) e da máxima refletividade do radar (dBZ) em 3km de altura para a tempestade de granizo ocorrida no dia 13 de outubro de 2014 das 1600 às 1930 UTC. O asterisco marca o momento do registro de granizo.	159
Figura 7.29 – Idem à Figura 7.28, exceto para o conteúdo integrado de água líquida – VIL ($kg\ m^{-2}$), do conteúdo integrado de gelo – VII ($kg\ m^{-2}$) e raios totais (10 minutos).	159
Figura 7.30 – Clusterização da densidade de raios totais ($100\ km^2$ e 10 minutos) no dia 13 de outubro de 2014 das 1610 às 1900 UTC. No momento do granizo, a figura possui um contorno de caixa preta.	161
Figura 7.31 – Ciclo de vida da área (km^2) e da densidade de raios totais ($100\ km^2$ e 10 minutos) do cluster do dia 13 de outubro de 2014 das 1530 às 2140 UTC rastreado com o ForTraCC-Raios.	164
Figura 7.32 – Ciclo de vida dos raios totais a cada 1 minuto para a tempestade bow echo ocorrida no dia 13 de outubro de 2014 das 1500 às 1900 UTC. Versão 2-sigma do algoritmo <i>lightning-jump</i>	165
Figura 7.33 – Ciclo de vida dos raios totais a cada 1 minuto para a tempestade bow echo ocorrida no dia 13 de outubro de 2014 das 1500 às 1900 UTC. Versão 2-sigma com limite pré-estabelecido do algoritmo <i>lightning-jump</i>	166
Figura 7.34 – Ciclo de vida dos raios totais a cada 1 minuto para a tempestade bow echo ocorrida no dia 13 de outubro de 2014 das 1500 às 1900 UTC. Versão 3-sigma do algoritmo <i>lightning-jump</i>	167

Figura 7.35 – Ciclo de vida dos raios totais a cada 1 minuto para a tempestade bow echo ocorrida no dia 13 de outubro de 2014 das 1500 às 1900 UTC. Versão 3 sigma com limite pré-estabelecido do algoritmo <i>lightning-jump</i>	168
Figura 7.36 – Temperatura do ar em 850, 500 e 200hPa para 3 momentos: -12 horas do granizo (coluna da esquerda), momento aproximado do granizo (coluna do meio), 12 horas depois do granizo (coluna da direita) do estudo de caso no estado de SC no dia 13 de outubro de 2014.	170
Figura 7.37 – Idem à Figura 7.36, exceto para linhas de corrente.	171

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1.	Objetivos	3
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1.	Convecção e formação de granizo	5
2.2.	Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)	6
2.3.	Importância dos sistemas convectivos para eventos de tempo severo na região Sul do Brasil	9
2.4.	Mecanismos de eletrificação e a estrutura elétrica de tempestades.....	16
2.5.	Relação entre a cinemática, microfísica, eletricidade atmosférica e tempo severo.....	21
3	DADOS E METODOLOGIA	29
3.1.	Dados	29
3.1.1.	Obtenção dos eventos de tempo severo - tempestades de granizo.....	29
3.1.2.	Radares Meteorológicos Banda-S	31
3.1.3.	Rede de detecção de descargas elétricas atmosféricas.....	33
3.1.4.	Reanálises CFSR.....	34
3.2.	Metodologia.....	34
3.2.1.	Climatologia das tempestades de granizo no Sul do Brasil.	34
3.2.2.	Identificação dos padrões de circulação atmosférica em escala sinótica das tempestades de granizo no Sul do Brasil.....	35
3.2.3.	Relação entre a estrutura da precipitação e a eletrificação das tempestades de granizo no Sul do Brasil.	36
5	IDENTIFICAÇÃO DOS PADRÕES DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA EM ESCALA SINÓTICA DAS TEMPESTADES DE GRANIZO NO SUL DO BRASIL	51
5.1.	Campos médios e anomalias do vento das tempestades do RS e SC	52
6	CARACTERÍSTICAS DA ESTRUTURA DA PRECIPITAÇÃO E DA ELETRIFICAÇÃO DAS TEMPESTADES DE GRANIZO NO SUL DO BRASIL	63
6.1.	Considerações sobre o rastreamento das tempestades com o ForTraCC-Radar	63
6.2.	Características estatísticas das 16 tempestades de granizo combinando a física da precipitação e a eletrificação.....	65

6.3. Características estatísticas das 16 tempestades de granizo considerando apenas as observações de eletricidade atmosférica	88
7 ESTUDOS DE CASOS DE TEMPESTADES DE GRANIZO	98
7.1 Estudo de caso de tempestade de granizo no Rio Grande do Sul	98
7.1.1 Análise das características elétricas e da precipitação de evento de granizo extremo no dia 14 de outubro de 2015 – Caso de uma supercélula	98
7.1.2 Análise sinótica preliminar do evento de granizo extremo no RS no dia 14 de outubro de 2015.....	135
7.2 Estudo de caso de tempestade de granizo em Santa Catarina	138
7.2.1 Análise das características elétricas e da precipitação de evento de granizo extremo no dia 13 de outubro de 2014	138
7.2.2 Análise sinótica preliminar do evento de granizo extremo em SC no dia 13 de outubro de 2014	169
8 CONCLUSÕES	173
8.1. Sugestões para trabalhos futuros	177
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	178

1 INTRODUÇÃO

Eventos de tempo severo, com ocorrência de precipitação de granizo e descargas elétricas, são fenômenos atmosféricos que causam alto impacto no Brasil, tendo em vista que a cada ano, cerca de 50 milhões de descargas do tipo nuvem-solo atingem o território brasileiro (MARTINS et al., 2017; PINTO et al., 2009). O Brasil é o país que mais registra raios no mundo devido à sua vasta extensão territorial e proximidades dos trópicos (ALBRECHT et al., 2016; CHRISTIAN et al., 2003; PINTO et al., 2009), e é na América do Sul (Argentina e Brasil) que são registradas as tempestades com maiores atividades elétricas, volume de chuva e granizo no mundo (CECIL; BLANKENSHIP, 2012; CECIL et al., 2005; ZIPSER et al., 2006).

Neste contexto, os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são, geralmente, associados a eventos de tempo severo como queda de granizo, intensa precipitação na superfície, ventos fortes e até mesmo tornados. A severidade dos SCM e a estrutura da precipitação dentro destes sistemas, durante a ocorrência de raios, representam uma importante justificativa do estudo dos processos físicos que contribuem para a severidade e ocorrência de raios, já que os SCM são os principais eventos de tempestades na América do Sul. Os SCM associados às descargas elétricas tem um papel importante na sociedade e manutenção da vida na terra. São elas a principal fonte natural de óxidos de nitrogênio (NO_x), tendo um papel importante no ciclo de nitrogênio, além de ser um importante gás de efeito estufa (BUCSELA et al., 2011; HUNTRIESER et al., 2008). Estima-se que mais de 24.000 fatalidades por raios ocorrem anualmente no mundo (HOLLE, 2016; HOLLE; LÓPEZ, 2003), sendo que, somente no Brasil, cerca de, 132 pessoas são mortas por raios a cada ano (CARDOSO et al., 2014). Além disso, milhares de casas e propriedades são danificadas ou destruídas por raios, tendo um papel importante no processo de decisões do setor elétrico, de telecomunicações e da defesa civil (BENETI et al., 2000; SIMEPAR, 2005).

Apesar de consideráveis pesquisas relativas à eletrificação e produção de raios em sistemas convectivos que geram granizo, muitas questões permanecem sem respostas. Ainda faltam na literatura estudos que abrangem a estrutura da precipitação e a atividade elétrica dos SCM, principalmente os que ocorrem no Brasil. Estudos da relação entre as propriedades da nuvem e a atividade elétrica no Brasil são muito limitados (e.g., ALBRECHT et al., 2011b;

MACHADO et al., 2009; MATTOS; MACHADO, 2011; MATTOS et al., 2016, 2017; MORALES et al., 2010; NACCARATO; PINTO JR., 2012).

Um dos relacionamentos mais sólidos entre raios e tempo severo é a comum ocorrência de um aumento rápido na taxa de raios totais (i.e., raios intranuvem e nuvem solo) vários minutos antes do início do tempo severo, como granizo, rajadas de vento e tornados (WILLIAMS et al., 1999). Isso é uma consequência da rápida intensificação da corrente ascendente pela forte convecção, conduzindo a aumentos na taxa de raios totais e a probabilidade de tempo severo. A transferência de cargas elétricas dentro das nuvens ocorre durante as colisões entre partículas de gelo de diferentes tamanhos na região de fase mista da nuvem, sendo o granizo e *graupel* (i.e., granizo mole, pouco denso e menor que 5 mm) os principais contribuidores (JAYARATNE et al., 1983; SAUNDERS, 2008; SAUNDERS et al., 2004; TAKAHASHI, 1978). Logo, a taxa de formação e a distribuição de hidrometeoros dentro da nuvem, assim como a taxa de colisões das partículas de gelo, são determinadas pela intensidade e extensão das correntes ascendentes, definindo a estrutura elétrica da nuvem e influenciando fortemente a formação de descargas elétricas.

Diversas pesquisas através de estudos de casos de tempestades (ALBRECHT et al., 2012; GATLIN, 2006; GATLIN; GOODMAN, 2010; GOODMAN et al., 1988; SCHULTZ et al., 2009; SCHULTZ et al., 2011; WILLIAMS et al., 1989) definem o súbito aumento do número de raios totais antecedendo ocorrências de tempo severo como *lightning-jump*. Através do monitoramento da taxa de raios totais em sistemas convectivos, Gatlin e Goodman (2010), Schultz et al. (2009) e Schultz et al. (2011) desenvolveram algoritmos de alerta de tempo severo. Esses algoritmos estão sendo estudados para se tornarem operacionais nos centros nacionais de tempo dos Estados Unidos, utilizando informações sobre raios totais do sensor GLM (*Geostationary Lightning Mapper*) que está a bordo do satélite geostacionário da NOAA, o GOES-16 (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) (GOODMAN et al., 2013).

Assim, pode ser possível associar a taxa de raios total na linha convectiva de um SCM e entender seus impactos sobre a sociedade, principalmente aqueles associados à queda de granizo. Neste sentido, a presente pesquisa visa avaliar e entender a relação entre os mecanismos físicos que contribuem para a formação de intensos sistemas convectivos, associados à precipitação de granizo e a ocorrência de raios. O conhecimento adquirido possibilita um melhor entendimento da formação das intensas tempestades de granizo na

região Sul do Brasil. Os resultados fornecem informações sobre as condições de escala sinótica e a estrutura da precipitação e a ocorrência de raios durante o ciclo de vida das tempestades associadas à precipitação de granizo no Sul do Brasil. Além disso, a aplicabilidade de algoritmos do tipo *lightning-jump* foi avaliada no alerta de tempo severo nesta região.

1.1. Objetivos

O objetivo principal deste estudo é avaliar e compreender os processos físicos e elétricos dominantes durante a formação e ocorrência de sistemas convectivos associados a tempo severo, como a queda de granizo, nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, ambos na região Sul do Brasil. A avaliação do ciclo de vida dos sistemas convectivos é determinada através de informações obtidas por radares meteorológicos e redes de detecção de descargas elétricas em solo. Assim, os objetivos específicos da pesquisa visam estudar os seguintes pontos:

- Elaborar uma climatologia de eventos de granizo nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (região Sul do Brasil).
- Avaliação preliminar da circulação atmosférica, em escala sinótica, para diferentes níveis da atmosfera antes e durante a ocorrência das tempestades de granizo.
- Estudar a estrutura da precipitação e sua relação com a taxa de raios (intra-nuvem e nuvem-solo), queda de granizo e grau de severidade dos sistemas convectivos que causam alto impacto na região Sul do Brasil;

Baseado em tais objetivos, buscamos responder as seguintes perguntas específicas:

- *Como conciliar as observações de sensores remotos com a falta de relatos de ocorrência de tempo severo?*
- *Quais são os tipos mais comuns de estrutura horizontal e vertical da precipitação destas intensas tempestades de granizo que ocorrem na região Sul do Brasil?*
- *Estas tempestades produzem muito granizo grande ou grandes quantidades de granizo pequeno?*

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Convecção e formação de granizo

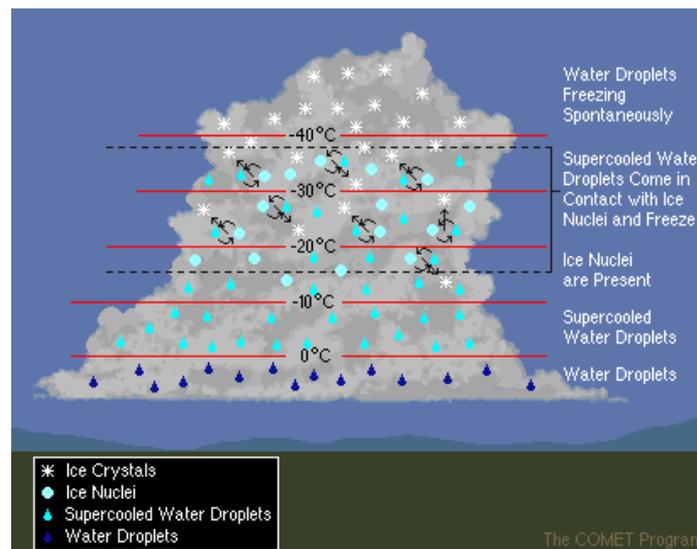
A convecção é um processo em que calor, umidade, massa, momento e vorticidade são transportados da baixa troposfera até a troposfera superior. Nos trópicos, a maioria da precipitação ocorre devido às nuvens convectivas do tipo cumulus. Quando as nuvens do tipo cumulus evoluem para nuvens do tipo cumulonimbus, devido a atuação dos fortes movimentos verticais ascendentes dentro da nuvem, pode-se resultar na precipitação de granizo.

A Figura 2.1 mostra basicamente as três camadas diferenciadas na estrutura vertical das nuvens de tempestades: **camada quente** – uma camada com temperaturas superior a 0°C, onde há somente gotículas de água líquida; **camada mista (superesfriada)** – camada com temperaturas inferiores a 0°C, onde existem gotas de água líquida e partículas de gelo (e.g., *graupel*, granizo, cristais de gelo e agregados), onde o conteúdo de gotículas superesfriadas diminui bruscamente devido à formação dos cristais de gelo em temperaturas inferiores a -20°C dentro da nuvem; **camada fria** – camada com temperaturas inferiores a -40°C, onde há somente os cristais de gelo.

Na camada quente, gotículas de nuvem são formadas através da condensação de vapor d'água em núcleos de condensação de nuvem (e.g., aerossóis higroscópicos) e crescem em tamanho principalmente devido à colisão e coalescência entre gotículas de nuvem. Na camada mista as partículas de gelo são inicialmente formadas pela deposição de vapor em núcleos de gelo e pelo congelamento de gotículas de chuva e nuvem (carregadas da camada quente para a camada mista pelas correntes de ar ascendentes). Os cristais de gelo crescem em tamanho e massa colidindo com gotas e gotículas de nuvem superesfriadas que congelam instantaneamente, formando o *graupel*. Este processo é conhecido como *riming* (i.e., coleta de gotículas de nuvem por partículas de gelo) ou crescimento seco de granizo, e o *graupel* também pode ser definido como granizo mole, pouco denso e menor que 5 mm (REINKING, 1975). O granizo é formado a partir da colisão do *graupel* ou cristais de gelo com gotas de chuva (crescimento molhado), originando partículas de gelo mais densas e maiores que 2 cm. O granizo precipita quando a corrente de ar ascendente da tempestade não consegue suportar o peso das pedras de gelo ou o fluxo ascendente enfraquece. As pedras de granizo e *graupel*

começam a derreter na camada com uma temperatura superior a 0°C, mas se forem muito grandes podem não derreter completamente em grandes gotas de chuva e chegam ao solo ainda na fase de gelo. As fortes correntes ascendentes garantem uma longa vida útil das pedras de granizo na nuvem de tempestade através do aporte de água líquida superesfriada para a camada mista e determinam, assim, o tamanho do granizo.

Figura 2.1 – Distribuição de hidrometeoros em uma nuvem de tempestade.



Fonte: COMET (2017).

2.2. Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)

Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são aglomerados de nuvens cumulonimbus geralmente associados à intensa precipitação, fazendo com que estes sistemas sejam responsáveis por uma grande parcela da precipitação registrada no globo e mais de 80% da precipitação no Sul do Brasil (NESBITT et al., 2006). Eles têm uma duração de aproximadamente 6 a 12 horas, além de uma região de precipitação contínua em torno de 100 km (HOUZE, 2004; COTTON, 2010). Em geral, o tempo de vida dos SCM sobre a América do Sul é de 10 a 16 horas (MACHADO et al., 1994; MACHADO et al., 1998, 2004; MACHADO; GUEDES, 1996; VELASCO; FRITSCH, 1987). Sakamoto (2009) mostrou que esses SCM têm tempo de vida médio em torno de 12 horas, os SCM com maior duração têm taxa de expansão maior e o tamanho médio dos SCM continentais e oceânicos é de 161.600 km² e 97.600 km², respectivamente. Esses resultados mostram que o tempo de vida e tamanho dos SCM na América do Sul é maior que em outras regiões do globo. Mais especificamente,

no estado do Rio Grande do Sul esses sistemas têm entre 6 e 12 horas de duração, formato alongado, trajetória de oeste para leste e maior frequência nos períodos quentes do ano Eichholz (2011).

A precipitação associada aos SCM apresenta duas regiões distintas. Na região de formação de novas células observa-se precipitação do tipo convectiva (onde os hidrometeoros mais densos na camada mista são o *graupel* e o granizo), enquanto próximo das células mais antigas é observado precipitação estratiforme (onde os hidrometeoros mais densos na camada mista são os agregados – i.e., flocos de neve). Os padrões observados nas áreas convectivas em relação a áreas estratiformes são importantes indicadores da dinâmica interna dos SCM. Considerando a região convectiva e estratiforme do SCM, o tamanho máximo depende do balanço entre a formação de novas células de nuvens na região convectiva e a manutenção das células de nuvens na região estratiforme. Nos SCM existem dois tipos de mecanismos dinâmicos, onde a convecção e grandes sistemas de nuvens se desenvolvem. O primeiro tipo ocorre por forçantes externas, quando uma parcela de ar potencialmente instável, próxima à superfície, com dimensões de mesoescala é forçada mecanicamente a ascender em uma zona frontal, ou ascender devido ao deslocamento da corrente de jato em altos níveis ou a circulações de mesoescala. Isto ocorre mais frequentemente em regiões de baroclinia. O segundo tipo ocorre pelas forçantes do próprio sistema, ou seja, em ambientes barotrópicos. Após um SCM atingir sua maturidade, surgem correntes descendentes frias (rajadas de vento), formando uma bolha de ar frio que se desloca servindo de rampa para as correntes ascendentes úmidas e quentes que alimentam o processo convectivo. Isto resulta em um movimento ascendente de mesoescala e na formação de um grande escudo de nuvens.

Na América do Sul, Salio et al. (2007) mostraram que sistemas convectivos continentais e tropicais cobrem áreas menores e apresentam tempo de vida menor quando comparados aos sistemas subtropicais. O fator que sustenta os processos convectivos nos sistemas tropicais são as fontes de calor e umidade que estão associados ao aquecimento diurno (processos convectivos ocorrem durante o dia). Já nos SCM subtropicais há presença de um jato em baixos níveis (JBN) que transporta calor e umidade de regiões tropicais para as regiões subtropicais, contribuindo para a formação de processos convectivos a qualquer hora do dia e por períodos de tempo mais longos. O jato de baixos níveis é um mecanismo mais eficiente do que o aquecimento diurno para sustentação dos processos convectivos.

No caso dos SCM do Sul da América do Sul, o JBN está associado à circulação zonal em baixos níveis da região tropical que é bloqueada pela presença da Cordilheira dos Andes, canalizando os ventos paralelamente a essa cadeia de montanhas na direção Sul/Sudeste do Brasil e Norte da Argentina. O JBN da América do Sul apresenta máxima magnitude em torno de 850 hPa e transporta umidade da bacia Amazônica para a bacia Paraná-Prata (GUEDES, 1985; SOUZA ;CAVALCANTI, 2004). O JBN é uma característica recorrente do ambiente durante os estágios de formação e maturação de SCM, agindo como uma fonte de calor e umidade e gerando condições ideais para a convecção inicial e desenvolvimento de SCM (LAING; FRITSCH, 2000; MARENGO et al., 2004; SALIO et al., 2007; VELASCO; FRITSCH, 1987).

A ocorrência de SCM a sotavento de cadeias montanhosas, como a dos Andes, e seu hábito noturno podem ser explicados por uma associação de uma condição sinótica favorável com as circulações locais termicamente induzidas (SILVA DIAS, 1996). Por exemplo, Laing e Fritsch (2000) mostram que o ciclo noturno dos sistemas convectivos pode estar relacionado com o aquecimento radiativo diferencial entre as nuvens convectivas e o seu ambiente de desenvolvimento. Os topos de nuvens resfriam-se enquanto subcamadas da nuvem se aquecem relativamente às áreas próximas de céu claro. Isto pode reforçar a subsidência sobre a periferia da cobertura de nuvens incrementando a convergência para dentro do sistema em baixos níveis. O acoplamento entre os escoamentos em 850 e 250 hPa é importante para o desenvolvimento da convecção. O efeito combinado de ambas as correntes do JBN (850 hPa) e do Jato de Altos Níveis – JAN (250 hPa) contribui fortemente para o desenvolvimento dos SCM e CCM. O JAN exerce um papel instabilizador e o JBN alimenta os SCM através do transporte de umidade. Em níveis superiores (250 hPa), o JAN provoca um aumento da instabilidade através da aceleração do escoamento sobre a região, resultando no aumento da convergência e, simultaneamente, o JBN alimenta o sistema com ar quente e úmido, onde, por continuidade de massa, há um incremento da convecção formando aglomerados convectivos (SILVA DIAS, 1996). Logo, a região do Chaco (Paraguai e Bolívia) é uma das regiões de maior ocorrência de SCM na América do Sul (VELASCO; FRITSCH, 1987). Ademais, Chen e Cotton (1988) e Gray e Jacobson (1977) verificaram que o aquecimento nos níveis baixos da nuvem e o resfriamento do topo reduzem a estabilidade estática da bigorna estratiforme do SCM, realimentando o processo convectivo.

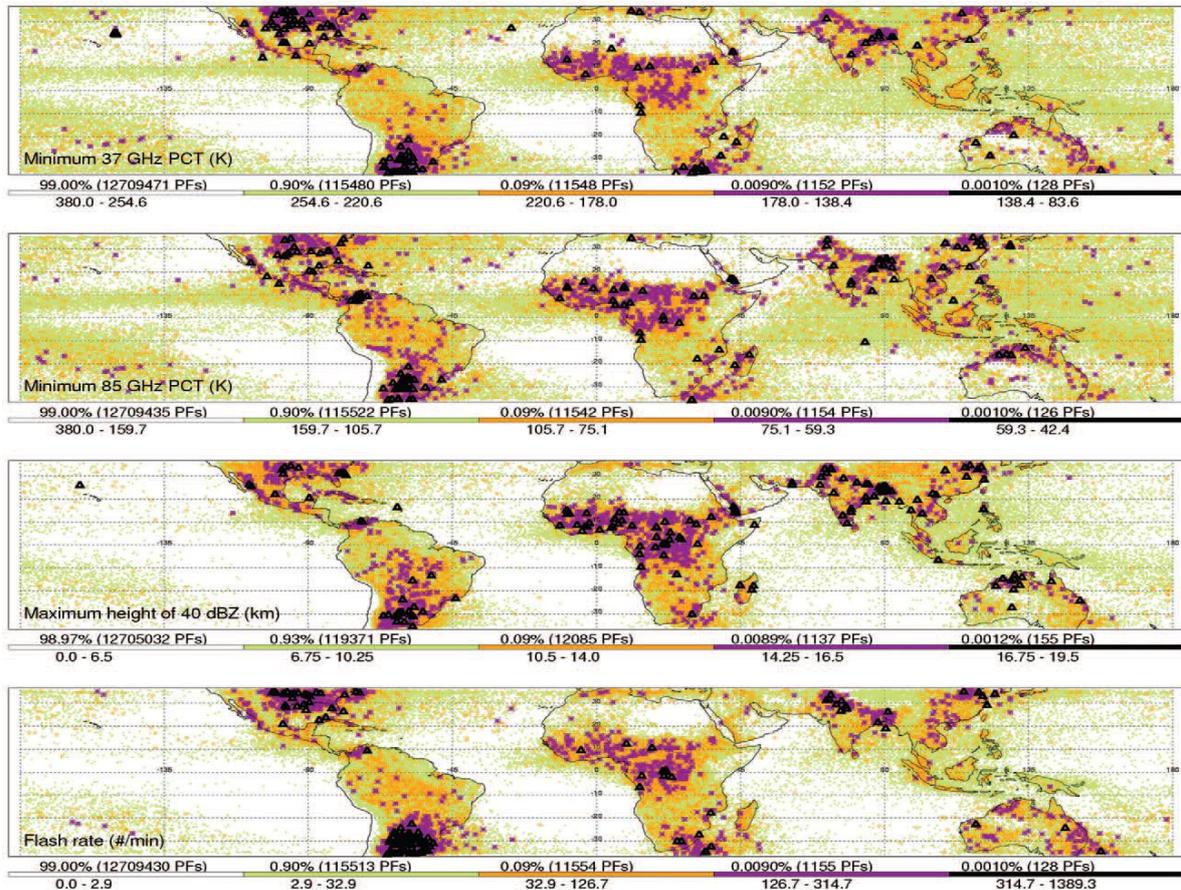
Ademais, os sistemas convectivos são responsáveis pela maior parte da precipitação nas regiões tropicais e latitudes temperadas durante a estação quente (MACHADO; LAURENT, 2004), sendo então os principais motores do ciclo hidrológico. Os SCM ao longo do sudeste da América do Sul são importantes contribuintes para o ciclo hidrológico local, podendo fornecer a metade do total mensal da precipitação no verão (ANABOR et al., 2009).

2.3. Importância dos sistemas convectivos para eventos de tempo severo na região Sul do Brasil

Como descrito anteriormente, os SCM são responsáveis por uma significativa quantidade de precipitação em algumas regiões do Sul da América do Sul e, geralmente, estão associados a eventos de tempo severo como queda de granizo e grande produção de raios. Os estudos mencionados abaixo deixam clara a influência destes sistemas que causam alto impacto, principalmente, relacionados com a segurança da vida humana.

Zipser et al. (2006) mapeou a frequência quantitativa e intensidade das tempestades observadas pelo satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) durante 7 anos (1 de janeiro de 1998 à 31 de dezembro de 2004). Os autores definiram proxies para intensidade convectiva, seguindo o raciocínio físico delineado em Cecil et al. (2005), onde os autores assumem que, pelo menos no sentido estatístico, quanto maior a altura alcançada pelo nível de 40 dBZ em uma tempestade, quanto menor a mínima temperatura de brilho atingida nos canais de microondas de 37 e 85 GHz e quanto maior a taxa de raios, mais intensa é a tempestade. No estudo de Zipser et al. (2006) foram avaliadas 12,8 milhões de tempestades e somente 0,001% (128) das tempestades tem mais do que 315 relâmpagos por minuto. Conforme esta classificação, a Figura 2.2 mostra que, a região Sul da América do Sul, incluindo o estado do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, apresentam as mais intensas tempestades de granizo da Terra.

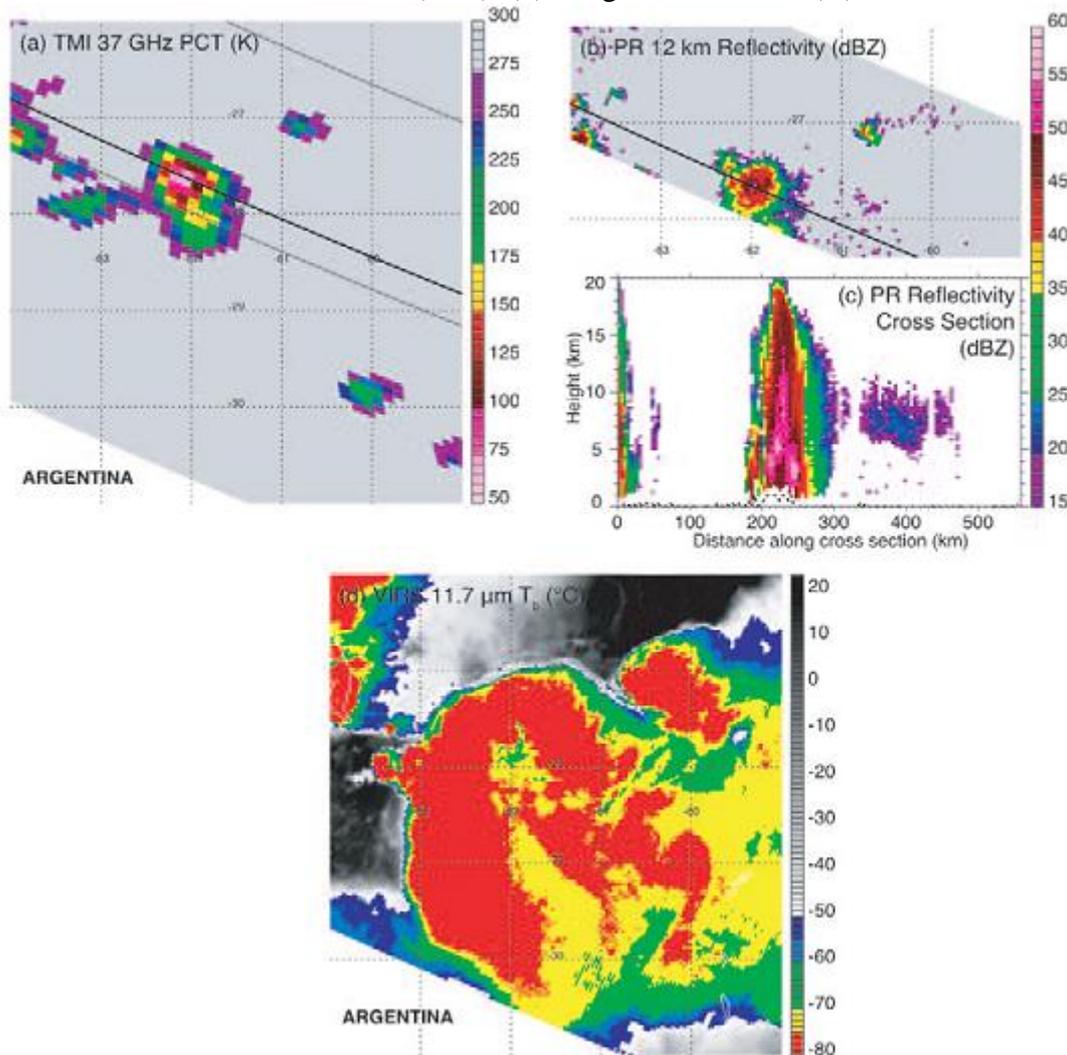
Figura 2.2 – Frequência de ocorrência de 12,8 milhões de tempestades observadas pelo satélite TRMM de acordo com as características da precipitação (de cima para baixo): mínima temperatura de brilho em 37 GHz, mínima temperatura de brilho em 85 GHz, máxima altura da refletividade do radar de 40 dBZ e taxa de raios totais.



Fonte: Zipser et al. (2006).

Zipser et al. (2006) encontrou, neste estudo, a tempestade mais intensa registrada, até então, com o satélite TRMM ocorrida em 30 de dezembro de 1997 no norte da Argentina e ilustrada na Figura 2.3. Nesta tempestade, o espalhamento em 37 GHz excede qualquer outra tempestade apresentada no estudo: 69 K (Figura 2.3a). O canal de 19 GHz apresentou forte espalhamento, com uma temperatura de brilho abaixo de 150 K. Estes valores sugerem fortemente a presença de muito granizo grande. Foram observados 225 raios por minuto. A secção transversal do radar (Figura 2.3c) mostra que o eco de refletividade do radar de 40dBZ atinge 19,5 km de altura, o mais alto que quaisquer outros no estudo.

Figura 2.3 – Tempestade ocorrida no dia 30 de dezembro de 1997 no norte da Argentina. Esta é a tempestade mais intensa encontrada no período analisado pelos autores (“Tempestade campeã do TRMM”). (a) TMI 37 GHz *Polarization Corrected Temperature* (PCT)(K). (b) refletividade do radar PR (dBZ). (c) secção transversal do radar PR (dBZ). (d) imagem VIRS – IR (K).

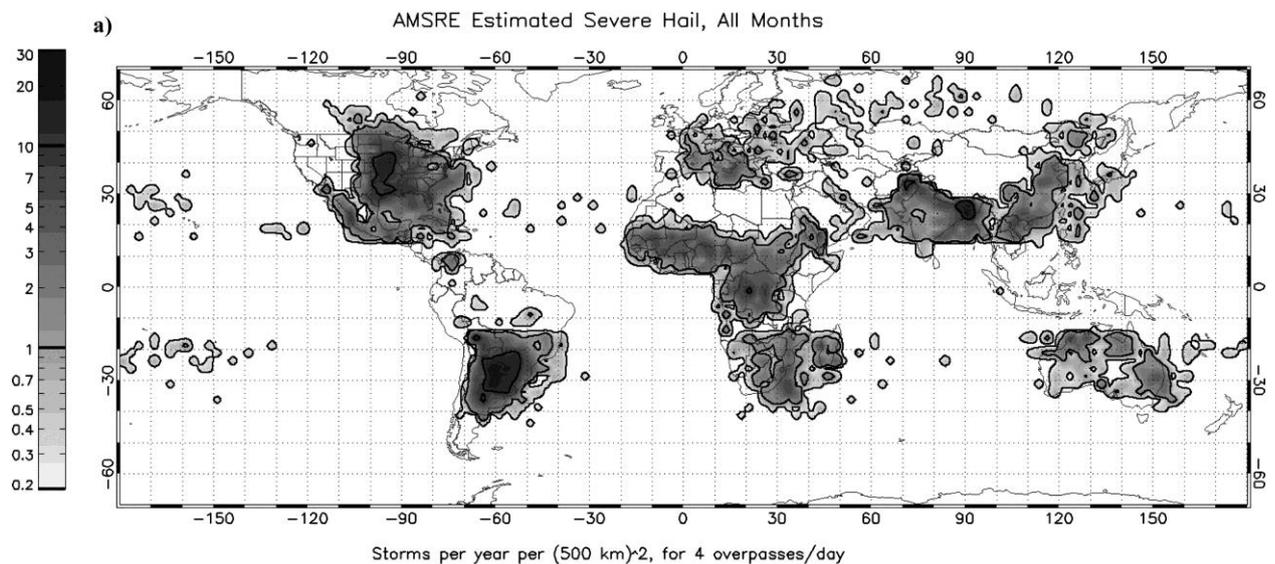


Fonte: Zipser et al. (2006).

Utilizando o canal de 36,5 GHz do sensor de microondas AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System*), a bordo do satélite AQUA, Cecil e Blankenship (2012) desenvolveram uma climatologia global de tempestades susceptíveis para produzir granizo, como mostra a Figura 2.4. Nota-se que, nos subtropicais da América do Sul (principalmente Norte da Argentina e Paraguai) tem o maior número de tempestades de granizo estimadas na climatologia do AMSR-E, com outras regiões ativas, incluindo o centro dos Estados Unidos, Bangladesh, Paquistão, África Central e Ocidental, extremo sudeste da

África e da Ásia. Na América do Sul não existe registros oficiais de queda de granizo e a região de máxima ocorrência de granizo indicada por esta estimativa possui baixa densidade populacional, dificultando ainda mais possíveis registros de granizo. Os autores sugerem que esse máximo de granizo deve estar relacionado à grande ocorrência de SCM na região, que são sistemas com grande potencial de produção de tempo severo. Como descrito anteriormente, o acoplamento entre os escoamentos em 850 e 250 hPa, torna o sudeste da América do Sul uma das regiões de maior ocorrência de SCM (VELASCO; FRITSCH, 1987).

Figura 2.4 – Frequência de ocorrência de tempestades de granizo estimada pelo AMSR-E (PCT 36 GHz) de 2003 - 2010. As unidades são tempestades por 500 quilômetros ao quadrado por ano, utilizando espaçamento de grade de 2,5°.



Fonte: Cecil e Blankenship (2012).

Ainda sobre a importância destes sistemas, a região subtropical da América do Sul tem as mais profundas tempestades convectivas (ZIPSER et al., 2006) e a maior frequência de granizo no mundo (CECIL; BLANKENSHIP, 2012) associados a intensos Sistemas Convectivos de Mesoescala (RASMUSSEN; HOUZE, 2011). Com base nesses estudos, as tempestades extremas da América do Sul basicamente se dividem em três categorias baseadas na estrutura do eco de radar (HOUZE et al., 2007; RASMUSSEN; HOUZE, 2011): 1) *tempestades com núcleos convectivos profundos* (são núcleos convectivos com eco superior a 40 dBZ cuja altura máxima é maior que 10 km de altura). Estas células convectivas são mais vigorosas com fortes correntes ascendentes que são frequentemente associadas a tempo

severo; 2) *tempestades com grandes núcleos convectivos* (núcleos convectivos que se estendem por uma área $\geq 1000 \text{ km}^2$ quando projetados sobre um plano horizontal). Muitas vezes fazem parte de grandes SCM que indica a presença de forte convecção, em uma fase precoce, do seu ciclo de vida (HOUZE, 2004); e 3) *tempestades que contenham grandes regiões estratiformes* (uma área contínua do eco estratiforme que se estende por uma área $\geq 50\,000 \text{ km}^2$ quando projetadas em um plano horizontal).

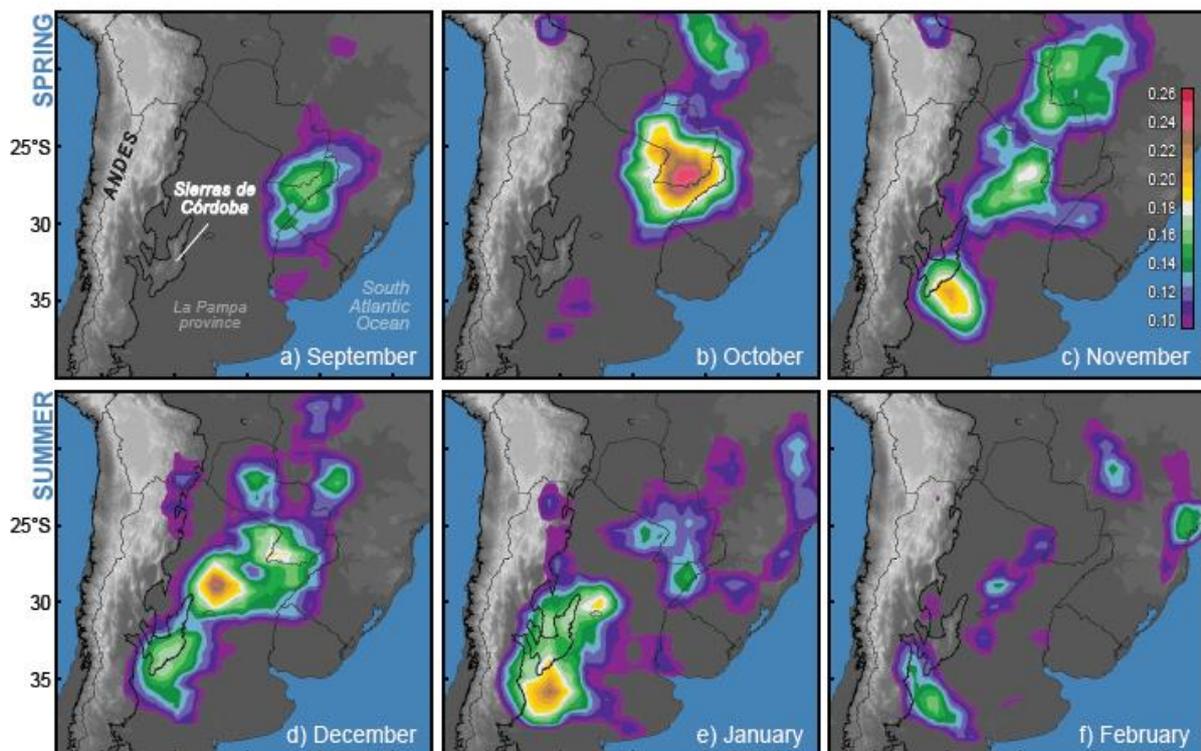
Rasmussen e Houze (2011) mostram que o tipo mais frequente de tempestade são os núcleos convectivos intensos, que tendem a ser organizados em linhas convectivas com a precipitação estratiforme sendo “arrastada” (*trailing-stratiform precipitation*, em inglês). Os autores sugerem que estas tempestades são as principais responsáveis para os eventos severos (granizo, inundações) na região. Romatschke e Houze (2010) sugerem que as tempestades formam-se como células convectivas profundas mais isoladas na borda dos Andes, movem-se para leste e crescem em sistemas de mesoescala e, finalmente, desenvolvem grandes regiões de precipitação estratiforme muito a leste das montanhas. Os autores não puderam verificar esta hipótese, já que estavam utilizando dados fornecidos pelo TRMM, ou seja, um satélite com baixa resolução temporal (~6 amostras por dia na região Sul do Brasil). ***O presente trabalho inclui dados de radares meteorológicos para melhor compreensão do ciclo de vida destes sistemas convectivos, com o propósito de verificar tal hipótese para as tempestades que se formam no nordeste da Argentina e se propagam para a região Sul do Brasil.***

Poucos estudos tem examinado a distribuição de raios no sudeste da América do Sul, principalmente na região Sul do Brasil. Rasmussen et al. (2014) utilizaram 16 anos de dados do sensor LIS (*Lightning Imaging Sensor*, em inglês) a bordo do satélite TRMM sobre a Sudeste da América do Sul para avaliar padrões de raios relacionados a tempestades sazonais, diurnas e extremas. A Figura 2.5 apresenta uma climatologia mensal da taxa de raios no Sudeste da América do Sul. A atividade de raios no início até meados da temporada de primavera ocorre no Nordeste da Argentina e Sudoeste do Brasil (Figura 2.5a-c), mas a transição para a estação de verão (Figura 2.5d-f) a atividade de raios move-se para o sudoeste até o centro da Argentina, perto da Serra de Córdoba e no sopé dos Andes.

A distribuição espacial das tempestades extremas com o TRMM (ZIPSER et al., 2006) corresponde em localização com a climatologia de raios na Figura 2.5d-f. A distribuição de raios na Figura 2.5c-f destaca o papel do sopé dos Andes na iniciação convectiva, com as

serras de Córdoba sendo de especial importância para a hipótese de Romatschke e Houze (2010). O maior número de tempestades de granizo na região Sul do Brasil é durante a primavera e início do verão (CECIL; BLANKENSHIP, 2012) e está de acordo com Rasmussen et al. (2014) com o máximo de raios no sudoeste do Brasil durante a primavera.

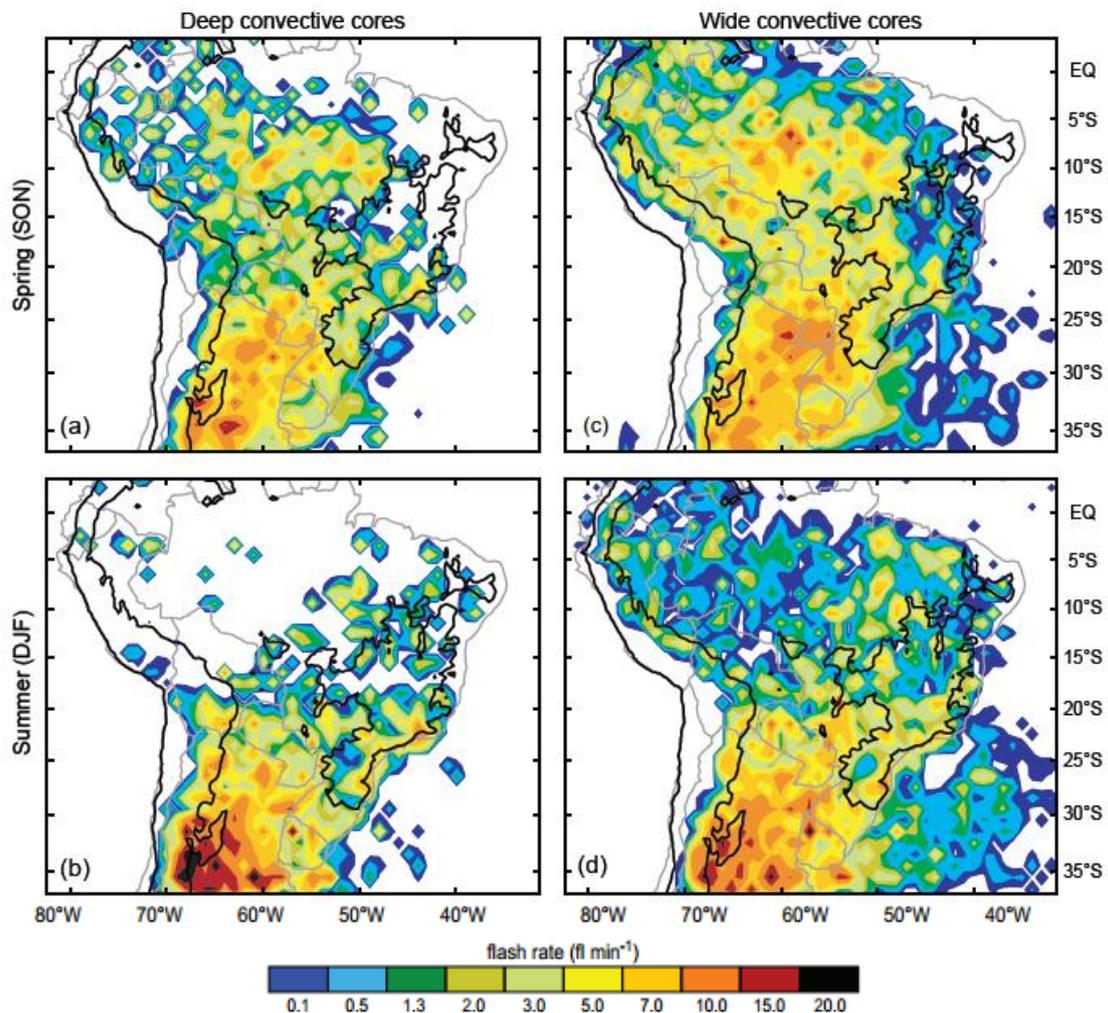
Figura 2.5 – Climatologia mensal de raios a partir do sensor LIS expressa em taxas de raios ($\text{fl km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) de setembro a maio na região subtropical da América do Sul. A linha preta indica o contorno de topografia de 0,5 km no sopé oriental dos Andes.



Fonte: Adaptado de Rasmussen et al. (2014).

Rasmussen et al. (2014) investigaram a relação entre raios e específicas formas da convecção na América do Sul, através de padrões sazonais de raios associado às formas convectivas extremas definidas anteriormente e são apresentadas na Figura 2.6. Fortes semelhanças entre as Figuras 2.5a-c e 2.6a e 2.6c indicam que as tempestades contendo tanto núcleos convectivos amplos e profundos são, provavelmente, responsáveis pelo máximo de raios no nordeste da Argentina e sudoeste do Brasil durante a primavera. Uma comparação entre a Figura 2.5c-f e a Figura 2.6b e 2.6d indica que a distribuição de raios no verão, perto do sopé da Cordilheira dos Andes, está fortemente associada com dois tipos de tempestades: núcleos convectivos profundos e grandes núcleos convectivos.

Figura 2.6 – Média da taxa de raios (fl min^{-1}) (a,b) núcleos convectivos profundos (c,d) grandes núcleos convectivos ambos identificados pelo TRMM que mostram a progressão sazonal dos raios associados a tempestades extremas na América do Sul. A linha preta indica o contorno de topografia de 0,5 km.



Fonte: Rasmussen et al. (2014).

Segundo Rasmussen et al. (2014) as três categorias de tempestades retêm um máximo de raios em torno da meia-noite local ao longo do sopé dos Andes. Isso indica que, como hipótese, os sistemas se expandem mais para o leste, os seus elementos convectivos profundos relacionados com a produção de raios continuam se formando sobre a América do Sul através da atuação do Jato de Baixos Níveis que traz, continuamente, ar quente e úmido dos trópicos para a região subtropical.

Conforme mostrado por Cecil e Blankenship (2012), Rasmussen et al. (2014), Rasmussen e Houze (2011), Zipser et al. (2006) a região subtropical da América do Sul está associada as mais intensas tempestades de granizo do mundo, porém pouco se sabe sobre a estrutura desses sistemas convectivos e ocorrência de granizo e tempo severo nesta região. Logo, as seguintes questões podem ser levantadas:

- i) Quais são os tipos mais comuns de estrutura horizontal e vertical da precipitação destas intensas tempestades que ocorrem na região Sul do Brasil?**
- ii) Estas tempestades produzem muito granizo grande ou grandes quantidades de granizo pequeno?**
- iii) Como conciliar as observações de sensores remotos e a falta de relatos de ocorrência de tempo severo?**

Para as questões i) e ii) as evidências a partir de observações do satélite TRMM (ZIPSER et al. 2006), indicam que a convecção nesta região apresenta uma intensa estrutura vertical, ampla organização horizontal e grande produção de raios. *Esta pesquisa traz uma abordagem científica sobre os sistemas de produção de tempo severo observados na região do Sul do Brasil visando estudar as características da estrutura da precipitação e mecanismos de eletrificação dos sistemas convectivos, levando a uma melhor compreensão de tempo severo e extremo de convecção sobre esta região, e possível inferência de ocorrência de tempo severo (e.g., granizo) em superfície.*

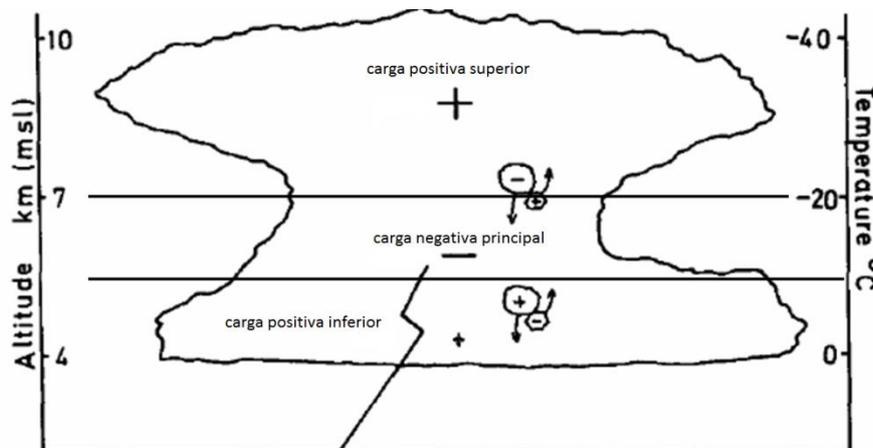
2.4. Mecanismos de eletrificação e a estrutura elétrica de tempestades

A colisão de numerosos cristais de gelo com partículas de gelo mais densas (i.e., *graupel* e granizo) na presença de água líquida superesfriada, denominado de mecanismo não-indutivo, é considerado o principal mecanismo de carregamento em nuvens que produzem raios (SAUNDERS et al., 1991; TAKAHASHI, 1978; WILLIAMS, 2001).

A teoria de transferência de cargas mais aceita para o mecanismo não-indutivo de carregamento é que a transferência de carga acontece na camada quase-líquida do gelo (BAKER; DASH, 1994), que consiste na interface entre o gelo e o ar e possui propriedades físicas semelhantes ao líquido. Nesta camada as moléculas de oxigênio (O^{2-}) estão orientadas para fora e as de hidrogênio (H^+) para dentro, formando uma camada elétrica dupla

(FLETCHER, 1962, 1968), ilustrada na Figura 2.8. Durante a colisão entre as partículas de gelo, a partícula com maior camada quase-líquida cede massa com excesso de íons negativos para a partícula com menor camada quase-líquida. A espessura da camada quase-líquida é regulada pela temperatura e saturação do ambiente, onde a última é indiretamente regulada pelo conteúdo de água líquida superesfriada. Em ambientes típicos da região de fase mista das tempestades (temperaturas entre -10°C e -30°C e conteúdo de água líquida da ordem de 1gm^{-3}), como resultado destas colisões o *graupel* e granizo recebem uma carga líquida negativa e os cristais de gelo recebem carga líquida positivas (SAUNDERS et al., 2004). Finalmente, os cristais de gelo são levados para o topo da nuvem pelas correntes ascendentes, onde uma região de carga líquida positiva superior é formada em temperaturas menores que -30°C , enquanto que o *graupel* e granizo ficam na região do topo da corrente ascendente (entre -10°C e -20°C), formando os dois centros principais da estrutura elétrica tripolar (Figura 2.7).

Figura 2.7 – Estrutura elétrica tripolar média das tempestades ilustrando a separação de cargas de acordo com o mecanismo de carregamento não – indutivo. Grandes círculos representam partículas de *graupel* e pequenos círculos representam cristais de gelo.

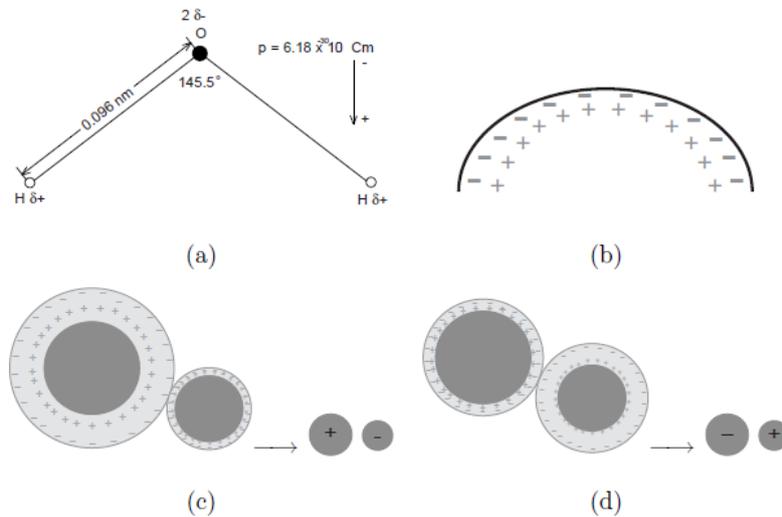


Fonte: Adaptado de Saunders (1993).

Entretanto, em condições onde a temperatura ambiente é maior do que -10°C ou quando o conteúdo efetivo de água líquida (i.e., o conteúdo de água líquida superesfriada realmente acrescido ao *graupel*) for muito baixo (inferior a $0,5\text{gm}^{-3}$) ou muito alto (superior a $2,5\text{gm}^{-3}$), o carregamento do *graupel*/granizo será positivo e dos cristais de gelo negativo, como mostra a Figura 2.9. Neste caso, haverá o desenvolvimento de um “tripolo invertido”, ou seja, um centro de cargas positiva na região central da nuvem (entre -10°C e -20°C) e dois centros negativos, um superior e outro inferior (de menor magnitude). Estruturas elétricas “invertidas” são observadas em algumas tempestades severas e condições ambientais

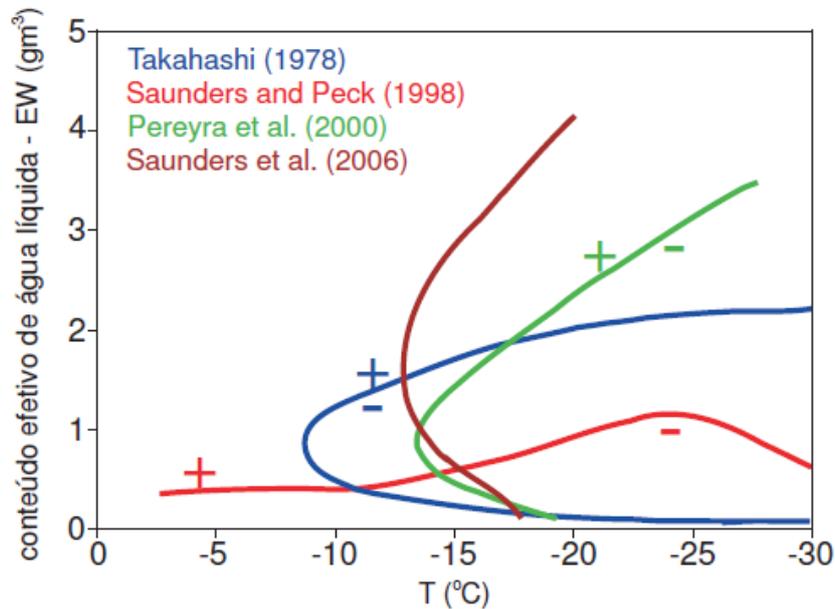
anômalas, que por terem uma corrente ascendente muito intensa geram ambientes com razão de saturação muito alta e também é capaz de advectar um maior conteúdo de água líquida para a região de fase mista levando ao carregamento do *graupel*/granizo com cargas positivas (ALBRECHT et al., 2011b; CAREY; RUTLEDGE, 1998; LYONS et al., 1998; MURRAY et al., 2000; NACCARATO et al., 2003; SMITH et al., 2000).

Figura 2.8 – (a) Esquema de uma molécula de água, ilustrando o momento de dipolo permanente. Os números indicados são típicos para água líquida. (b) Conceito de camada elétrica dupla: parte de uma gota de água está ilustrada, com sua camada elétrica dupla na interface com o ar. Transferência de massa/carga através da camada quase-líquida (QLL) durante a colisão entre duas partículas de gelo no caso do *rimer* (partícula maior) estar (c) crescendo por difusão de vapor e (d) evaporando.



Fonte: Adaptado de Albrecht (2008).

Figura 2.9 – Fronteiras entre o carregamento de sinal positivo e negativo do *graupel* em vários experimentos de laboratório. Figura de Saunders et al. (2004).



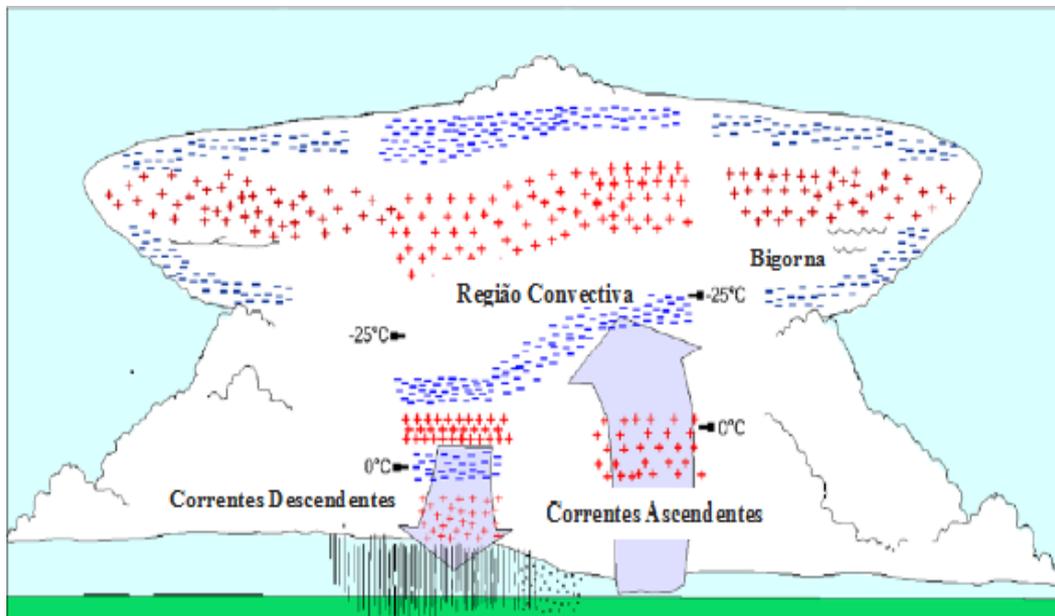
Fonte: Adaptado de Albrecht (2008).

Stolzenburg et al. (1998a,b) realizaram estudos observacionais através de 50 sondagens de campo elétrico com balões em diferentes tipos de nuvens (tempestades isoladas, supercélulas e SCM) e apresentaram uma estrutura mais complexa que um tripolo, sugerindo um modelo multipolar. Basicamente a estrutura encontrada foi configurada por quatro camadas de polaridade alternadas na região convectiva de correntes ascendentes e seis camadas de cargas em áreas de correntes descendentes (Figura 2.10).

Na Figura 2.10 a densidade de cargas é proporcional à densidade de sinais positivos e negativos, sendo estimadas através das sondagens. Nota-se que a configuração dos centros de cargas em regiões de correntes ascendentes é mais profunda em relação às demais áreas. Por outro lado, os autores sugeriram que os dois centros adicionais na região de correntes descendentes poderiam estar associados ao tempo insuficiente que as partículas de gelo tiveram ao sofrer separação gravitacional ou estes centros permaneceram misturados, resultando em pequena densidade de cargas na região do principal centro de cargas negativa. Os autores salientaram que, possivelmente, o mecanismo de carregamento responsável por estes centros seja mais eficiente em regiões de correntes descendentes. Logo, o modelo

multipolar contempla o modelo tripolar, representado pelas três camadas de cargas mais baixas na Figura 2.7 na região de correntes ascendentes.

Figura 2.10 – Modelo conceitual para estrutura de cargas no interior de um SCM ou tempestade isolada ou tempestade multicelular de Stolzenburg et al. (1998).



Fonte: Stolzenburg et al. (1998).

As descargas elétricas atmosféricas têm o propósito de reduzir a energia elétrica das tempestades e seu efeito líquido é transportar corrente elétrica negativa das regiões mais altas da atmosfera para a superfície terrestre ou outras regiões dentro da nuvem (KREHBIEL, 1986). A descarga elétrica é iniciada quando o estresse elétrico entre duas regiões de cargas opostas se torna tão grande que ocorre colapso dielétrico. As descargas iniciais em tempestades são tipicamente do tipo intra-nuvem (IC – do inglês, *intracloud*), onde em uma estrutura tripolar normal (Figura 2.7) cargas negativas são transportadas para cima, a partir da região de cargas negativas principal, para a região de cargas positivas em níveis mais altos, reduzindo a carga total nas duas camadas. A maior parte das descargas do tipo nuvem-solo (CG – do inglês, *cloud-to-ground*) descarregam cargas negativas do centro negativo principal para o solo (-CGs), mas a distribuição pode variar dependendo do tipo de tempestade (ORVILLE; HUFFINES, 2001). Nos SCM, as descargas -CG ocorrem ainda na sua maioria, cerca de 90%, porém varia bastante dependendo se ocorre na porção convectiva ou

estratiforme (LANG; RUTLEDGE, 2002; MACGORMAN; MORGENSTERN, 1998; MACGORMAN; RUST, 1998). Descargas +CG (quando solo cede elétrons para a atmosfera) ocorrem entre a porção superior da bigorna da tempestade (região de cargas positivas) e o solo (negativo), ou mesmo entre a região de carga positiva na base da nuvem e o solo, embora descargas +CG não sejam tão comuns quanto as negativas (CAREY; RUTLEDGE, 2000; CAREY et al., 2003). A porcentagem de descargas +CG geralmente aumenta no início do estágio de dissipação do SCM, e está associada ao desenvolvimento da região estratiforme e o desenvolvimento da banda brilhante (KNUPP et al., 1998).

As relações entre o ambiente no qual as tempestades se desenvolvem e as características das descargas, associados aos SCM, ainda são motivos de estudos e uma das principais questões refere-se às tempestades predominantemente com raios positivos inclusive na porção convectiva da nuvem, que são muito intensas (CAREY; BUFFALO, 2007; LANG; RUTLEDGE, 2011). Essas tempestades são atribuídas a estruturas elétricas “invertidas”, as quais são observadas em algumas tempestades severas, que por terem uma corrente ascendente muito intensa geram ambientes com razão de saturação muito alta e também é capaz de advectar um maior conteúdo de água líquida superesfriada para a região de fase mista levando ao carregamento do *graupel*/granizo com cargas positivas (ALBRECHT et al., 2011b; CAREY; BUFFALO, 2007), como mostra a Figura 2.9. Esses tipos de tempestades são caracterizados por uma alta incidência de raios +CG, enquanto que cerca de 90% do total anual é do tipo -CG (LANG; RUTLEDGE, 2004; MACGORMAN; RUST, 1998; WIENS et al., 2005; WILLIAMS, 2001). Os +CG dominam nas tempestades severas e são mais frequentemente observados na região de Altas Planícies dos EUA (CAREY et al., 2003) onde são observadas grandes e vigorosas correntes ascendentes (LANG; RUTLEDGE, 2002). Com base nestes estudos, os SCM intensos dos EUA apresentam mais raios +CG do que raios -CG. A hipótese é que durante o ciclo de vida dos SCM extremos dos EUA eles apresentam uma estrutura elétrica anômala (LANG; RUTLEDGE, 2002, 2008) mais evidente em SCM assimétricos.

2.5. Relação entre a cinemática, microfísica, eletricidade atmosférica e tempo severo

No estudo de eletricidade atmosférica, uma questão fundamental, é como os processos cinemáticos e microfísicos afetam a produção de raios, porém é uma pergunta difícil de

responder, pois há uma variedade de tipos de tempestades, diferentes padrões de raios, polaridade dominante em raios CG, etc. A atividade de raios tende a acompanhar o desenvolvimento vertical da corrente ascendente (GATLIN; GOODMAN, 2010; SCHULTZ et al., 2009; SCHULTZ et al., 2011; WILLIAMS et al., 1989; WORKMAN; REYNOLDS, 1949). Os raios dentro da nuvem são, geralmente, os primeiros raios a ocorrer, pelo menos alguns minutos após o início da tempestade, considerando um aumento da frequência CG no fim do ciclo de vida da tempestade (GOODMAN et al., 1988; KREHBIEL, 1981). Tipicamente, o primeiro CG tem um atraso de alguns minutos (5 a 10 minutos) em relação a primeira atividade de IC. A atividade de raios IC apresenta um pico quando o desenvolvimento vertical da nuvem é maior (GOODMAN et al., 1988; WILLIAMS, 1989) e, em quase todos os casos, domina a atividade total de raios (WILLIAMS, 2001).

A atividade de raios CG é menos frequente e irregular, não exibindo uma tendência semelhante de crescimento e decaimento de acordo com a intensidade da corrente ascendente como na atividade de IC (WILLIAMS, 2001). Um mecanismo de carga elevada pode explicar a preferência observada na atividade IC sobre a atividade CG durante a intensificação da corrente ascendente. A separação entre os centros de carga pode influenciar a taxa de raios e o tipo (MACGORMAN; RUST, 1998). Uma intensa corrente ascendente pode suspender *graupel* na região de carga negativa principal aproximando-o da região de carga positiva superior fazendo com que o campo elétrico torne-se mais forte acima da região de carga negativa principal, favorecendo raios IC. A atividade de CG pode aumentar à medida que a região de carga negativa principal desce o que pode ocorrer uma vez que a corrente ascendente enfraquece, e partículas de precipitação descem em direção à superfície.

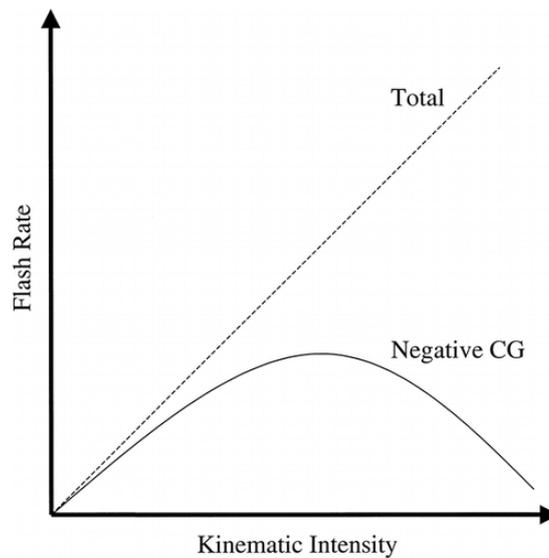
A corrente ascendente bem como a temperatura e a disponibilidade de umidade são responsáveis pela concentração e tamanho dos hidrometeoros dentro de uma nuvem cumulus. O volume e a velocidade da corrente ascendente são fatores fundamentais que regem a separação de cargas e, portanto, a frequência de raios.

Como mencionado anteriormente, estudos sobre a cinemática, precipitação e raios (LANG; RUTLEDGE, 2002) mostram que raios CG predominantemente positivos (*Predominantly Positive Cloud-to-Ground*, PPCG) estão associados com tempestades severas (produção de granizo, ventos fortes e tornados) e podem ter altas taxas de raios IC. Por definição tempestades PPCG tem pelo menos 50% dos raios CG de polaridade positiva. Estas

tempestades PPCG são mais comuns para maiores volumes da corrente ascendente e produzem maiores volumes de chuva e mais quantidade de granizo. Tempestades PPCG resultam em uma região elevada de cargas negativa (redução das taxas de raios -CG) combinada com regiões de carga líquida positiva criadas pelo maior volume da corrente ascendente. A hipótese é que o centro de cargas negativo eleva-se, aumentando o número de raios IC e o único centro de cargas seria o centro de cargas positivo mais baixo que produz os +CG.

MacGorman et al. (1989) sugeriu pela primeira vez que as tempestades com poucos raios CG poderiam ser causadas por um "mecanismo de carga elevada" onde intensas correntes ascendentes elevam a camada de carga negativa principal para altitudes maiores do que o normal. O campo elétrico reduzido entre a carga negativa principal e o solo, devido à maior separação espacial, resulta em uma redução da taxa de raios CG (em particular a taxa de raios -CG). No entanto, aumenta a taxa de raios devido ao forte carregamento impulsionado pelas intensas correntes ascendentes em combinação com menor separação entre a camada de carga negativa principal e a carga positiva superior. A Figura 2.11 apresenta a relação do impacto do mecanismo de carga elevada na taxa de raios. Nos processos convectivos, quando a cinemática (corrente ascendente) aumenta a intensidade, a tempestade eletrifica-se mais e a taxa de raios -CG aumenta. No entanto, na parte alta da escala de intensidade cinemática, a carga negativa torna-se elevada o suficiente para que as taxas de raios -CG sejam reduzidas para valores típicos de convecção fraca (ou mesmo tornar-se zero). Conceitualmente, esta taxa de raios total continua a crescer. Dados de sondagens do campo elétrico com balões apresentado por Stolzenburg et al. (1998a-c) suportam uma correlação direta entre a velocidade da corrente ascendente e a altura da camada de carga negativa.

Figura 2.11 – Representação esquemática do impacto do mecanismo de carga elevada na taxa de raios.

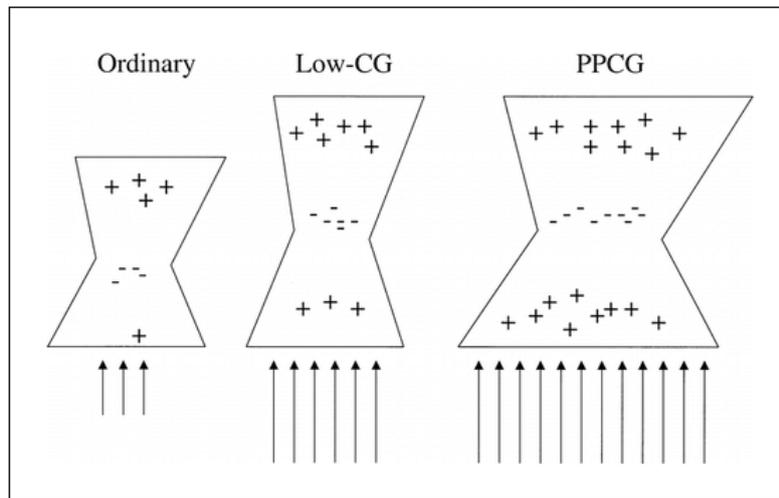


Fonte: Adaptado de Lang e Rutledge (2002).

A intensificação da cinemática nas tempestades PPCG pode ser o que as distingue das tempestades com baixa produção de raios -CG. Ambas são cinematicamente fortes, mas verifica-se que se uma tempestade intensifica ainda mais, de tal modo que o seu volume aumenta significativamente pelas correntes ascendentes, então ela pode ter os ingredientes necessários para produzir mais + CG. Isto é, uma maior intensificação, aumenta a produção de cargas na tempestade devido a um aumento em tamanho, levando a um aumento de raios positivos.

A Figura 2.12 apresenta uma representação esquemática o funcionamento destes processos. Em tempestades com baixos raios -CG a estrutura de carga é elevada quando comparada a uma tempestade comum, resultante de correntes ascendentes mais fortes. Além disso, há mais cargas devido a um maior volume da tempestade que possui fortes correntes ascendentes. As tempestades com baixos raios -CG tem, praticamente, a mesma velocidade da corrente ascendente que em uma tempestade PPCG e altitudes semelhantes das principais regiões de carga, porém o maior volume das fortes correntes ascendentes (principalmente devido a maior cobertura de área) resulta num aumento de carga, levando a um maior número de +CG.

Figura 2.12 – Diagrama esquemático de possíveis estruturas de carga no interior de regiões da corrente ascendente em tempestades comuns, com baixa produção de raios -CG, e tempestades PPCG. Correntes ascendentes são indicadas por setas, com o comprimento da seta correspondente à força da corrente ascendente. Tamanho relativo da corrente ascendente está implícito pelo número de setas.



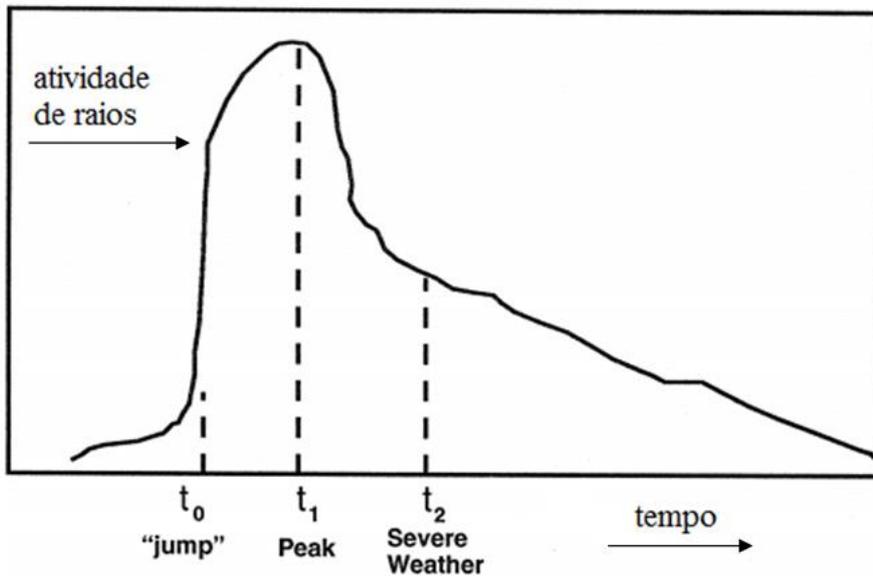
Fonte: Adaptado de Lang e Rutledge (2002).

Como mostrado acima, as assinaturas de raios nas tempestades estão diretamente relacionadas com a cinemática e microfísica da precipitação que governa a atividade de raios IC, seguindo a evolução da corrente ascendente. A atividade de raios IC pode fornecer uma indicação do comportamento da corrente ascendente e a corrente ascendente governa a formação de tempo severo. Então a atividade de raios pode ser usada para prever o início do tempo severo. Esta hipótese é reforçada pelas observações de tempestades que mostram pico na atividade de raios antes do início do tempo severo (GATLIN; GOODMAN, 2010; GOODMAN et al., 1988; GOODMAN et al., 2005; SCHULTZ et al., 2009; SCHULTZ et al., 2011; WILLIAMS et al., 1989).

Eventos de tempo severo (rajadas de vento, microexplosões, granizo, tornados) têm sido associados ao rápido aumento da atividade elétrica no interior das tempestades, conhecido como “*lightning-jump*” (ALBRECHT et al., 2012; BUECHLER et al., 2000; GATLIN, 2006; GATLIN; GOODMAN, 2010; GOODMAN et al., 1988; GOODMAN et al., 2005; SCHULTZ et al., 2009; SCHULTZ et al., 2011; WILLIAMS et al., 1989). O *lightning-jump* nada mais é do que um súbito aumento do número de raios totais (IC e CG) antecedendo ocorrências de tempo severo (Figura 2.13), podendo ser explicada através da relação entre a dinâmica e microfísica no processo de eletrificação das nuvens. **Com base nestes estudos, as assinaturas de raios nas tempestades relacionadas ao lightning-jump e a ocorrência de**

tempo severo já estão bem fundamentadas para regiões dos EUA, porém, é necessário avaliar a ligação entre o aumento na atividade de raios totais e consequente tempo severo para as tempestades que ocorrem na região Sul do Brasil, pois segundo Zipser et al., (2006) e Cecil e Blankenship (2012) esta região apresenta as mais intensas tempestades de granizo do mundo.

Figura 2.13 – Série temporal idealizada da atividade de raios exibindo um salto de raios (*lightning-jump*).

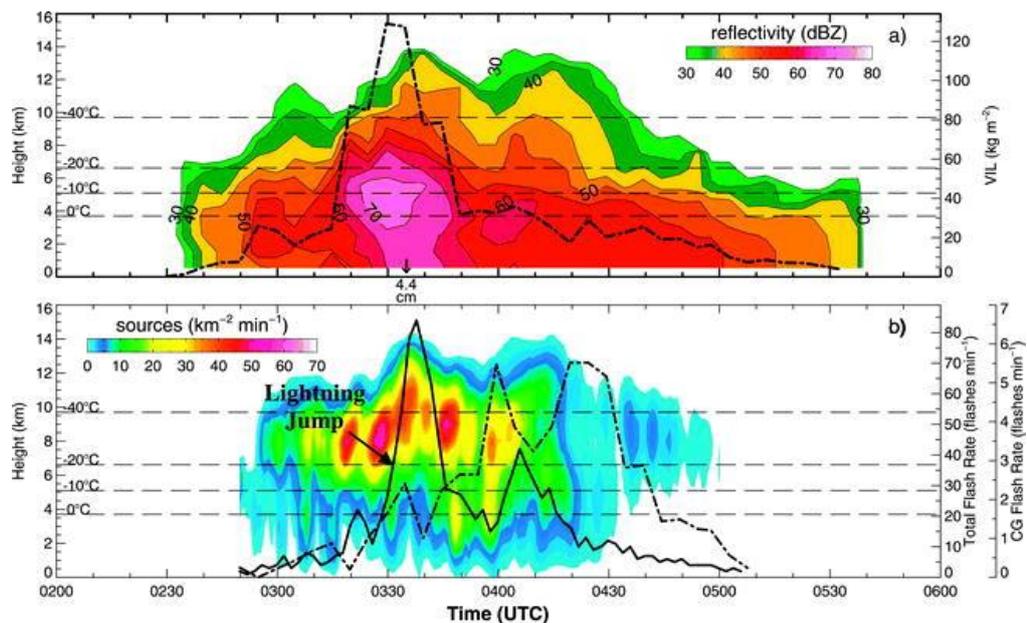


Fonte: Adaptado de Williams et al. (1999).

A Figura 2.14 mostra a evolução temporal da altura da refletividade do radar e a atividade elétrica associada a uma grande tempestade produtora de granizo que afetou o norte do Alabama, em 30 de Março de 2002 (GATLIN; GOODMAN, 2010). A tempestade passa por um rápido crescimento vertical entre 0310 e 0330 UTC, durante o qual a o eco de refletividade de 50 dBZ cresce para 10 km e a refletividade superior a 65 dBZ desenvolve-se na região de -10° a -20°C (Figura 2.14a), indicando que as partículas de tamanho de precipitação cresceram e tornaram-se mais numerosas. Isto sugere crescimento intenso da corrente ascendente através da região de fase mista, o que favorece o crescimento de grandes pedras de granizo. O crescimento da corrente ascendente resulta em um reforço na atividade de raios. A taxa de raios totais aumenta de 16 raios por minuto às 0325 UTC para 84 raios por minuto às 0335 UTC (Figura 2.14b). A taxa de raios nuvem-solo também mostra uma

tendência similar, mas em uma magnitude muito menor. Minutos depois do salto de raios, granizos com 4,4 cm de diâmetro foram observados na superfície.

Figura 2.14 – Evolução temporal pela altura da (a) refletividade do radar (contornos) com VIL (linha pontilhada) e temperatura (linha tracejada). (b) densidade de fontes VHF (contornos) com taxa de raios totais em 2 minutos (linha sólida) e taxa de raios totais em 5 minutos (linha pontilhada) de uma tempestade de granizo do dia 30 de março de 2002.



Fonte: Gatlin e Goodman (2010).

Em tempestades tornádicas, o rápido fortalecimento da corrente ascendente não só aumenta a atividade de descargas elétricas, mas também força a vorticidade vertical. Após o impulso da corrente ascendente, o vórtice pode demorar 15-25 minutos para descer ao solo (por exemplo, tornados em supercélulas) ou o vórtice pode desenvolver-se rapidamente em todos os níveis (por exemplo, tornados não supercélulas). Assim, o salto de relâmpago (*lightning-jump*), teoricamente, não deve fornecer notificação prévia, tanto de tornadogênese para tempestades não supercélula como para tempestades supercélulas. Schultz et al. (2011) estudaram uma supercélula tornádica que ocorreu no norte do Alabama. Os autores encontraram valores de pico da taxa de raios totais de 154 raios min⁻¹, enquanto que o pico da taxa de raios CG foi de apenas 14 raios min⁻¹. Informações da tendência de raios (total e CG) são muito bem executas para esta tempestade tornádica. As informações de raios totais fornecem antecedência de

tempo (*lead time*) em 14 dos 16 eventos severos, enquanto que informações da tendência de raios CG fornecem antecedência de tempo em 13 dos 16 eventos severos. Para esta tempestade, as informações de raios totais fornecem uma média de 23,57 minutos de antecedência e informações da tendência de raios CG forneceu quase 19 minutos de tempo de antecedência.

O sistema de alerta de tempo severo, baseado nas mudanças da taxa de raios totais dos sistemas convectivos, teve um bom desempenho (SCHULTZ et al., 2009), onde foi feita a detecção de tempo severo usando a taxa de variação da taxa de raios totais. As estatísticas mostram uma Probabilidade de Detecção (POD - *Probability of Detection*, em inglês) de 79%, uma Razão de Falso Alarme (FAR - *False Alarm Rate*, em inglês) de 36%, um Índice de Sucesso Crítico (CSI - *Critical Success Index*, em inglês) de 55%. Além disso, 40% dos falsos alarmes eram saltos de raios adicionais, que ocorreram antes da observação do tempo severo, mas outro aviso já estava em vigor. Schultz et al. (2011) demonstraram que as informações da tendência de raios total supera informações da tendência de raios CG. POD (total, 79%; CG, 66%), FAR (total, 36%; CG, 53%), CSI (total, 55%; CG, 38%) e tempo médio de espera da ocorrência do salto para a ocorrência de tempo severo foi de 20,65 minutos (raios totais) e 13,54 minutos (raios CG).

Devido à relação física entre a corrente ascendente, tamanho do gelo precipitante; água super-resfriada; e a produção inicial de raios IC dentro de uma tempestade, as informações de raio total, claramente, são o melhor indicador precoce do fortalecimento da corrente ascendente dentro de uma tempestade. ***Contudo, o presente estudo dos parâmetros físicos e elétricos das tempestades de granizo, irá contribuir para o entendimento do processo de rápido aumento da atividade elétrica dentro das tempestades convectivas e avaliou-se a aplicabilidade do lightning-jump para o Sul do Brasil, já que se dispõe da rede BrasilDAT (raios totais) assim como o sensor de raios GLM do satélite GOES-16.***

3 DADOS E METODOLOGIA

A fim de atingir os objetivos específicos propostos e responder às questões científicas levantadas na Seção 1.1, esta pesquisa utiliza dados observacionais de ocorrência de granizo, raios e radares meteorológicos para a determinação, a caracterização e evolução temporal da estrutura da precipitação e eletrificação de tempestades severas. Também são usados dados de reanálises para a análise dos padrões sinóticos. Esses dados são descritos a seguir.

3.1. Dados

3.1.1. Obtenção dos eventos de tempo severo - tempestades de granizo

A definição de eventos severos difere em várias partes do mundo e depende da latitude, altitude e da topografia. Reconhece-se que os limiares, de forma geral, serão diferentes de país para país e não foi feita nenhuma tentativa de generalizá-los. Contudo, a definição clássica de tempestades severas são as tempestades capazes de gerar granizo ($\geq 1,9$ cm de diâmetro) e/ou rajadas de vento ($\geq 26 \text{ m s}^{-1}$) e/ou tornados (MOLLER, 2001). Esta definição é utilizada pelo Serviço Meteorológico Americano, que se baseou em relatos de condições de tempo para a definição de tais limiares. Outro aspecto importante, segundo a Organização Meteorológica Mundial (OMM), é que tempo severo deve estar ligado à segurança da vida humana e não a prejuízos econômicos.

No Brasil não temos reportes oficiais de tempo severo, tornando desejável uma discussão sobre a definição de tempo severo dentro do contexto brasileiro (NASCIMENTO, 2005). Nesta pesquisa levou-se em consideração a definição clássica de tempestades severa, para todas as tempestades associadas à precipitação de granizo na superfície, onde, o tamanho das pedras de gelo são maiores do que 2 cm (inferido por fotografias coletadas para todos os eventos estudados). Granizo severo, ou seja, enormes pedras de gelo causam alto impacto no Brasil, conforme será demonstrado a seguir.

Os registros de granizo usados nesta tese foram compostos por três fontes de dados: i) da Seção de Observação de Meteorologia Aplicada (SEOMA) do 8º Distrito de Meteorologia (8ºDISME/RS) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), ii) dados mensais de granizo, gentilmente, cedidos pela Sra. Nadir Dantas de Sales, chefe da Seção de Apoio à Agricultura e Recursos Hídricos (SEAGRE) do INMET, e iii) de mídias sociais. Os registros

do SEOMA - 8°DISME/RS compõe o período de 2012 a 2015 e são usados na análise climatológica. A meteorologista Nadir Dantas de Sales, gentilmente, cedeu uma planilha com registros mensais de granizo observados nas estações meteorológicas convencionais de superfície do INMET durante o período de 1985 a 2012 que também foram utilizados na análise climatológica.

Os eventos estudados detalhadamente são sistemas convectivos associados a tempo severo, como a precipitação de granizo e que ocorreram entre 2014 e 2015 (Tabela 3.1). Os sistemas convectivos que geraram granizo também estão referidos como tempestades neste estudo. A justificativa para o período dos estudos de casos está relacionada ao período disponível dos dados de descargas elétricas atmosféricas (período disponibilizado pelo CEMADEN para a pesquisa). A busca pelos estudos de casos foi feita através de mídias sociais, basicamente, em renomados portais de notícias da internet. A Tabela 3.1 mostra os 16 eventos de tempestades de granizo que foram selecionadas para o estudo do ciclo de vida de cada tempestade de granizo, bem como a data, local e horário dos registros de granizo.

Tabela 3.1. Datas e locais de ocorrência dos registros de granizo maior que 2 cm no RS e SC usados nos estudos de casos.

evento de granizo	data do granizo dd/mm/yyyy	Local do registro do granizo	horário do granizo (UTC)
1	25/08/2014	Santa Maria/RS	0820
2	02/09/2014	Alegrete/RS	0930
3	13/10/2014	Lages/SC	1830
4	17/10/2014	São Gabriel/RS	0440
5	17/10/2014	Rosário do Sul/RS	0450
6	20/12/2014	São Gabriel/RS	1930
7	17/09/2015	Campos Novos/SC	0120
8	17/09/2015	Lages/SC	0530
9	06/10/2015	Blumenau/SC	1050
10	14/10/2015	Cachoeira do Sul/RS, Restinga Seca/RS	1810
11	15/10/2015	Horizontina/RS	1840
12	15/10/2015	Boa Vista do Buricá/RS	1900
13	21/10/2015	Santiago/RS	1940
14	19/11/2015	Uruguaiana/RS	0950
15	04/12/2015	Nova Esperança do Sul/RS	0300
16	04/12/2015	Jaguari/RS	0320

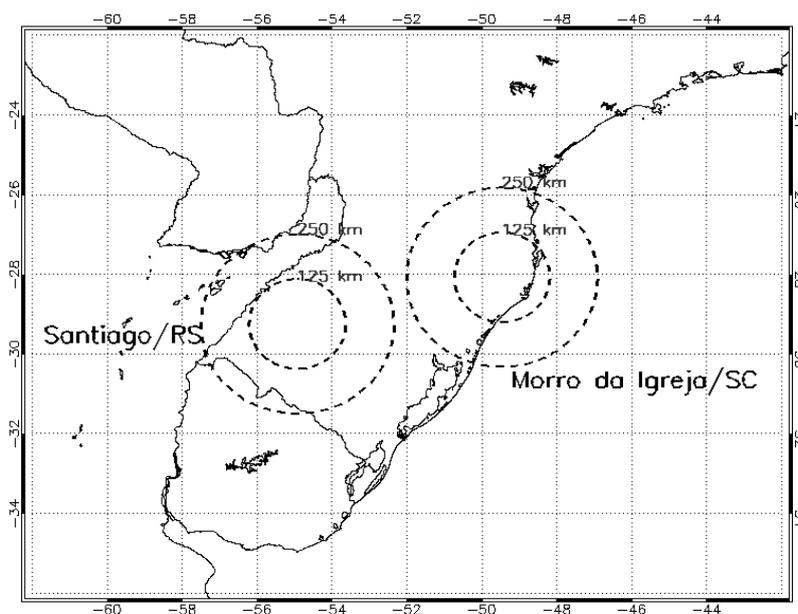
Fonte: Produção do autor.

3.1.2. Radares Meteorológicos Banda-S

No estudo foram utilizados os dados de radares meteorológicos, que são ferramentas importantes para o detalhamento dos sistemas convectivos, pois fornecem alta resolução espaço-temporal da estrutura da precipitação. Foram utilizados dados volumétricos do radar meteorológico de Santiago/RS (latitude de 29.23°S e longitude de 54.93°W) e o radar meteorológico de Morro da Igreja/SC (latitude de 28.13°S e longitude de 49.47°W), conforme Figura 3.1, os quais a Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (DSA/CPTEC) recebe e armazena através de um acordo de cooperação entre o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e o Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA). Além dos radares meteorológicos citados anteriormente, ainda há o radar meteorológico de Canguçu/RS, que está na região Sul do RS, porém, estes dados não foram utilizados nesta pesquisa devido à má qualidade dos dados (radiais sem amostragem) do radar meteorológico. A Figura 3.1 mostra a localização dos

radares meteorológicos utilizados para o desenvolvimento desta pesquisa. Os radares meteorológicos do DECEA são Doppler de polarização simples e operam na Banda-S (2,7 – 3 GHz), comprimentos de onda da ordem de 10 cm e com uma abertura do feixe de microondas de 1,98°. O sistema de aquisição de dados de radar está configurado de tal forma a permitir a medição de varreduras volumétricas com alta resolução espacial (na direção radial, largura do pulso de 1 μ s a 2 μ s, resolução mínima de 125m) e temporal com um intervalo de 10 minutos e são executadas 24 horas por dia. Um volume de varredura corresponde a uma sequência completa de várias varreduras azimutais com elevações diferentes da antena. Usa-se uma Frequência de Repetição do Pulso (PRF – *Pulse Repetition Frequency*) de 600 Hz. A resolução radial é 500m (no feixe do radar em um dado azimute cada bin tem uma resolução de 500m). A resolução azimutal é 1°, são 360 raios por scan e 500 bins por raio. As informações inferidas pelos radares Doppler nesta pesquisa são a estrutura 3D da refletividade do radar, conteúdo integrado de água líquida, conteúdo integrado de gelo e velocidade Doppler. Os dados de refletividade foram transformados a partir do espaço radar (coordenadas polares) para coordenadas cartesianas, ou seja, foi gerado o produto CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*, termo em inglês) para os dados dos radares meteorológicos utilizados. Os produtos CAPPI possuem uma resolução espacial horizontal de 2 km e resolução espacial vertical de 1 km, sendo gerados de 2 a 16 km de altura e com resolução temporal de 10 minutos, durante 24 horas por dia.

Figura 3.1 – Localização dos dois radares meteorológicos Banda-S utilizados na pesquisa.



Fonte: Produção do autor.

3.1.3. Rede de detecção de descargas elétricas atmosféricas

Na pesquisa foram utilizados dados de descargas elétricas atmosféricas (*flashes*) da rede Earth Networks (HECKMAN et al., 2014), gentilmente, cedidos pelo Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN). Tais dados são constituídos, basicamente, da data, horário, localização (latitude e longitude), polaridade, pico de corrente e classificação dos relâmpagos (IC ou CG) ocorridos. Os arquivos de relâmpagos são disponibilizados em formato texto e são filtrados (horário e localização) para os sistemas convectivos associados à queda de granizo na região do estudo. Os sensores da Earth Networks compõem o chamado Sistema Brasileiro de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT), que, em 2017, era composta por 58 sensores trabalhando na faixa de LF (*Low Frequency* – 100 a 450 kHz) e VLF (*Very Low Frequency*) instalados na parte Sul, Sudeste, Centro-Oeste e parte do Nordeste do Brasil. A central de processamento do INPE em São José dos Campos/SP recebe os dados das redes regionais integrando a rede BrasilDAT. Sobre os estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, a eficiência de detecção da rede BrasilDAT para as descargas CG está entre 90 a 95% e para as descargas IC a eficiência de detecção é entre 50 a 70% (NACCARATO et al., 2014; Dr. Kleber Naccarato – CCST/INPE, comunicação pessoal, 2018). A Figura 3.2 mostra a localização dos sensores de detecção de descargas elétricas que compõem a BrasilDAT.

Figura 3.2 – Localização dos sensores da rede Earth Networks (BrasilDAT).



Fonte: Naccarato (2018).

3.1.4. Reanálises CFSR

Para realizar a caracterização, em escala sinótica, da circulação atmosférica associada aos eventos de tempestades de granizo, foram selecionadas as variáveis: componente zonal e meridional do vento ($m\ s^{-1}$) e temperatura do ar (K), em três diferentes níveis padrões, 850, 500 e 200 hPa. Este conjunto de dados é interpolado e disponibilizado pela *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) pertencente ao *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) (SAHA et al., 2010a), conforme descrito em Saha et al. (2010b) para o período de 1979 a 2010 e, para o período posterior a 2010, está descrito em Saha et al. (2014). Os dados de reanálises estão disponíveis a cada 6 horas (00, 06, 12 e 18 UTC) com uma resolução espacial de 0.5° de latitude x 0.5° de longitude.

3.2. Metodologia

A metodologia adotada nesta pesquisa consiste em análises dos estudos de caso de granizo (Tabela 3.1) e comportamentos médios desses casos. Mais especificamente, temos:

1. A compilação das ocorrências de granizo em estações de superfície a fim de determinarmos a distribuição espacial e temporal da ocorrência de granizo nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (Seção 3.2.1).

2. Identificação simplificada dos padrões de circulação atmosférica em escala sinótica para os eventos de tempestades de granizo (Seção 3.2.2).

3. Estudo detalhado da evolução temporal e espacial da estrutura da precipitação e da eletrificação das tempestades de granizo (Seção 3.2.3), através da análise estatística das características de variáveis da física de precipitação estimadas por radar meteorológico, e de variáveis relacionadas à atividade elétrica, estimadas por sensores de descargas elétricas.

3.2.1. Climatologia das tempestades de granizo no Sul do Brasil.

Devido a grande falta de informações oficiais de registros de tempo severo na América do Sul, esta etapa visa determinar uma climatologia (mais de 30 anos de dados de granizo) das tempestades de granizo no Sul do Brasil, precisamente, nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Após a triagem dos dados de registros de granizo, nas estações meteorológicas convencionais de superfície do INMET (Seção 3.1.1), foi determinada a

climatologia mensal de eventos de granizo nestes estados. Os registros de granizo, muitas vezes, não apresentavam dia específico da ocorrência, somente os registros de granizo mensal. Desta forma, baseado em 31 anos (1985-2015) de registros mensais de granizo determinou-se a variação anual das tempestades associadas ao granizo. Os registros de granizo também foram acumulados, em função da localidade de ocorrência, tornando possível caracterizar a distribuição espacial dos casos de granizo nos estados do RS e SC. A partir dos resultados climatológicos é possível associar os principais sistemas meteorológicos atuantes na região durante os meses de maior frequência de ocorrência das tempestades de granizo. Os resultados são apresentados na Seção 4.1.

3.2.2. Identificação dos padrões de circulação atmosférica em escala sinótica das tempestades de granizo no Sul do Brasil.

Para compreender a circulação atmosférica em escala sinótica durante a formação e ocorrência das intensas tempestades de granizo na região Sul do Brasil, foi calculado os campos médios de linhas de correntes do vento em 850, 500 e 200 hPa dos casos de granizo no Rio Grande do Sul (12 eventos) e Santa Catarina (4 eventos) (Seção 3.1.1), sendo utilizado o horário sinótico (UTC) mais próximo ao registro do granizo na superfície. Também foi feita a análise, do campo médio de linhas de corrente, 12 horas antes do registro do granizo, a fim de diagnosticar a principal mudança associada à circulação atmosférica. Para determinar características particulares, associadas à formação e ocorrência das tempestades de granizo, calculou-se as anomalias das linhas de corrente em 850, 500 e 200 hPa em relação ao campo médio climatológico dos meses de setembro e outubro de 1979 a 2010 (32 anos). Os meses de setembro e outubro foram escolhidos, pois, os eventos de granizo ocorrem, em sua maioria, na estação da primavera (estação de transição), conforme a climatologia das tempestades de granizo no Sul do Brasil obtida na Seção 4.1. As anomalias foram calculadas 12 horas antes até o momento mais próximo da precipitação de granizo. Os dois estudos de casos de tempestades de granizo, um referente ao RS e outro referente à SC, apresentam os campos de linhas de corrente e temperatura do ar em 850, 500 e 200 hPa tanto para 12 horas que antecedem, no momento do granizo, quanto para 12 horas após a ocorrência do fenômeno na superfície. Os estudos de casos reforçam as análises médias encontradas para cada estado sulista e determinam um padrão de circulação atmosférica associada a esses eventos extremos que ocorrem na América do Sul. Os resultados são apresentados na Seção 4.2.

3.2.3. Relação entre a estrutura da precipitação e a eletrificação das tempestades de granizo no Sul do Brasil.

Esta etapa visa compreender como a microfísica (estrutura da precipitação) modula os processos de eletrificação e a ocorrência de tempo severo (precipitação de granizo grande) ao longo do ciclo de vida das tempestades.

- Identificação e rastreamento das tempestades e variáveis de precipitação:

Os parâmetros associados à estrutura da precipitação foram calculados a partir dos campos de refletividade dos radares de Santiago/RS e Morro da Igreja/SC usando os dados volumétricos de coordenadas polares convertidos para CAPPI (i.e., coordenadas cartesianas), como descrito na Seção 3.1.2. Os sistemas convectivos geradores de granizo foram identificados em clusters de refletividade do radar e rastreados, através do algoritmo ForTraCC (*Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* – VILA et al. 2008) adaptado para os dados de radares meteorológicos, aqui chamado de ForTraCC-Radar. A localização e o rastreio foi realizado para cada tempestade de granizo utilizando o limiar mínimo de detecção, de refletividade do radar, de 35/45dBZ em 2 km de altura para o radar de Santiago/RS e 3 km de altura para o radar de Morro da Igreja/SC (radar que está localizado a ~1,8 km de altura). Esta metodologia de utilizar dois limiares para detecção e rastreamento dos sistemas convectivos foi utilizada com o objetivo de isolar o núcleo convectivo (regiões com máxima intensidade da corrente de ar ascendente) da tempestade que gerou o granizo, pois em alguns casos, estes núcleos convectivos estavam embebidos em Sistemas convectivos multicelulares.

As características de variáveis da física de precipitação foram calculadas a cada tempo de vida das tempestades rastreadas. Essas variáveis são:

- O conteúdo de água líquida integrada verticalmente (*VIL – Vertically Integrated Liquid*, termo em inglês) (GREENE; CLARK, 1972): é uma relação entre o teor de água em estado líquido e a refletividade do radar (GREENE; CLARK, 1972). O VIL é calculado ao longo da coluna vertical, conforme a equação (1):

$$VIL = 3,44 \times 10^{-6} \int_{h_{base}}^{h_{topo}} Z^{\frac{4}{7}} dh \quad (1)$$

onde, o *VIL* tem unidade de massa por área (kg m^{-2}), Z é o fator de refletividade (mm^6m^{-3}), h_{base} e h_{topo} são, respectivamente, a altura (metros) da base e do topo da coluna de precipitação (i.e., $Z \geq 0$ dBZ). O VIL dentro da camada de fase mista é determinado de modo semelhante, porém a integração é executada através da camada de 0°C (h_{base}) até -40°C (h_{topo}).

- O conteúdo de gelo integrado verticalmente (*VII – Vertically Integrated Ice*, termo em inglês) (CAREY; RUTLEDGE, 2000):

$$VII = 6,07 \times 10^{-3} \int_{h_{-10^\circ\text{C}}}^{h_{-40^\circ\text{C}}} Z^{\frac{4}{7}} dh \quad (2)$$

onde Z é o fator de refletividade (mm^6m^{-3}), $h_{-10^\circ\text{C}}$ e $h_{-40^\circ\text{C}}$ são as alturas das isotermas de -10 e -40°C , respectivamente e VII tem unidade de massa por área (kg m^{-2}). A integração vertical foi limitada à camada termodinâmica entre -10 e -40°C , que é a camada de crescimento do *graupel*/gelo dentro de uma tempestade.

A altura das isotermas foi determinada através das radiossondagens mais próximas aos locais dos eventos de tempestades de granizo, disponíveis no banco de dados do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade do Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

A magnitude e distribuição espacial do VIL (total e camada mista) e VII são fatores importantes no estudo da dinâmica das tempestades, pois indicam o grau de condensação e o desenvolvimento que ocorreu. Mudanças no conteúdo integrado de água líquida são importantes termodinamicamente porque são acompanhadas por grandes variações na energia. Porém, ainda há poucas informações disponíveis a respeito da precisão das medições de VIL. No entanto, Boudevillain e Andrieu (2003), quantificaram, por meio de simulação, a influência dos parâmetros que podem afetar as medições de VIL, tais como variações nas características de distribuição de tamanho de gota, influência da camada de fusão, presença de água (na forma de gelo) na parte superior, e condições de operação do radar (distância e a largura de feixe). Nesta etapa do estudo foi avaliada a quantidade integrada verticalmente de água líquida na parte convectiva dos sistemas convectivos, a fim de inferir a sua relação com

a ocorrência de raios (salto na atividade elétrica) e queda de granizo e, também, determinar os limiares de VIL associados as tempestades de granizo no Sul do Brasil.

A quantificação dos limiares de VIL e VII, ao longo do ciclo de vida das tempestades de granizo é representada em diagramas de caixa, i.e., *box plots*, que apresentam importantes aspectos dos conjuntos de dados. A análise quantitativa é determinada durante 1 hora, ou seja, 30 minutos antes até 20 minutos após os registros de granizo na superfície (lembrando que há dados a cada 10 minutos, intervalo de tempo entre as varreduras volumétricas dos radares – Seção 3.1.2). A análise qualitativa e quantitativa das variáveis supracitadas, como mostra a discussão dos resultados, é baseada nas amostras de 3x3 pixels (36 km²) ao redor do pixel de maior valor, em cada passo de tempo dos dados dos radares meteorológicos. Analisando o máximo valor das variáveis analisadas, dos clusters de 35/45dBZ, bem como a média tem-se o mesmo padrão de comportamento qualitativo destas variáveis ao longo do ciclo de vida das tempestades. Em termos de relevância quantitativa das variáveis VIL e VII, optou-se pela discussão dos resultados utilizando a amostra de 3x3 pixels (centrada no máximo valor) para efeitos de suavização de possíveis ruídos gerados durante a interpolação dos dados dos radares meteorológicos para a grade cartesiana.

Buscando diagnosticar a estrutura vertical da precipitação, durante o ciclo de vida das tempestades de granizo, foram construídos diagramas da frequência de contorno por altura (CFAD - *Contoured Frequency by Altitude Diagrams*, termo em inglês) da refletividade do radar. O CFAD também pode ser entendido como um histograma de frequência bidimensional e, neste caso, as dimensões são a altura e os valores de refletividade, onde temos a frequência de ocorrência de refletividade, de 0 a 100%, em cada nível de altura. Semelhantemente à análise das variáveis VIL e VII, os CFADs são determinados durante 1 hora do ciclo de vida dos sistemas convectivos, 30 minutos antes até 20 minutos após a ocorrência de granizo na superfície, para os perfis de refletividade do radar de 2 a 16 km de altura. São usados os mesmos perfis da amostra de 3x3 pixels centrada no máximo valor de VIL e VII, logo temos 9 perfis de refletividade do radar, para os 16 casos de tempestades de granizo, totalizando 144 perfis de refletividade do radar nos diagramas CFAD. A análise também foi realizada para o perfil de refletividade do radar que representa o máximo valor da matriz VIL e VII, ou seja, um perfil de refletividade do radar para cada passo de tempo, totalizando apenas 16 perfis de refletividade do radar, demonstrando resultados semelhantes, porém com baixa representatividade estatística. Além disso, a mesma análise foi feita para diagramas CFAD

que correspondem a todos os perfis de refletividade do radar, dentro do cluster de 35/45dBZ. Porém, esta análise não mostrou resultados significativos por não ser representativa da região de máxima corrente ascendente que gerou granizo severo. Logo, na Seção 4.3 são mostrados apenas os resultados com os perfis da amostra de 3x3 pixels (36 km²) centrada no máximo valor de VIL e VII, com maior amostra estatística (144 perfis), garantindo uma boa representatividade da região de máxima corrente ascendente (36 km²).

Além de caracterizar, a estrutura vertical da precipitação durante o ciclo de vida de todas as tempestades de granizo, determinou-se características cinemáticas de uma supercélula de tempestade ocorrida em um dos estudos de casos sobre o estado do Rio Grande do Sul. As medidas cinemáticas utilizadas são baseadas na direção de propagação do fluxo principal e o pico de velocidade vertical da corrente ascendente a partir dos dados de velocidade radial do radar meteorológico. Vários algoritmos de extração de perfis de vento têm sido desenvolvidos, mais notavelmente o VAD (BROWNING; WEXLER, 1968; TESTUD et al., 1980). No VAD é definida como a velocidade radial em função do ângulo azimutal, assumindo a uniformidade da precipitação e a linearidade local do vento. Sob a hipótese de um campo de vento linear dentro do volume analisado, o perfil da direção e velocidade do vento, velocidade vertical e divergência podem ser extraídos. Browning e Wexler (1968) estenderam o conceito de VAD para recuperar o campo de divergência de vento. A partir da variação do ângulo de elevação da antena, as propriedades cinemáticas do vento podem ser medidas em função da altura. O algoritmo VAD aqui utilizado foi escrito em linguagem Fortran pelo Dr. Michel Chong, do Laboratório de Aerologia da Universidade de Toulouse na França e, gentilmente, cedido pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (TEIXEIRA, 2010).

A atividade elétrica observada dentro dos sistemas convectivos geradores de granizo foi dividida em duas análises principais. A primeira, onde a atividade elétrica é contabilizada dentro da área do cluster de refletividade do radar $\geq 35/45\text{dBZ}$ a cada 10 minutos, e a segunda propõe a construção de clusters de densidade de raios totais, sempre levando em consideração a coesão espaço-temporal dos clusters elétricos com os clusters de refletividade do radar.

Referente à primeira análise, onde após a etapa de identificação e rastreamento dos sistemas convectivos com o ForTraCC-Radar, a informação da posição (latitude e longitude) e área da

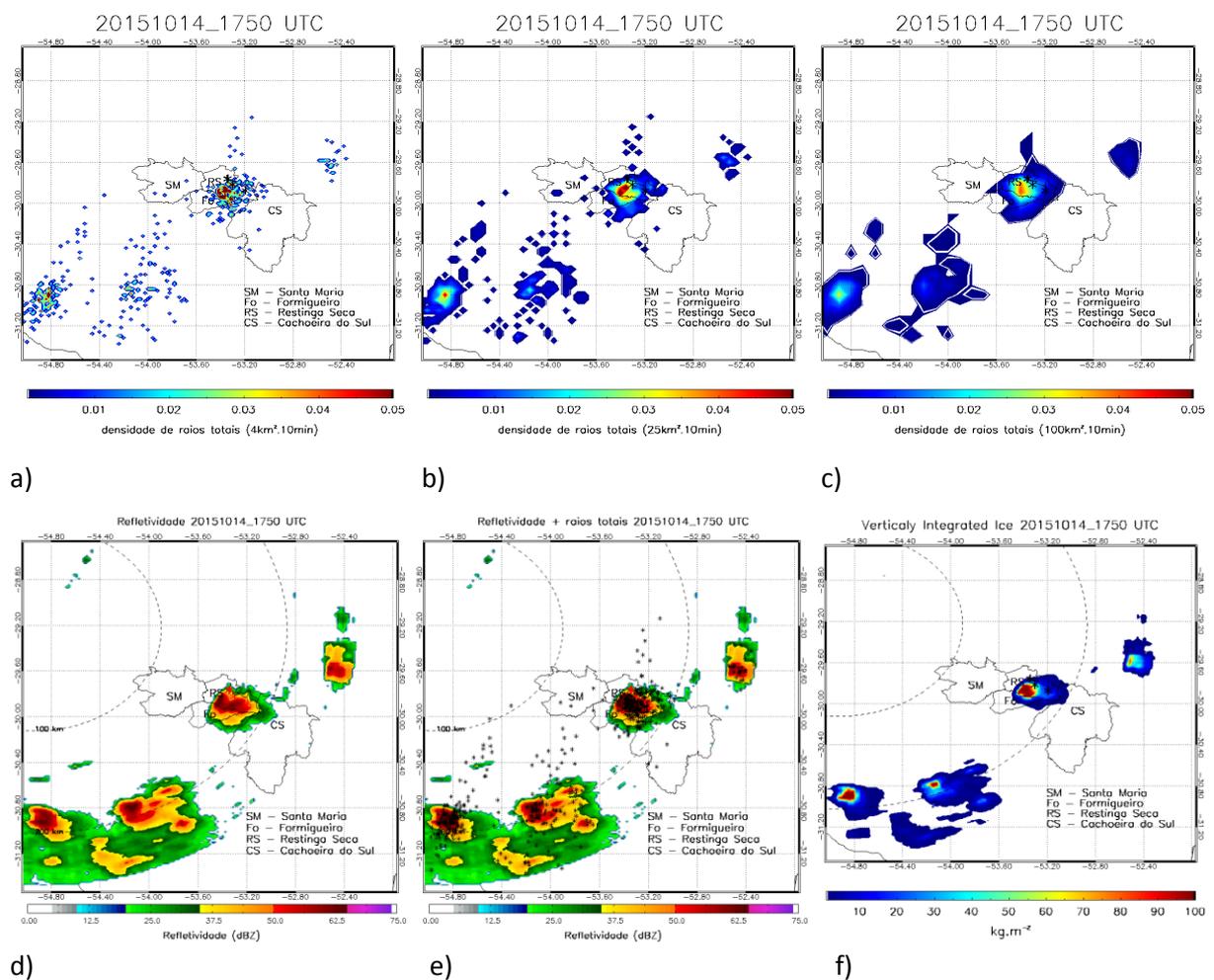
tempestade é utilizada para o rastreamento e a contagem dos raios totais produzidos pela tempestade a cada intervalo de tempo (10 minutos) para os clusters geradores de granizo. Esta análise permitiu identificar como a estrutura da precipitação impacta na produção da atividade elétrica (salto dos raios totais) e na queda de granizo durante o ciclo de vida das tempestades severas na região Sul do Brasil.

Já a segunda metodologia proposta, para a avaliação da atividade elétrica dentro destes intensos sistemas convectivos, é baseada somente nos dados de descargas elétricas atmosféricas, independentemente de informações dos radares meteorológicos, o que representa um ganho, em termos de monitoramento e previsão de curto/curtíssimo prazo de tempo, para áreas não cobertas pelos radares meteorológicos. Os raios totais são acumulados de 10 em 10 minutos (mesma resolução temporal dos dados dos radares meteorológicos) dentro de uma área de 100 km^2 , ou seja, uma resolução espacial do pixel de $10 \times 10 \text{ km}$. A partir deste valor acumulado dos raios totais, em cada pixel, divide-se pela área do pixel e pelo tempo de integração dos raios totais, assim obtendo-se mapas de densidade de raios totais. A localização e o rastreamento desses sistemas convectivos elétricos geradores de granizo também é determinada através do algoritmo ForTraCC (*Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* – VILA et al. 2008) que adaptamos para mapas de densidade de taxa de raios totais, aqui chamado de ForTraCC-Raios. A localização e o rastreamento do sistema elétrico foi realizado para cada tempestade de granizo utilizando o limiar mínimo de detecção, de 1 raio (IC ou CG) a cada 100 km^2 em 10 minutos (i.e., $0,001 \text{ raio km}^2 \text{ min}^{-1}$).

A Figura 3.3 mostra os testes realizados na geração dos clusters de densidade de raios totais, a fim de determinar a melhor resolução espacial (2, 5 ou 10 km) para a geração dos clusters elétricos e, também, para o rastreamento utilizando o ForTraCC-Raios. Aplicando o ForTraCC-Raios, para o rastreamento dos clusters com resolução espacial de 2 km (Figura 3.3a) e de 5 km (Figura 3.3b), o algoritmo detecta vários clusters menores não representando as características espaciais da tempestade convectiva, conforme observado no CAPPI 2km (Figura 3.3d), CAPPI 2km + raios totais (Figura 3.3e) e o conteúdo integrado de gelo (Figura 3.3f). Comparando com a tempestade convectiva elétrica identificada com a resolução de 10 km (Figura 3.3c) nota-se que a resolução espacial de 10 km é a que melhor representa as características espaciais observadas nos parâmetros derivados do radar meteorológico (Figura 3.3d-f), onde o cluster de densidade de raios totais (Figura 3.3c) apresenta uma ótima coesão espacial com o mapa de conteúdo integrado de gelo (Figura 3.3f). Isto se deve ao fato de que

a presença de hidrometeoros de gelo está associados a atividade elétrica observada na tempestade convectiva. A partir deste teste de sensibilidade, da resolução espacial dos clusters de densidade de raios totais, optou-se em utilizar a resolução espacial de pixel de 10km, conforme fica evidenciado na Figura 3.3.

Figura 3.3 – Impacto das diferentes resoluções espaciais na clusterização da densidade de raios totais (a) 2km, (b) 5km, (c) 10km, (d) CAPPI, (e) CAPPI+raios totais e (f) Conteúdo integrado de gelo (VII).



Fonte: Produção do autor.

Baseado no fato de que a atividade elétrica das tempestades está diretamente ligada à energia cinética das correntes ascendentes e formação da precipitação, Gatlin (2006), Gatlin e Goodman (2010), Schultz et al. (2009) e Schultz et al. (2011) formularam algoritmos de alerta de tempo severo baseado no conceito de *lightning-jump*, conforme discutido na Seção 2.5. Esses algoritmos foram aqui estudados para dois casos extremos de tempestades de granizo

utilizando os raios totais (acumulados a cada 1 minuto) que ocorreram em uma área fixa no tempo (área que engloba o ciclo de vida de cada tempestade rastreada pelo ForTraCC-Radar). São apresentados dois estudos de casos, pois são tempestades convectivas mais isoladas, garantindo que os raios totais que ocorreram na área determinada estão associados a respectiva tempestade convectiva que gerou o granizo na superfície. Os algoritmos de *lightning-jump* podem ser classificados em 3 tipos: a) médias móveis, b) limites pré-estabelecidos, e c) *sigma* (desvio padrão). Cada um desses tipos possuem duas variantes e são descritos a seguir.

a) Médias móveis

Gatlin (2006) e Gatlin e Goodman (2010) formularam um algoritmo que monitora a taxa de variação da frequência de raios e uma média de um sigma do desvio padrão para determinar se houve um *lightning-jump*. O primeiro passo é calcular a média da frequência de raios num intervalo de 2 minutos, FR_{avg} , ou seja:

$$FR_{avg}(t_i) = \frac{FR(t_i) + FR(t_{i+1})}{2} \quad (3)$$

onde $FR(t_i)$ e $FR(t_{i+1})$ são número de raios totais acumulados em 1 minuto nos tempos t_i e t_{i+1} . Assim, FR_{avg} é calculado a cada 2 minutos. Uma média móvel ponderada de FR_{avg} , chamada de $\overline{f(t_{i+2})}$, é determinada através dos três mais recentes FR_{avg} , ou seja, nos últimos 6 minutos:

$$\overline{f(t_{i+2})} = \frac{1}{3} \left[FR_{avg}(t_{i+2}) + \frac{2}{3} FR_{avg}(t_{i+1}) + \frac{1}{3} FR_{avg}(t_i) \right] \quad (4)$$

onde $FR_{avg}(t_i)$, $FR_{avg}(t_{i+1})$ e $FR_{avg}(t_{i+2})$ são calculados através da equação (3) para seus respectivos intervalos de tempo. Assim que o próximo período for calculado, isto é $\overline{f(t_{i+3})}$, a partir de t_4 , então a tendência no número total de raios, chamada aqui de DFRDT, é calculada como:

$$\frac{d}{dt} \overline{f(t_{i+3})} = \frac{\overline{f(t_{i+3})} - \overline{f(t_{i+2})}}{(t_{i+3} - t_{i+2})} = \text{DFRDT} \quad (5)$$

O desvio padrão de DFRDT é calculado usando os três mais recentes DFRDT, ou seja, após 10 minutos de dados de raios totais coletados. A média do valor mais recente de desvio padrão de DFRDT com o anterior é calculada para obter um novo valor limite de *lightning jump*. Uma tendência é considerada um salto (*jump*) e é emitido um alerta, uma vez que o valor de DFRDT excede um desvio padrão, e o alerta termina quando DFRDT cair para zero.

b) Limites pré-estabelecidos

Este algoritmo foi desenvolvido por Schultz et al. (2009) e é baseado na climatologia de tempestades severa e não-severa do meio-oeste dos Estados Unidos, envolvendo um processo de 2 passos. No primeiro passo a frequência de raios da tempestade é monitorada e comparada com a climatologia de picos de frequência de raios de tempestades severas. Se a tempestade mostrar um pico igual ou superior à climatologia de tempestades severas, ou seja, maior que 10 raios por minuto, o segundo passo é ativado. No segundo passo, o valor de DFRDT (calculado através da equação 5) é comparado com a climatologia de DFRDT de tempestades severas, e se esse valor ultrapassar o percentil de 90% da climatologia (ou seja, 8 raios por segundo ao quadrado) o alerta é gerado. A segunda variante deste algoritmo é considerar o limite do percentil de 93% da climatologia de DFRDT (ou seja, 10 raios por segundo ao quadrado).

c) Sigma

O algoritmo *sigma* (σ = desvio padrão) também foi desenvolvido por Schultz et al. (2009), sendo uma variante do algoritmo de Gatlin (2006), porém nesta versão há uma menor suavização dos dados e um limite maior para o *jump*, o que gera uma menor taxa de alarmes falsos. As frequências de 1-minuto de raios são calculadas a partir da equação (3) e valores similares de DFRDT são calculados a partir dos totais dessas médias de 1-minuto. O cálculo do desvio padrão é realizado usando os últimos 5 períodos mais recentes (isto é, os últimos 10 minutos), sem incluir o período de interesse. Em seguida é considerado a variação de 2σ da média móvel para que um comportamento anormal de raios seja identificado. O valor 2σ foi escolhido através de um processo de tentativa e erro para reduzir o número de alarmes falsos e também manter uma alta probabilidade de detecção de casos severos. Finalmente, um limite de 10 raios por minuto também é utilizado no processo decisório a fim de eliminar comportamentos associadas a tempestades não-severas e a estágios não-severos de

tempestades severas. Logo, neste algoritmo, um *jump* ocorre quando o valor de DFRDT excede o limite de 2σ , e termina quando cair para zero. A segunda variante deste algoritmo é considerar o limite de 3σ ao invés de 2σ .

Os resultados da análise da relação entre a estrutura da precipitação e a eletrificação das tempestades de granizo no Sul do Brasil usando dados de radar e raios são apresentados na Seção 4.3 primeiramente como comportamentos médios de todos os eventos de tempestade severa da Tabela 3.1 (Seção 3.1.1) e estudos de caso (Seções 4.4). Também foi investigada a aplicabilidade das metodologias de *lightning-jump* descritas acima (Seção 3.2.3) no alerta de tempo severo no sul do Brasil.

A seguir são apresentados os resultados da climatologia de tempestades de granizo para o Rio Grande do Sul e Santa Catarina (Capítulo 4) com o objetivo de mapear as áreas e o período de maior frequência de ocorrência das tempestades de granizo. Os resultados da análise da circulação atmosférica dos casos de tempestades de granizo são apresentados no Capítulo 5. O Capítulo 6 mostra os resultados da análise do ciclo de vida das tempestades de granizo através dos dados de radares meteorológicos e sensores de descargas elétricas em solo. Os capítulos 5 e 6 apresentam primeiramente estudos dos comportamentos médios ou estatísticos de todas as tempestades de granizo da Tabela 3.1, seguidos dos estudos de casos.

4 CLIMATOLOGIA DAS TEMPESTADES DE GRANIZO NO SUL DO BRASIL

Este estudo da climatologia de tempestades de granizo no Rio Grande do Sul e Santa Catarina foi realizado através de observações das estações meteorológicas convencionais do INMET, durante o período de 1985 a 2015 (31 anos) onde foram levantadas 1330 ocorrências de precipitação de granizo (Seção 3.1.1). Esta análise climatológica mostra, cientificamente (período maior que 30 anos), a distribuição espacial e temporal (mensal) de casos de granizo para a região Sul do Brasil. Logo, a análise está restrita somente aos locais das estações meteorológicas convencionais de superfície do INMET. A Figura 4.1 apresenta a distribuição mensal das tempestades de granizo para dois estados da Região Sul do Brasil: Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Nos meses da primavera (SON) é possível observar a maior frequência de ocorrência do fenômeno totalizando 613 (46%) registros de granizo, semelhante a distribuição de raios. Este máximo das tempestades de granizo nos meses da primavera deve-se ao fato de que nestes meses é observado um contraste térmico maior sobre a região de estudo, devido ao aquecimento mais acentuado aliado a intrusão de intensos sistemas frontais ainda relativamente frios, conhecido como um período de transição. Os estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina apresentam uma grande frequência das tempestades de granizo por estarem localizado nesta zona de transição que a caracteriza como uma região de clima predominantemente subtropical. De agosto para setembro mais que dobra o número de casos, de 118 para 277 casos, e o máximo de tempestades de granizo ocorre no mês de setembro (período de transição) com 277 (21%) casos registrados em 31 anos. Após o mês de setembro nota-se um declínio gradativo no número de casos de tempestades de granizo, quando se inicia o verão. Com base na Figura 4.1 pode-se concluir que a maior frequência destas tempestades ocorre nos meses de primavera.

Martins et al. (2017) utilizou somente a base de dados de relatórios de granizo da Defesa Civil, totalizando 1630 eventos de granizo entre 1991 e 2012 (22 anos). Mesmo utilizando uma base de dados diferente da apresentada neste estudo, os autores encontraram o máximo de ocorrências de tempestades de granizo durante a primavera (setembro e outubro). Segundo Martins et al. (2017) as frequências mensais dos relatórios de granizo mostram que os meses de transição, do final do inverno até a primavera (agosto a novembro) são o período de maior concentração de eventos de granizo destrutivo (+60% dos relatórios anuais). Neste estudo (Figura 4.1), os registros de granizo entre agosto e novembro correspondem a 55% (731) do

total das tempestades de granizo, ou seja, valores muito próximos aos encontrados em Martins et al. (2017). Já setembro e outubro são os meses que tem a maior frequência de eventos de granizo, neste estudo 36% do total dos registros de granizo (40% encontrados em MARTINS et al., 2017 para setembro e outubro). O outono (março a junho) é a temporada que apresenta os valores mais baixos, aproximadamente 19% do total de eventos. Martins et al. (2017) encontrou a temporada de outono como a de menor frequência de tempestades de granizo, com 15% do total das ocorrências.

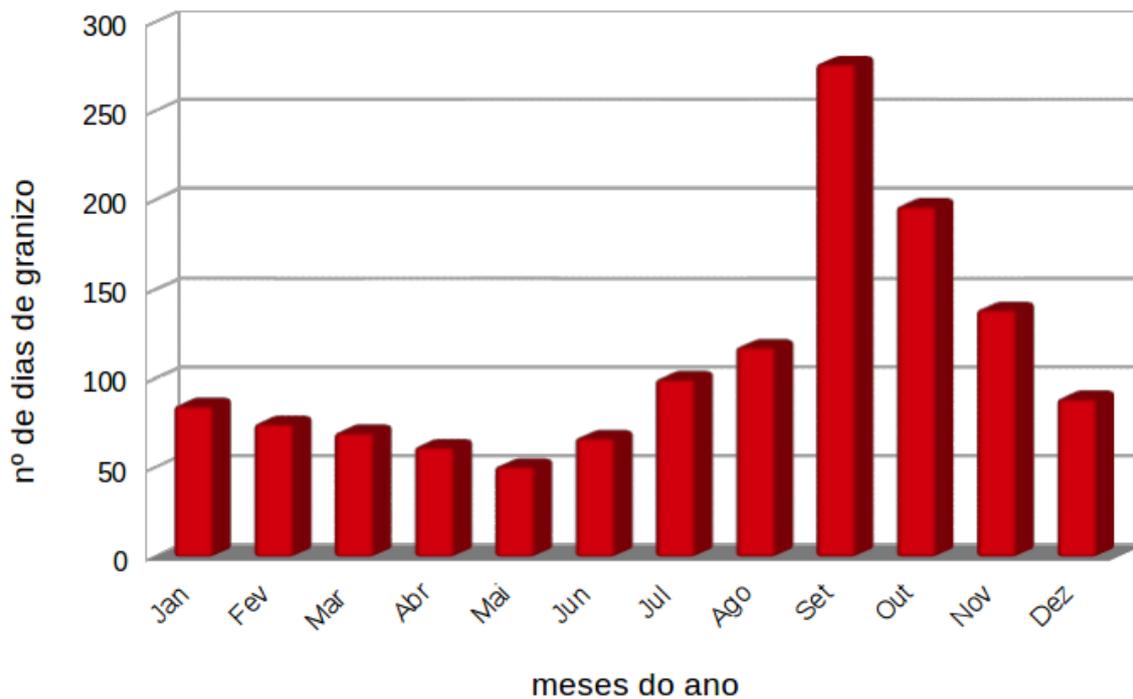
Mezher et al. (2012) mostraram que a região nordeste da Argentina (fronteira com a região Sul do Brasil) foi identificada como uma área que apresenta uma maior frequência de granizo no final do inverno e na primavera (máximo em setembro e outubro) consistente com os resultados encontrados por Martins et al. (2017) e neste estudo.

Conforme discutido na Seção 2.3, Cecil e Blankenship (2012) utilizando medidas de sensores remotos, encontraram o maior número de tempestades de granizo, na região Sul do Brasil, durante a primavera e início do verão (novembro – dezembro), período mais tardio em relação aos encontrados por Mezher et al. (2012), Martins et al. (2017) e neste estudo. Rasmussen et al. (2014) e Albrecht et al., (2016) encontraram o máximo de raios no sudoeste do Brasil durante a primavera. Portanto, estes resultados encontrados de maneira indireta, estão de acordo com os dados observados (medidas diretas), onde a maior ocorrência das tempestades de granizo, na região Sul do Brasil, é observada durante os meses da primavera. O mês de menor frequência de ocorrência de granizo é maio, onde foram contabilizados 51 (menos de 4%) casos destas tempestades. O período com menor frequência de ocorrência de granizo foi observado no final do outono e início do inverno. Durante esta transição é observado um contraste térmico menor, que diminui a formação deste tipo de tempestade.

A climatologia deste trabalho representa uma contribuição importante para estudos que envolvem o uso de satélites para a detecção de granizo, como os estudos de Cecil e Blankenship, (2012), Ferraro et al. (2015), etc. O ciclo anual do granizo é consistente com a climatologia da convecção profunda na região, que apresenta um grande número de eventos de granizo. As metodologias de detecção de granizo por satélites precisam ser validadas por meio de registros de granizo na superfície, principalmente no Sul do Brasil, região onde ocorrem as mais intensas tempestades de granizo da Terra – Zipser et al. (2006) e . Os estudos supracitados evidenciam a importância desta climatologia de granizo para a pesquisa tanto

nacional quanto internacional. É importante apontar que a climatologia apresentada neste estudo representa uma fração menor de todas as tempestades de granizo que ocorrem no Sul do Brasil, porém todo conhecimento adquirido é extremamente válido.

Figura 4.1 – Distribuição mensal do número de dias com registro de granizo nos estados do RS e SC durante o período de 1985 a 2015 (31 anos).

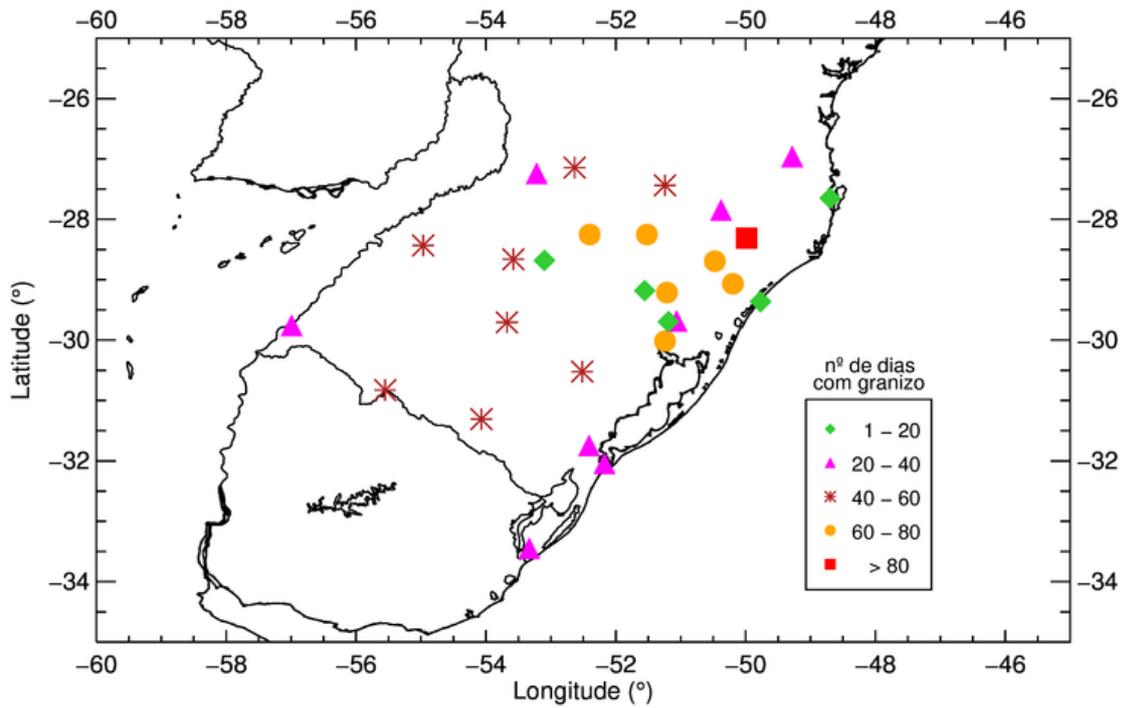


Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.2 mostra a distribuição espacial do número de dias com registro de granizo entre os anos de 1985 e 2015. Vale destacar que esta distribuição é baseada nas estações meteorológicas convencionais de superfície do INMET, tornando a distribuição espacial tendenciosa somente para os pontos onde temos as estações meteorológicas. Estes resultados deixam clara a influência da orografia na distribuição das tempestades associadas à precipitação de granizo. A maioria dos casos está concentrada sobre as regiões de serras destes estados. A cidade que mais registrou precipitação de granizo nesses 31 anos foi São Joaquim em Santa Catarina com 145 casos. Em Caxias do Sul/RS, Bom Jesus/RS, Lagoa Vermelha/RS e Passo Fundo/RS foram registrados mais de 70 casos de granizo em cada localidade. Nota-se um segundo máximo, em aproximadamente 27°S e 52°W no estado de

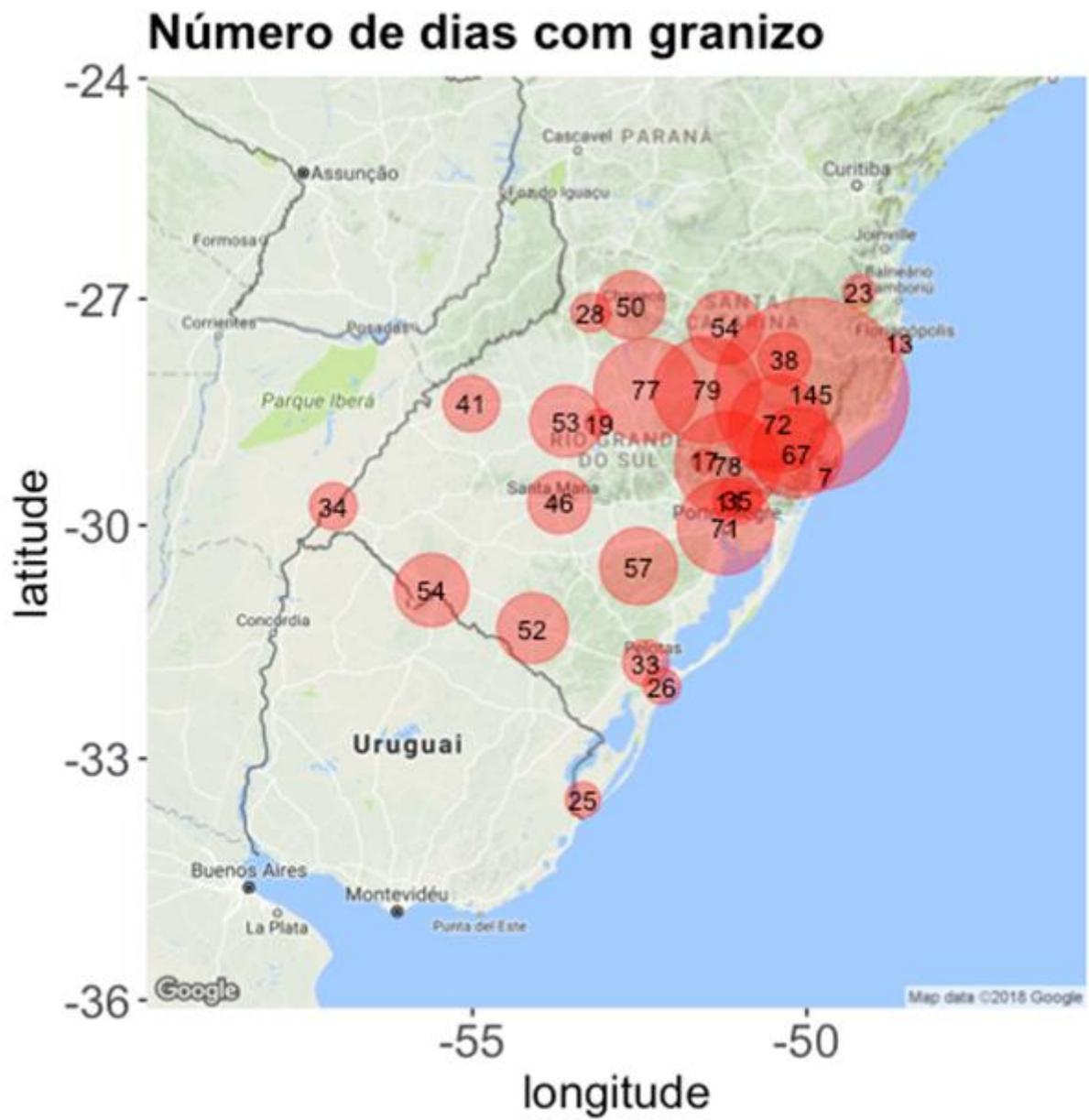
Santa Catarina, exatamente sobre uma região de serra, conforme mostra o mapa de relevo da região Sul do Brasil ao fundo da Figura 4.2.

Figura 4.2 – Distribuição espacial do número de dias com registro de granizo nos estados do RS e SC durante o período de 1985 a 2015 (31 anos).



Continua

Figura 4.2 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

5 IDENTIFICAÇÃO DOS PADRÕES DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA EM ESCALA SINÓTICA DAS TEMPESTADES DE GRANIZO NO SUL DO BRASIL

O capítulo apresenta, de forma superficial, as características da circulação atmosférica em diferentes níveis de altura, sendo aqui considerada como análise sinótica. Esta pesquisa não visa, de forma específica, este ramo das ciências meteorológicas, mas mostra-se fundamental ao entendimento dos processos físicos dominantes durante a ocorrência destas intensas tempestades. A análise foi realizada para os 16 estudos de casos (Tabela 3.1) de tempestades associadas à precipitação de granizo, sendo 12 tempestades ocorridas sobre o Rio Grande do Sul e 4 sobre o estado de Santa Catarina. O vento médio é analisado para os níveis de 850, 500 e 200 hPa com o objetivo de entender quais são os processos de escala regional dominantes na atmosfera que levam a estas intensas tempestades.

Estes campos de vento médio foram calculados a partir dos horários sinóticos disponíveis nos dados CFSR, i.e. 00, 06, 12 e 18 UTC. Portanto, os campos de vento médio foram compilados com o horário sinótico mais próximo do evento de granizo e também foi realizada a análise de 12 horas antes do registro do fenômeno.

Como todas as tempestades apresentaram padrões sinóticos semelhantes, diferenciando-se apenas na região geográfica (i.e, se ocorreu no RS ou em SC), os resultados são apresentados abaixo divididos em duas partes: são mostrados, para cada estado, i) os campos médios e anomalias de vento de todas as tempestades (Seção 4.2.1), ii) seguido de um estudo de caso para cada estado (Seções 4.2.2 e 4.2.3). Os estudos de caso são apresentados detalhadamente em termos da estrutura da precipitação e elétrica mais adiante nas Seções 4.3.4 e 4.3.5, correspondendo a um caso de supercélula e uma tempestade com 'eco-fraco' (*weak echo region*, em inglês), ambas com precipitação de granizo maior que 6 cm. Esta divisão foi escolhida para melhor evidenciar os resultados médios e estatísticos e deixar a leitura do texto mais dinâmica.

5.1. Campos médios e anomalias do vento das tempestades do RS e SC

- **Vento médio em 850hPa**

A Figura 5.1 e 5.2 mostram, respectivamente, o vento médio e a anomalia do vento médio em 850 hPa para 12 horas antes e no momento do granizo para os 12 casos de granizo ocorridos no Rio Grande do Sul. Nota-se nas imagens do vento médio em 850 hPa (Figura 5.1) um intenso fluxo de noroeste para sudeste sobre o estado do RS, caracterizando a advecção de ar quente e úmido da Amazônia para a região. Nota-se ainda que, 12 horas antes do registro da precipitação de granizo (Figura 5.1a), há um fluxo de noroeste para sudeste em 850 hPa mais intenso em relação ao momento do fenômeno (Figura 5.1b). Das 12 horas que antecedem o fenômeno até o momento do granizo nota-se uma desaceleração no escoamento em baixos níveis, principalmente sobre o Paraguai e a amplificação do cavado na retaguarda do fluxo de NW para SE. No momento do granizo, o eixo do cavado posiciona-se sobre o oceano Atlântico, Argentina e Uruguai, caracterizando o fluxo de ar frio a oeste do eixo do cavado e na retaguarda da região onde precipitou o granizo. A média do vento em 850 hPa para os casos de granizo no RS mostra uma condição pré-frontal, onde é identificado que as tempestades que geraram granizo se formaram dentro do setor quente, na saída do fluxo de NW-SE em baixos níveis e velocidades do vento variando entre 12 e 15 ms^{-1} em 850 hPa. A confluência dos ventos do quadrante sul (SW-NE) com os ventos do quadrante norte (NW-SE) ocorre sobre a Argentina e ao sudoeste do Uruguai, 12 horas antes do fenômeno no RS (Figura 5.1a). Próximo ao registro do granizo (Figura 5.1b), a confluência do vento em 850 hPa é observada no oeste/sudoeste do estado do RS, sugerindo que ocorre convergência do vento em baixos níveis sobre a região de observação do granizo.

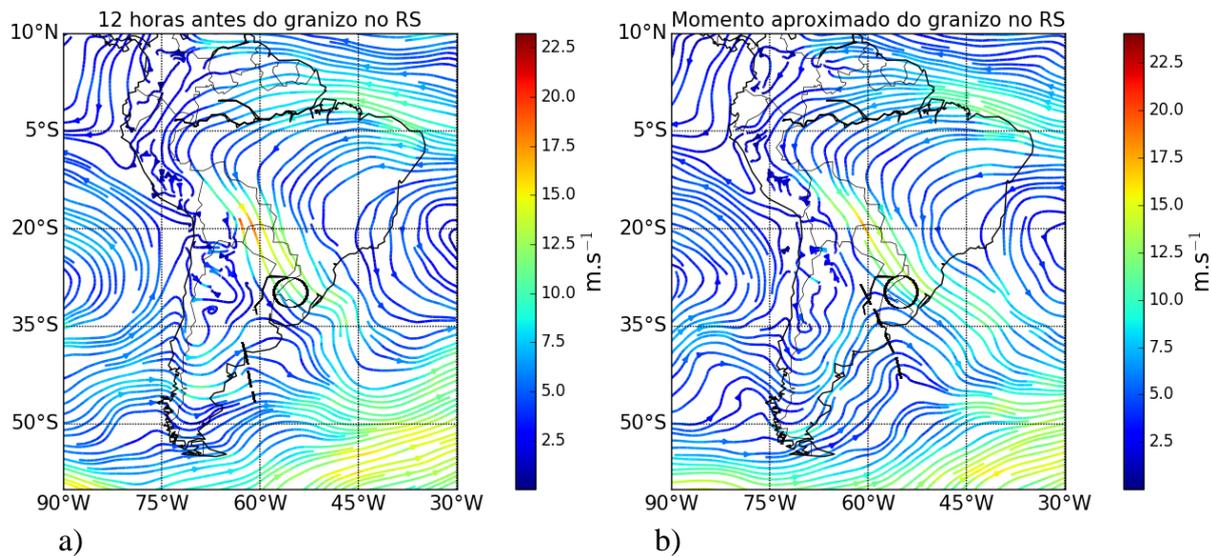
Na Figura 5.2 observa-se a anomalia do vento em 850 hPa onde é possível confirmar a condição pré-frontal como condição precursora, em baixos níveis, para a ocorrência das precipitações de granizo nesta região. Nota-se valores positivos de anomalia do vento em 850 hPa acima de 10 m s^{-1} sobre o RS. Das 12 horas que antecedem (Figura 5.2a) até o momento do fenômeno (Figura 5.2b) é possível inferir o aprofundamento do sistema de baixa pressão atmosférica e seu centro deslocando-se de 35°S/60°W para 38°S/56°W, favorecendo a convergência do vento em baixos níveis sobre o estado do RS.

Para os 4 casos de granizo de SC, o padrão médio de vento em 850 hPa (Figura 5.3) é diferente daquele observado para os 16 eventos do RS (Figura 5.1). Há presença de um

intenso ciclone ao sul da América do Sul, sobre o oceano Atlântico, fazendo com que o fluxo em baixos níveis esteja totalmente zonal ao sul de 40°S. No campo do vento médio 12 horas antes do fenômeno (Figura 5.3a), o centro deste ciclone está posicionado em torno de 60°S/55°W e migra para 60°S/50°W para o momento do granizo (Figura 5.3b).

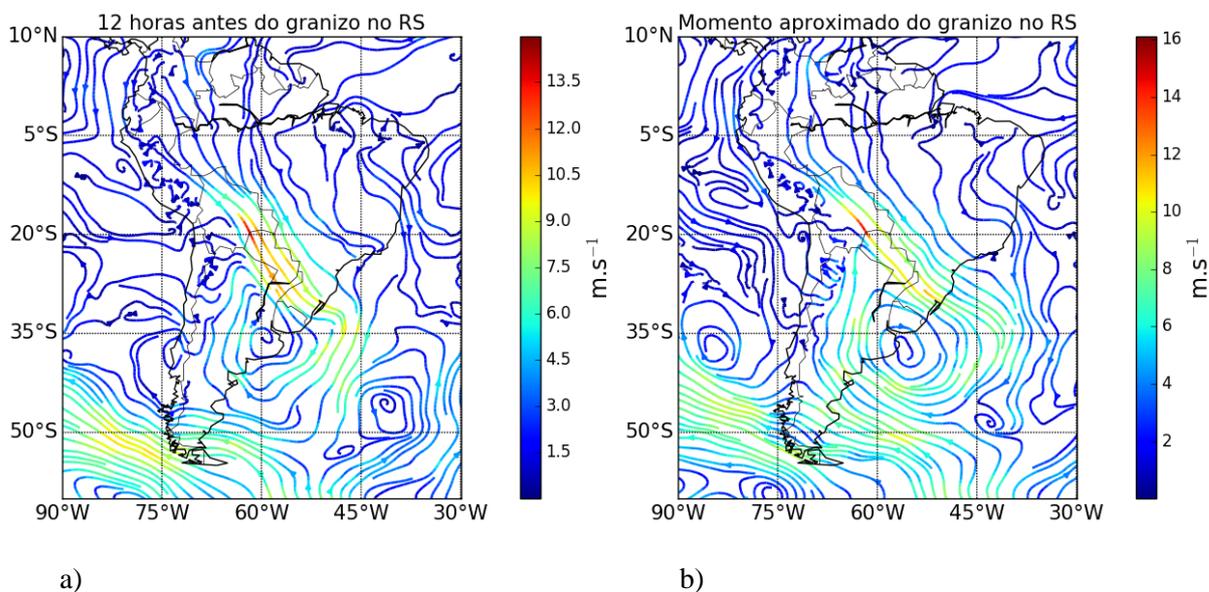
Observa-se que entre 12 horas antes até o momento do granizo está presente o fluxo de NW/SE caracterizando a entrada de ar quente e úmido sobre a região e também um aumento na convergência do vento em baixos níveis no leste de Santa Catarina, região onde foram registradas as tempestades de granizo. Aproximadamente sobre a divisa do Uruguai com o Rio Grande do Sul observa-se uma frente estacionária. Novamente os casos de granizo são observados na saída equatorial do fluxo em baixos níveis. A presença de um cavado de onda curta (32°S/50°W) 12 horas antes do fenômeno (Figura 5.3a) faz com que o fluxo em baixos níveis curva-se mais sobre o estado de SC no momento do granizo, devido à advecção de vortacidade anticiclônica que ocorre a oeste do eixo deste cavado de onda curta. A vortacidade anticiclônica é comprovada no campo de anomalia do vento médio em 850 hPa 12 horas antes das tempestades de granizo (Figura 5.4a), onde observa-se um anticiclone centrado em 32°S/50°W. Este sistema atua fazendo com que o fluxo em baixos níveis se curva em direção ao estado de SC, diferindo das condições encontradas para as tempestades de granizo no RS, razão pela qual a análise foi feita separadamente para cada estado.

Figura 5.1 – Linhas de corrente para o vento médio em 850hPa em $m\ s^{-1}$ para as 12 tempestades de granizo no Rio Grande do Sul (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo. Linhas tracejadas correspondem às marcações dos cavados e os círculos pretos representam a área do radar meteorológico.



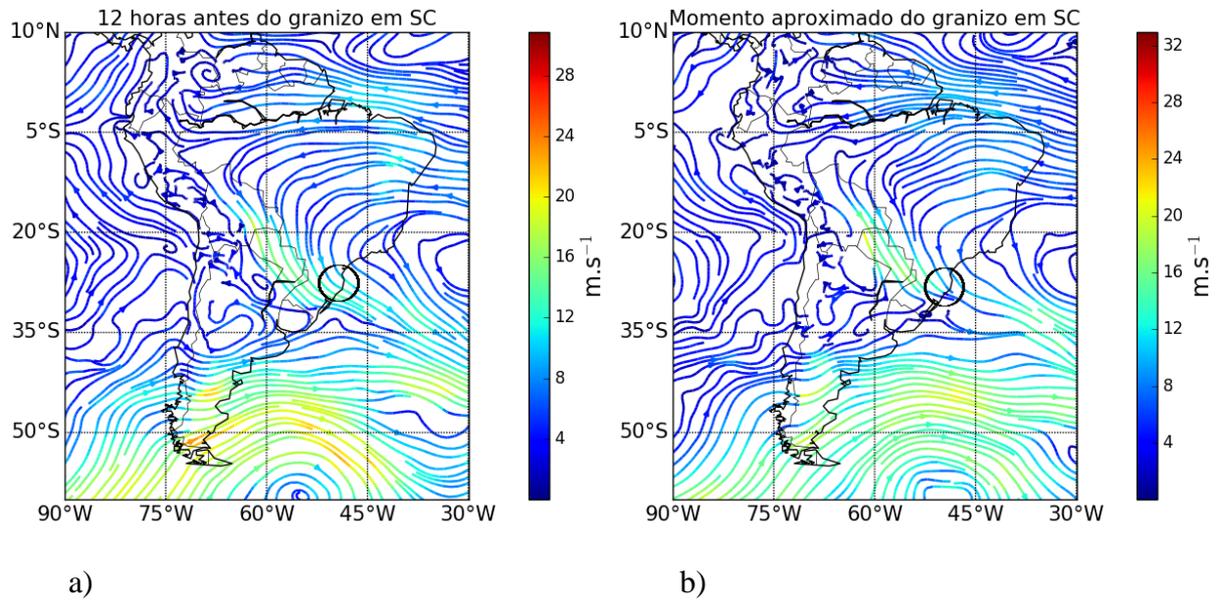
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.2 – Idem à Figura 5.1, exceto para a anomalia do vento médio em 850hPa.



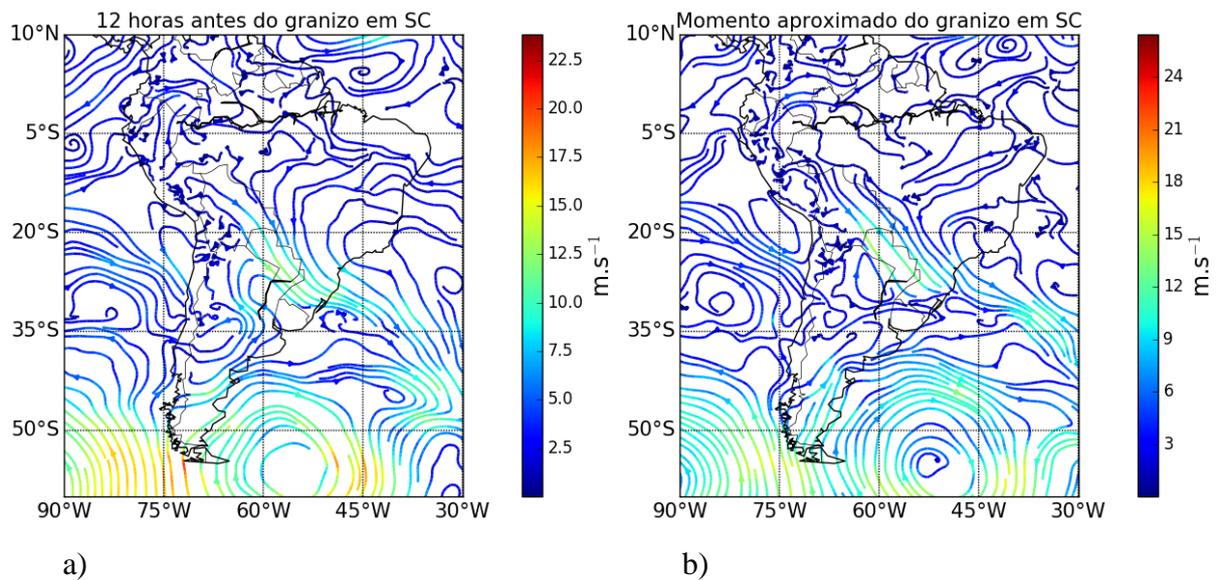
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.3 – Linhas de corrente para o vento médio em 850hPa em m s^{-1} para as 4 tempestades de granizo em Santa Catarina (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo. Os círculos pretos representam a área do radar meteorológico.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.4 – Idem à Figura 5.3, exceto para a anomalia do vento médio em 850hPa.



Fonte: Produção do autor.

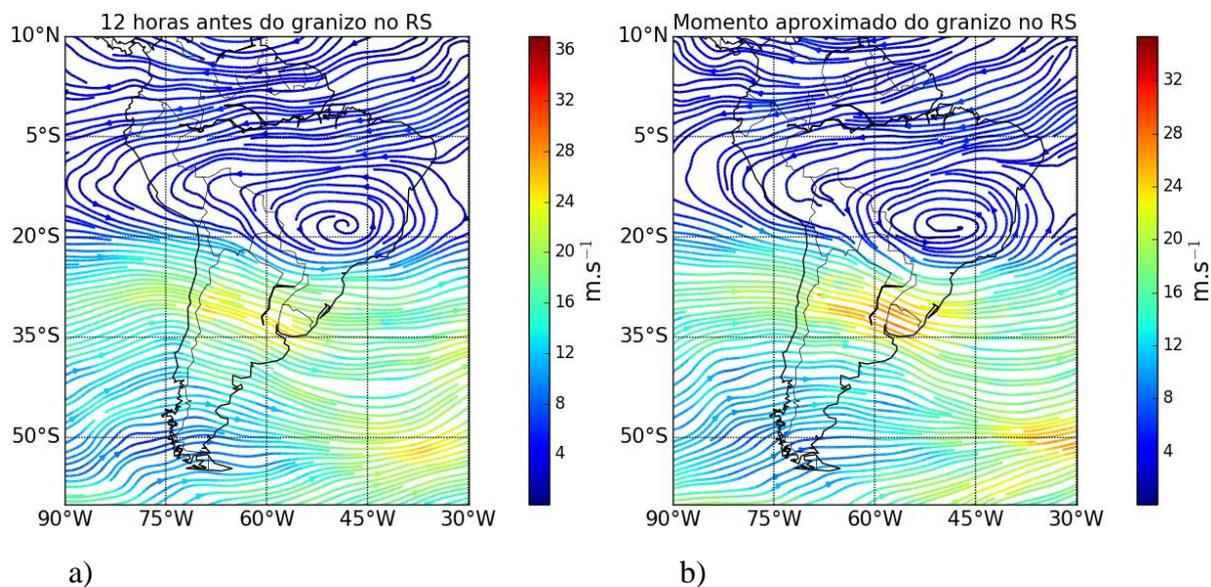
- **Vento médio em 500hPa**

Na análise do vento médio em 500 hPa entre as 12 horas que antecedem (Figura 5.5a) até o momento do granizo (Figura 5.5b) nota-se uma aceleração do escoamento em médios níveis com seu máximo sobre o Uruguai (sudoeste do estado gaúcho), próximo a região de ocorrência das tempestades de granizo favorecendo as condições de instabilidade atmosférica. Observa-se nos mapas de anomalia do vento em 500 hPa um sistema com circulação ciclônica fechada sobre os Andes, centrado aproximadamente em 40°S/70°W 12 horas antes das tempestades (Figura 5.6a). Esta anomalia ciclônica cruza os Andes no momento das tempestades de granizo (Figura 5.6b) e nota-se uma aceleração no escoamento (de 4-6 m s⁻¹ para 10-12 m s⁻¹) no setor de inflexão da circulação ciclônica (40°S/70°W) e outra circulação anômala anticiclônica (centrado em 25°S/47°W).

Já para os 4 casos de granizo de SC, observa-se no campo do vento médio em 500 hPa das 12 horas que antecedem o granizo (Figura 5.7a), uma circulação anticiclônica centrada em 18°S/62°W e uma circulação ciclônica mais ao sul, centrada em 60°S/60°W. No momento das tempestades de granizo (Figura 5.7b), o centro de ambos sistemas anticiclônico e ciclônico se move para leste (18°S/58°W e 60°S/52°W, respectivamente). Neste momento é possível observar um aumento da difluência do vento sobre o leste de SC (mais evidente no campo de anomalia do vento em 500 hPa – Figura 5.8b). A diferença do vento médio em 500 hPa entre SC e RS está na posição do centro do sistema anticiclônico, onde está mais à oeste nos casos de granizo do estado gaúcho em relação ao estado catarinense. Nos mapas do RS, nota-se que não apresenta um sistema ciclônico em torno de 60°S/60°W.

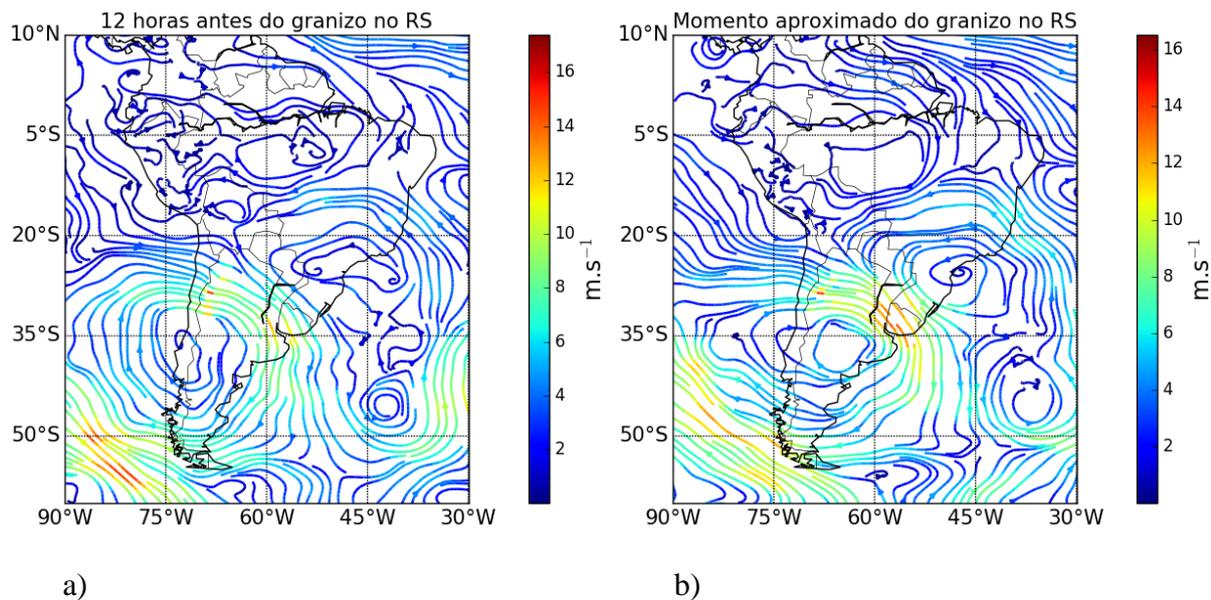
A anomalia do vento em 500 hPa (Figura 5.8) ainda mostra um sistema com circulação ciclônica fechada ao sul de 50°S, bem como um sistema de circulação anti-horária em aproximadamente 25°S/45°S nos dois instantes. O anticiclone desloca-se para leste sobre o oceano Atlântico do primeiro (Figura 5.8a) para o segundo (Figura 5.8b) momento, facilitando a instabilidade atmosférica através do suporte dinâmico do escoamento difluente. O sinal mais evidente, das 12 horas que antecedem até a ocorrência das tempestades, é a presença de um escoamento difluente sobre o estado de SC, favorecendo a ocorrência de movimentos ascendente sobre a região.

Figura 5.5 – Linhas de corrente para o vento médio em 500hPa em m s^{-1} para as 12 tempestades de granizo no Rio Grande do Sul (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo.



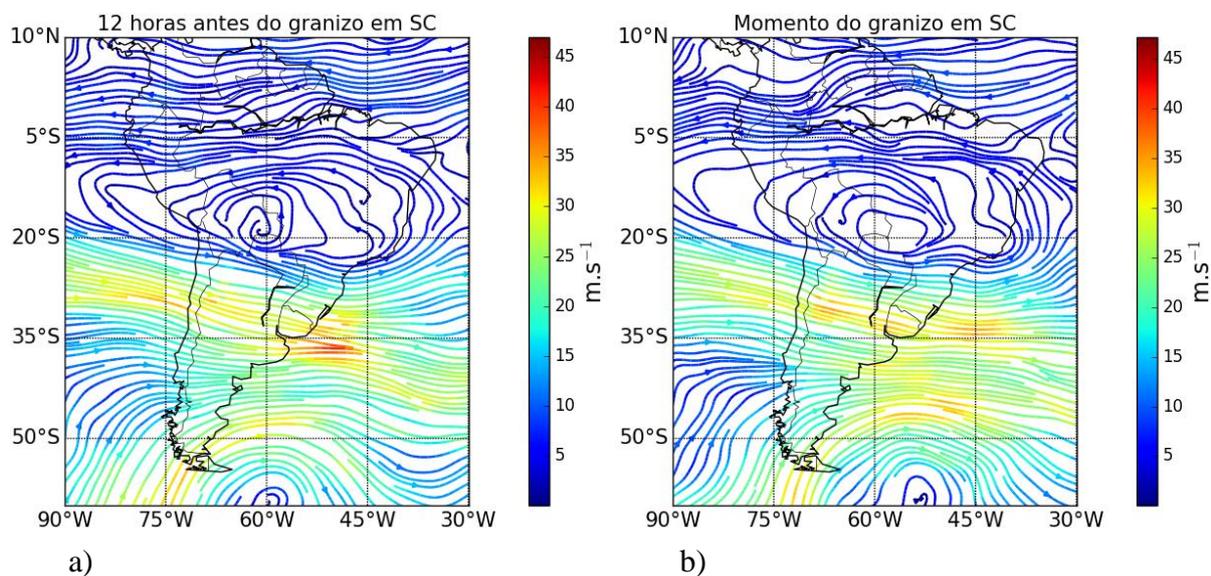
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.6 – Idem à Figura 5.5, exceto para a anomalia do vento médio em 500 hPa.



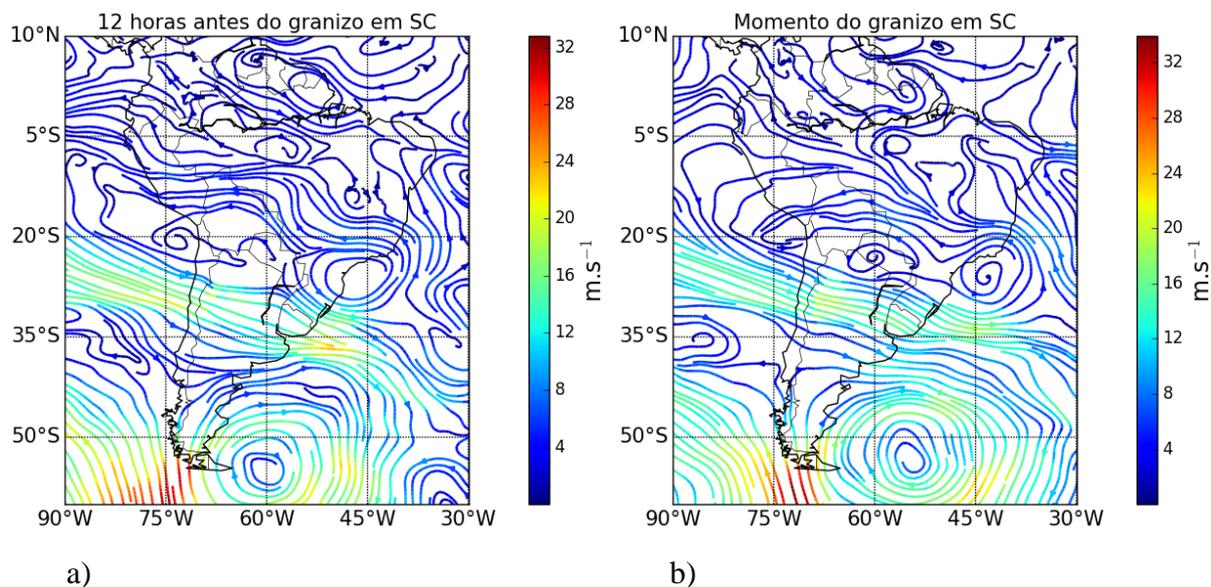
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.7 – Linhas de corrente para o vento médio em 500hPa em m s^{-1} para as 4 tempestades de granizo em Santa Catarina (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.8 – Idem à Figura 5.7, exceto para a anomalia do vento médio em 500hPa.



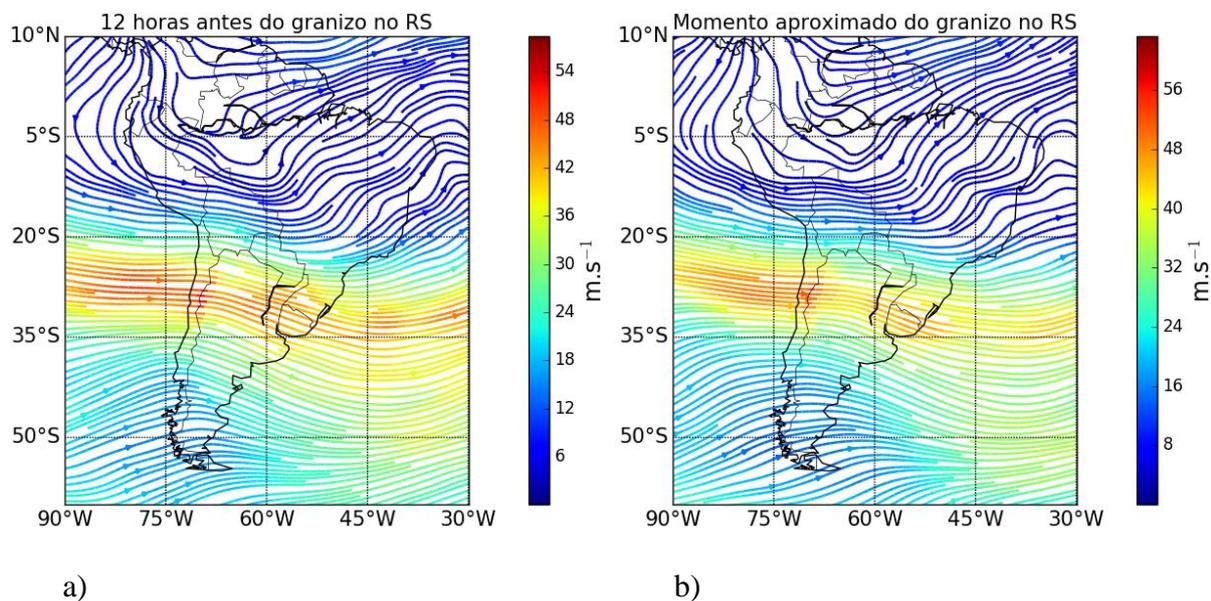
Fonte: Produção do autor.

- **Vento médio em 200hPa**

Em 200 hPa, é possível observar um intenso fluxo nos altos níveis da atmosfera, apresentando um escoamento mais ondulado 12 horas antes dos eventos de granizo (Figura 5.9a) do que no momento do granizo (Figura 5.9b). O eixo do cavado em 200 hPa cruza os Andes de um instante para o outro e nota-se uma fraca difluência no escoamento sobre o estado do RS. A velocidade média do vento em 200 hPa fica acima de 45 m s^{-1} durante o registros das tempestades de granizo. No mapa de anomalia do vento em 200 hPa durante a ocorrência do granizo (Figura 5.10b) é possível observar um padrão semelhante ao encontrado no nível de 500 hPa (Figura 5.6b). A região está sobre influência da inflexão de dois sistemas, um sistema ciclônico (centrado em $35^{\circ}\text{S}/70^{\circ}\text{W}$) e o anticiclone (centrado em $30^{\circ}\text{S}/38^{\circ}\text{W}$). Neste instante nota-se valores positivos de anomalia do vento em 200 hPa em torno de 15 m s^{-1} .

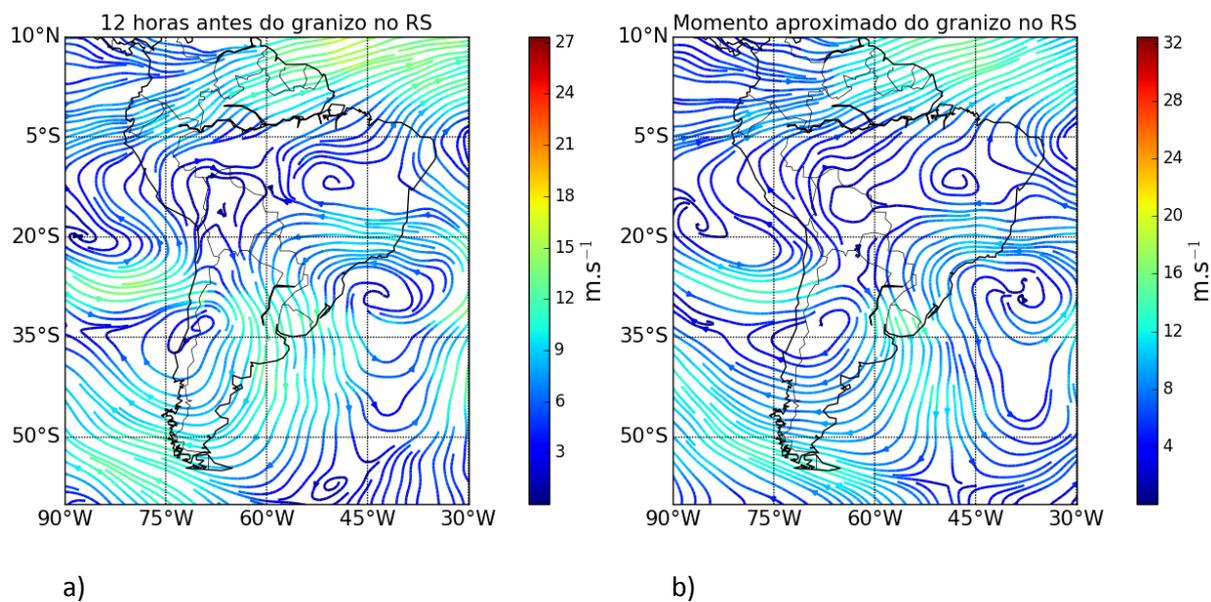
Já para os 4 casos de granizo de SC, no campo de vento médio em 200 hPa (Figura 5.11) nota-se uma forte difluência nos dois instantes, acentuando-se no momento do granizo (Figura 5.11a) exatamente sobre o estado de SC. O escoamento em altos níveis da atmosfera é extremamente favorável às condições de instabilidade, já que a forte difluência implica na retirada de massa neste nível, favorecendo a formação de movimentos verticais ascendentes nos níveis mais baixos, fator crucial no desenvolvimento destas intensas tempestades. Nota-se a presença do jato em altos níveis (valores de velocidade média do vento acima de 70 m s^{-1}). Este resultado é reforçado nos mapas de anomalias do vento em 200 hPa nos mapas de anomalias do vento em 200 hPa (Figura 5.12), os quais mostram forte difluência no escoamento sobre SC. A região de circulação ciclônica ao sul de 50°S também é evidente em 200 hPa, sugerindo que esta circulação está presente em todos os níveis da atmosfera, ou seja, o ciclone está ocluído e nota-se a frente estacionária sobre o RS.

Figura 5.9 – Linhas de corrente para o vento médio em 200hPa em $m\ s^{-1}$ para as 12 tempestades de granizo no Rio Grande do Sul (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo.



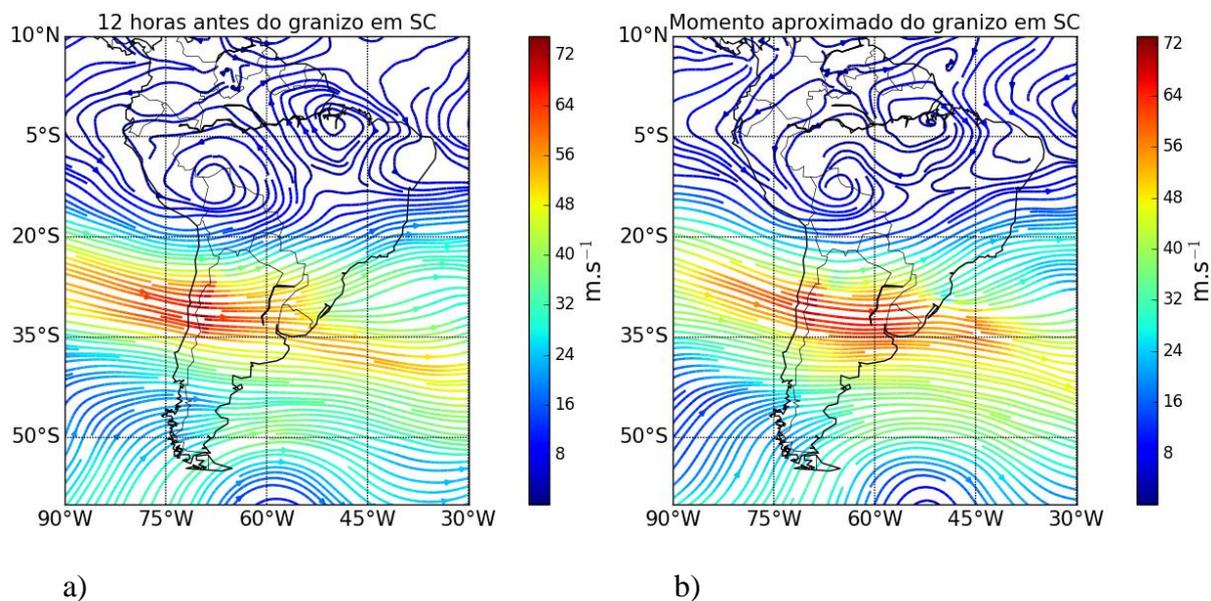
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.10 – Idem à Figura 5.9, exceto para a anomalia do vento médio em 200hPa.



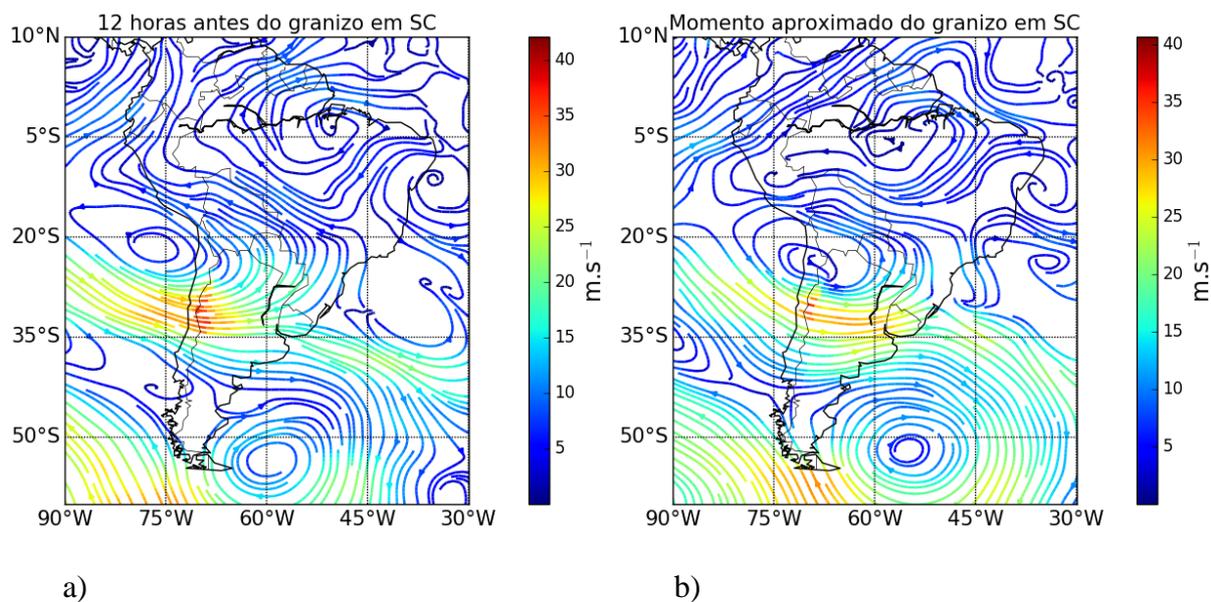
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.11 – Linhas de corrente para o vento médio em 200hPa em m s^{-1} para as 4 tempestades de granizo em Santa Catarina (a) 12 horas antes do granizo e (b) momento aproximado do granizo.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.12 – Idem à Figura 5.11, exceto para a anomalia do vento médio em 200hPa.



Fonte: Produção do autor.

As análises sinóticas permitiram avaliar quais os processos de escala sinótica dominam no desenvolvimento destas intensas tempestades de granizo, tornando fundamental o conhecimento destes padrões sinóticos para a previsão de tempo operacional, pois, através destes padrões é possível identificar potenciais situações de riscos de tempestades de granizo nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Estes padrões podem ser diagnosticados nos modelos numéricos de previsão de tempo e a partir desta identificação de situações potenciais de risco de granizo (i.e., uma perspectiva de tempo severo, ou *severe weather outlook*, em inglês) deverá ser feito o monitoramento local, através dos dados de radares meteorológicos e sensores de descargas elétricas (i.e., previsão imediata de tempo, ou, *nowcasting*, em inglês), como mostrado a seguir.

6 CARACTERÍSTICAS DA ESTRUTURA DA PRECIPITAÇÃO E DA ELETRIFICAÇÃO DAS TEMPESTADES DE GRANIZO NO SUL DO BRASIL

Este capítulo mostra as características físicas e elétricas das mesmas tempestades de granizo dos padrões sinóticos discutidos acima (Capítulo 5). As tempestades foram rastreadas de acordo com a metodologia descrita na Seção 3.2.3, a qual foi adaptada para um rastreamento manual conforme explicado nos resultados da Seção 6.1. A exemplo do capítulo anterior (Capítulo 5), as características da precipitação e eletrificação das tempestades são apresentados de forma estatística (Seções 6.2 e 6.3).

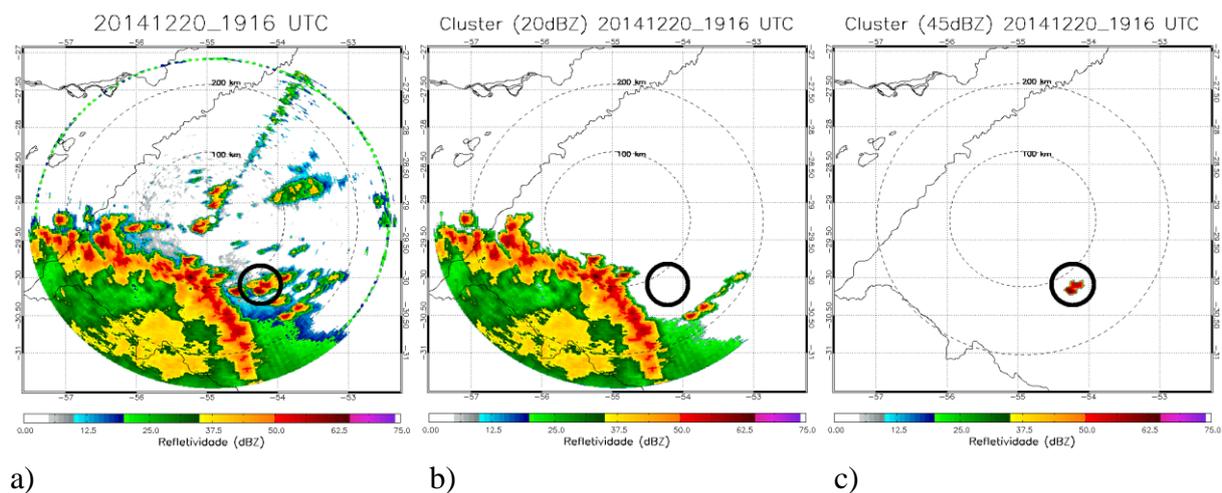
Os resultados apresentados a seguir serviram de base para o conhecimento dos processos físicos (microfísicos e elétricos) das tempestades associadas à precipitação de granizo nos estados do RS e SC durante o ciclo de vida destas tempestades na área de cobertura do radar meteorológico (Seção 6.2). Já o ciclo de vida da atividade elétrica das tempestades foi analisado de forma independente (Seção 6.3), não se limitando à área de cobertura do radar meteorológico, onde também foi avaliado o rápido aumento da atividade elétrica no interior das tempestades produtoras de granizo.

6.1. Considerações sobre o rastreamento das tempestades com o ForTraCC-Radar

Após selecionar os 16 casos de ocorrência de granizo da Tabela 3.1, foi utilizado o algoritmo ForTraCC-Radar (Seção 3.2.3) com o limiar mínimo de detecção de 35 ou 45 dBZ para uma altura constante de 2 km (radar Santiago/RS) e 3 km (radar Morro da Igreja/SC) no produto CAPPI do radar meteorológico. A escolha de utilizar dois limiares para detecção e rastreamento dos sistemas convectivos foi utilizada com o objetivo de isolar o núcleo convectivo (*cluster*) da tempestade que gerou o granizo, pois, em alguns casos, estes núcleos convectivos estavam embebidos em sistemas convectivos multicelulares. Após a análise dos clusters gerados pelo ForTraCC-Radar foi possível detectar muitas falhas no algoritmo (devido ao método de sobreposição de imagens) na geração das famílias de clusters, ou seja, na hora de agrupar os clusters para gerar seus possíveis ciclos de vida. Para contornar esta ‘falha’ do algoritmo no agrupamento dos clusters, foi rastreado individualmente cada cluster e então agrupados de forma manual, onde seguiu-se o sistema de interesse (sistema convectivo que gerou granizo) e não o sistema que teve maior sobreposição de área. Este procedimento foi adotado a fim de garantir o rastreamento do ciclo de vida do sistema convectivo em questão. Contudo, quando comparada a evolução temporal e espacial do cluster do SCM, não

era condizente com os locais e horários de ocorrência do granizo, pois o rastreamento automático do ForTraCC-Radar considera o maior cluster (SCM) em cada passo de tempo e isso acarretou na perda das células menores que se desenvolviam na vanguarda do SCM. Estas células menores (muito intensas e profundas) são as geradoras da precipitação de granizo. A Figura 6.1a mostra a refletividade do radar Banda-S de Santiago/RS para o dia 20 de dezembro de 2014 às 1916 UTC e o círculo preto mostra o local onde formou-se a célula isolada, mas muito intensa, na vanguarda do SCM. Mesmo sem os registros oficiais de tempo severo no Brasil é possível determinar o horário do granizo, em alguns casos, pelas reportagens e notícias de mídias sociais aliados a pertinência dos dados dos radares meteorológicos e dos dados de raios totais das tempestades que geraram o granizo. Com o horário exato da precipitação de granizo é possível determinar que a célula isolada foi a deflagradora do granizo e está de acordo com o horário e o local da queda do granizo no município de São Gabriel/RS. A Figura 6.1b mostra o SCM rastreado automaticamente pelo ForTraCC-Radar utilizando o limiar mínimo de detecção de 20 dBZ, enquanto a Figura 6.1c mostra o cluster (limiar mínimo de detecção de 35 ou 45 dBZ) que gerou a precipitação de granizo e foi rastreado manualmente.

Figura 6.1 – (a) Refletividade (dBZ) do radar de Santiago/RS para o dia 20 de dezembro de 2014 às 1916 UTC, (b) refletividade do SCM (≥ 20 dBZ) identificado automaticamente pelo ForTraCC-Radar e (c) refletividade do real cluster (≥ 35 ou 45 dBZ) que gerou granizo na superfície.



Fonte: Produção do autor.

As células isoladas muito intensas e profundas (mostradas a seguir) que, desenvolvem-se na vanguarda do SCM (como se observa na Figura 6.1a), neste momento, não fazem parte do SCM como nota-se na Figura 6.1b. Então, após identificar que as células menores e isoladas eram as células associadas à precipitação de granizo, foi feito um rastreamento, também de forma manual, para estas células (buscando sempre coincidir o horário e local aproximado da ocorrência do fenômeno) e não o rastreamento do SCM, que até esta análise era potencialmente o principal deflagrador do granizo. Desta maneira, para atingir os objetivos do estudo, a análise foi feita através de estudos de casos de tempestades que produziram granizo.

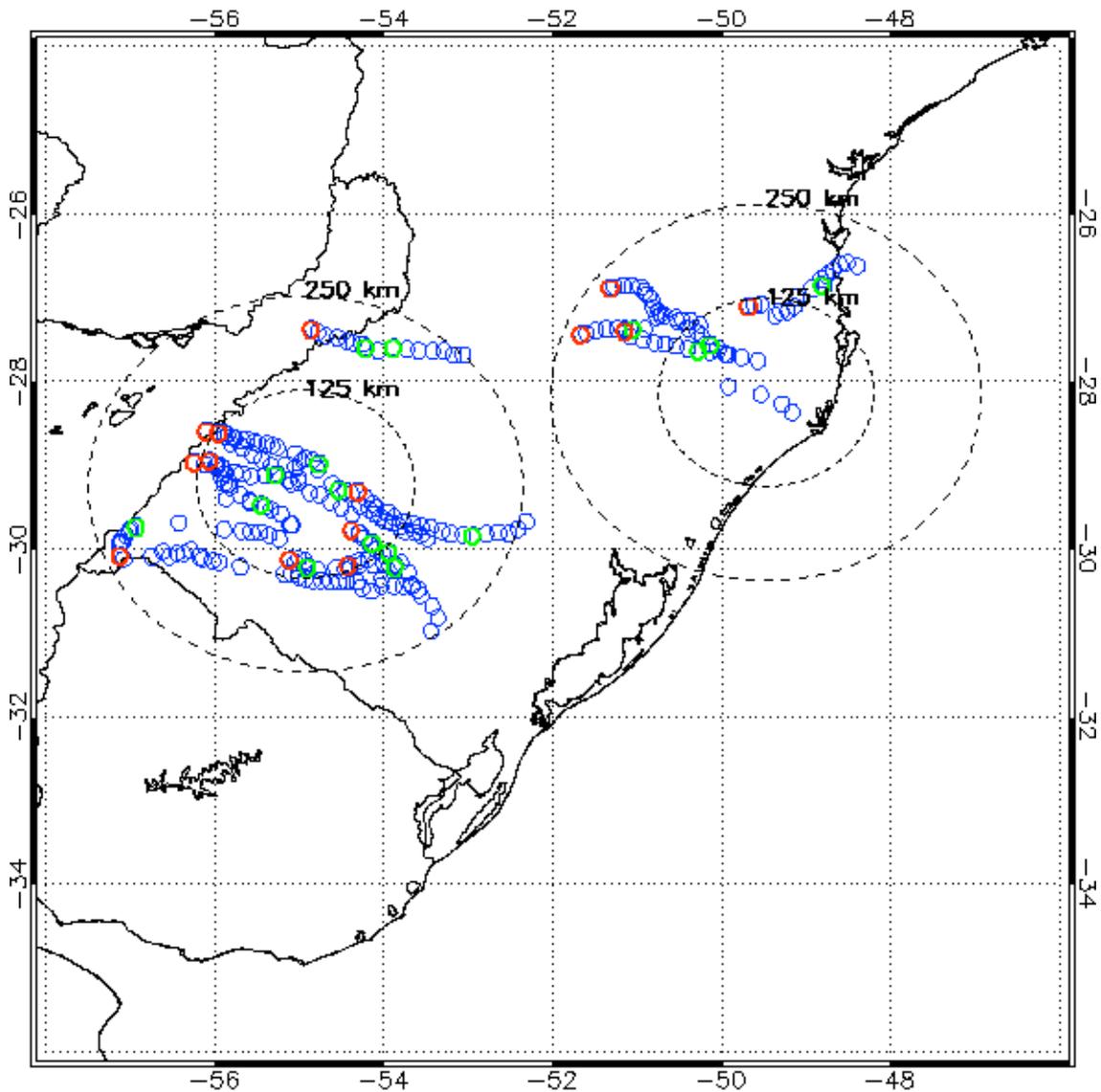
6.2. Características estatísticas das 16 tempestades de granizo combinando a física da precipitação e a eletrificação

Figura 6.2 mostra as trajetórias das 16 tempestades convectivas do RS e SC, geradoras de granizo em superfície, identificados com o ForTraCC-Radar e rastreados manualmente conforme descrito na Seção 6.1. Nesta Figura, os círculos em vermelho, representam o centróide do primeiro eco de 35/45 dBZ do sistema convectivo e, os círculos azuis, representam o centróide do cluster durante o ciclo de vida dos sistemas convectivos, sendo rastreado até o último eco de 35/45 dBZ daquele sistema convectivo identificado pelo algoritmo ForTraCC dentro da área de cobertura dos radares meteorológicos Banda-S de Morro da Igreja/SC e Santiago/RS.

Este mapa das trajetórias das células que, iniciam-se, em sua maioria, de maneira isolada, confirma a grande influência do fluxo em baixos níveis para a manutenção e propagação destas intensas tempestades de granizo. Este tipo de análise permite determinar a principal direção de propagação das células geradoras de granizo que é de NW/SE, evidenciando um papel importante do fluxo em baixos níveis (850 hPa – Figuras 5.1b, 5.3b, 5.14 e 5.16) mostrado anteriormente no capítulo 5. Estas células, ao longo de seu ciclo de vida, ‘pulsam’ várias vezes, ou seja, apresentam vários picos, sugerindo que este fluxo de baixos níveis é fundamental para a manutenção destas tempestades convectivas.

Figura 6.2 – Trajetórias das 16 tempestades de granizo rastreadas baseado no centróide dos clusters identificados pelo ForTraCC-Radar e rastreados manualmente (Seção 6.1). O cluster que iniciou o rastreamento é identificado na cor vermelha e os demais momentos na cor azul, sendo que o momento do granizo está na cor verde. Os círculos tracejados indicam os raios de 125 e 250 km de cobertura dos radares de Santiago no RS e de Morro da Igreja em SC.

Trajetoária das tempestades 16 casos de granizo



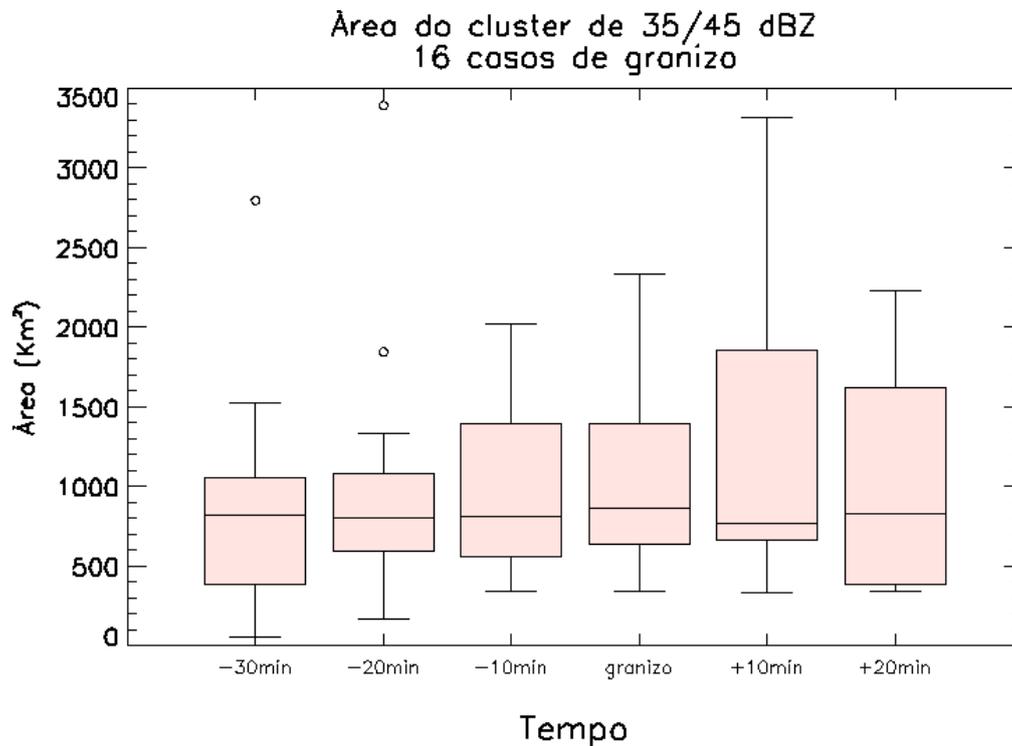
- início do ciclo de vida das tempestades
- trajetória dos clusters de refletividade
- momento em que o cluster gerou granizo

Fonte: Produção do autor.

Para entender melhor as propriedades físicas de sistemas convectivos mais isolados, foram analisadas (quantitativa e qualitativamente) as características macrofísicas das 16 tempestades rastreadas para esta pesquisa, durante 1 hora, sendo 30 minutos antes até 20 minutos depois da queda do granizo em superfície.

A Figura 6.3 mostra a área (km^2) dos clusters de 35 ou 45 dBZ, rastreados para as 16 tempestades analisadas, durante 1 hora. Este resultado, baseado na dispersão das amostras, mostra que as células convectivas geradoras de granizo, de modo geral, aumentam sua área pelo menos 30 minutos antes até 10 minutos após o granizo. A mediana no boxplot apresenta um leve crescimento, entre 800-900 km^2 , 30 minutos antes até o momento do granizo, seguida por um decréscimo para pouco abaixo de 800 km^2 . Estes valores mostram que as células de tempestade são relativamente pequenas quando comparadas, por exemplo, com os Sistemas Convectivos de Mesoescala. Estas células isoladas apresentam diâmetro circular menor que 30 km segundo a mediana de 900 km^2 . O percentil de 75% fica ligeiramente acima de 1000 km^2 durante os tempos de -30 e -20 minutos antes do granizo. Ainda para o percentil de 75% do boxplot, os valores aumentam para ~1400 km^2 10 minutos antes e no momento do granizo. Logo após o granizo (+10 minutos), o percentil de 75% salta para aproximadamente 1850 km^2 , evidenciando o crescimento do sistema convectivo em mesoescala. No momento da queda do granizo, 50% dos casos, apresentaram área entre 650-1400 km^2 e 10 minutos depois, 50% dos casos, já apresentam área entre 700-1850 km^2 .

Figura 6.3 – Diagrama boxplot da área (km^2) dos clusters de 35/45dBZ das 16 tempestades de granizo rastreadas.



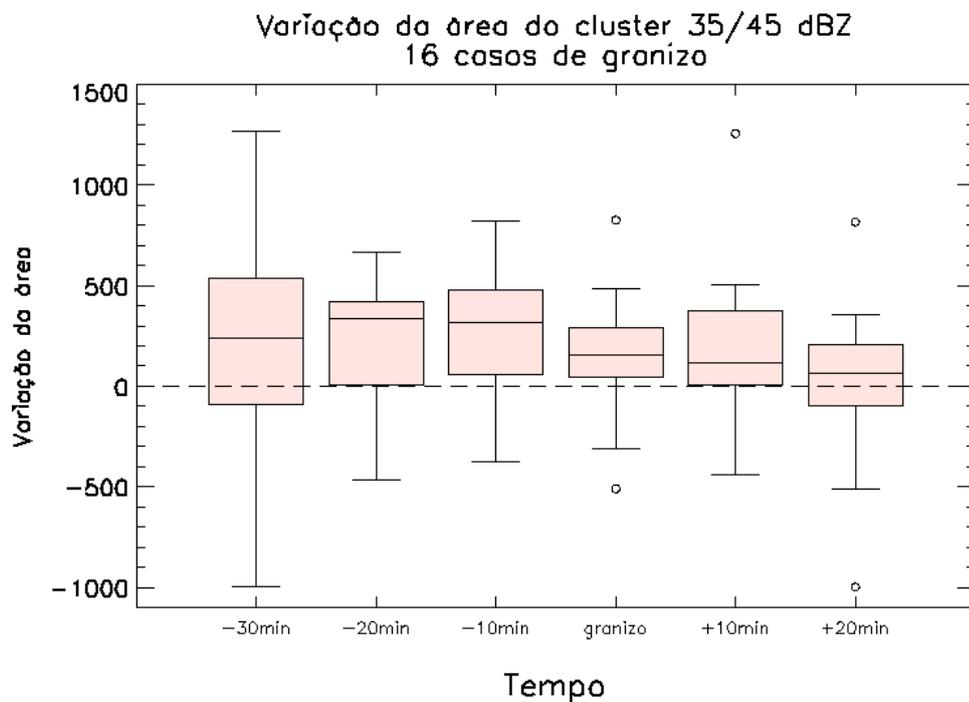
Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.4 mostra o boxplot da variação temporal, a cada 10 minutos, da área dos clusters convectivos de 35/45 dBZ das 16 tempestades de granizo durante 1 hora do seu ciclo de vida. Esta figura mostra que a mediana da área das tempestades convectivas aumenta aproximadamente de 250 até 350 vezes nos primeiros dois passos de tempo (de -30 para -20 minutos antes do granizo), em seguida, do momento -10 minutos até +20 minutos os valores da mediana diminuem de +325 para +50 vezes, mostrando um crescimento mais lento do sistema convectivo nesta etapa do seu ciclo de vida. No momento do granizo 50% dos dados apresentam crescimento da sua área entre +50 até +300 vezes. No momento +20 minutos, o percentil de 0-25% se torna negativo, sua área diminui entre -500 até -100 vezes e o percentil 75% é o menor em comparação aos outros tempos do ciclo de vida das tempestades. Constatase que, de forma geral, as tempestades convectivas crescem de forma mais acentuada até 10 minutos antes do granizo e, após este momento, as tempestades crescem mais lentamente até +20 minutos.

A Figura 6.5 mostra o boxplot da velocidade de propagação (km/h) dos centróides das tempestades convectivas durante 1 hora do seu ciclo de vida. Percebe-se, pela análise da

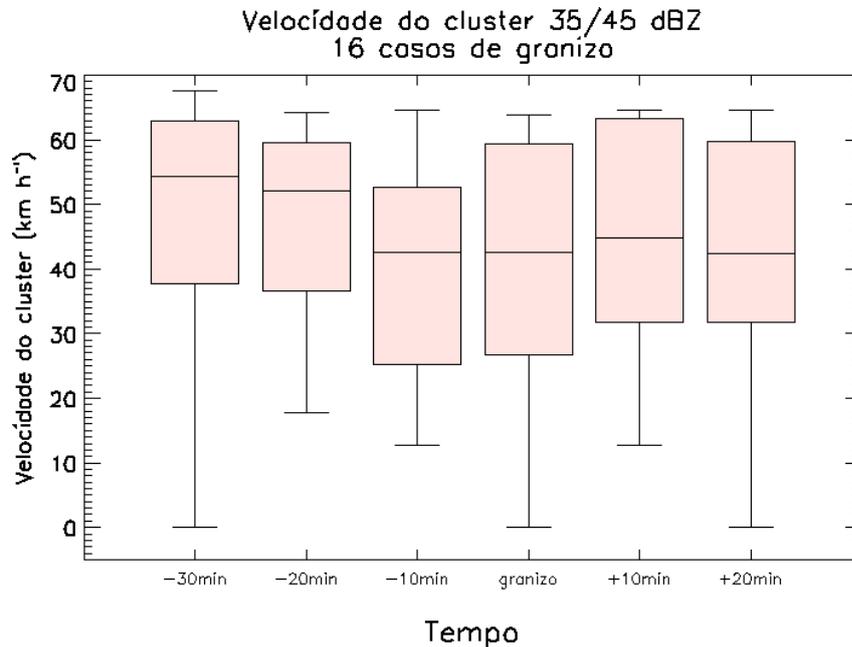
mediana, a diminuição da velocidade de propagação dos sistemas de -30 minutos até -10 minutos antes do granizo de 55 para 43 km/h. Neste momento (-10 minutos), os valores da mediana são praticamente constantes e o percentil de 25% mostra uma tendência de aumento da velocidade de propagação. Do momento -30 minutos até o momento -10 minutos do granizo, 50% dos casos (entre o percentil de 25%-75%), apresentam uma desaceleração na velocidade de propagação. Esta propriedade macrofísica possivelmente deve-se ao fato da aproximação do sistema convectivo de maior tamanho que atua como uma barreira física consequentemente desacelerando o vento.

Figura 6.4 – Diagrama boxplot da variação da área dos clusters de 35/45dBZ das 16 tempestades de granizo rastreadas.



Fonte: Produção do autor.

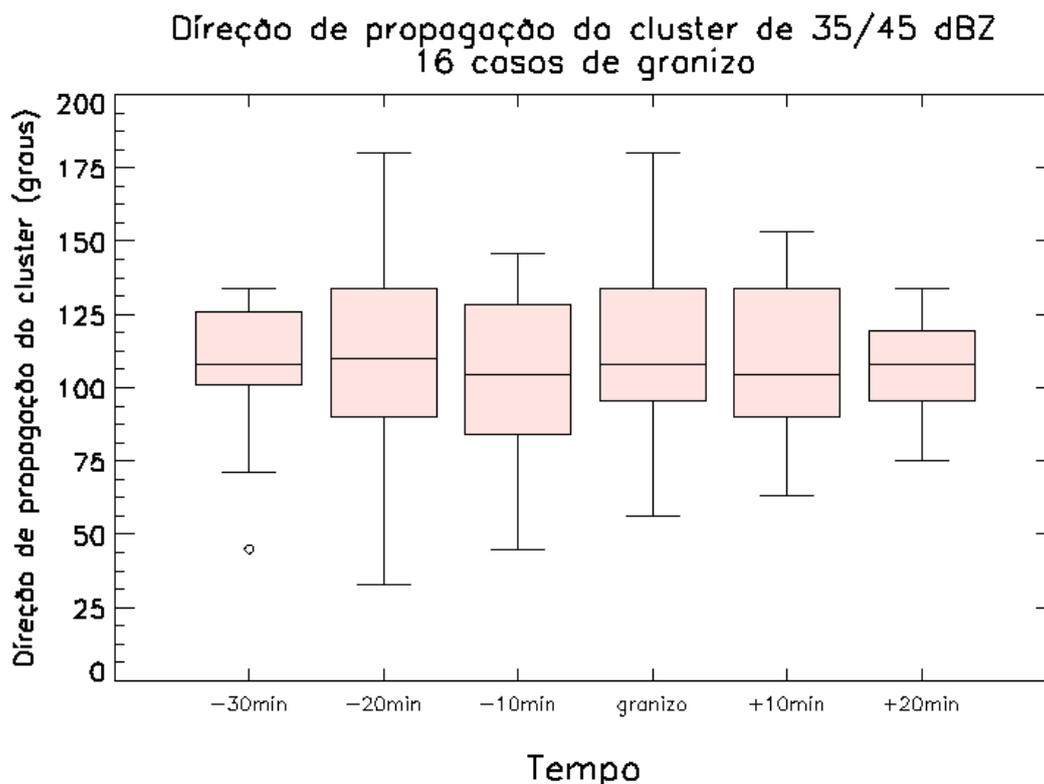
Figura 6.5 – Diagrama boxplot da velocidade (km h^{-1}) dos clusters de 35/45 dBZ das 16 tempestades de granizo rastreadas.



Fonte: Produção do autor.

Ainda seguindo no entendimento das características macrofísicas das intensas tempestades de granizo, a Figura 6.6 mostra a direção de propagação dos centróides das 16 tempestades de granizo, durante 1 hora. Nota-se que as tempestades apresentam um quadrante bem definido para a direção de propagação, onde a maioria dos dados amostrados (percentil entre 25%-75%) concentra-se em uma faixa de valores entre 100° e 130° . Estes valores da direção de propagação das tempestades convectivas recorrem a um sentido preferencial, do quadrante noroeste para o quadrante sudeste, conforme já mostrado na Figura 6.2. A análise de 1 hora permite identificar que não há uma grande variação na direção da propagação dos sistemas convectivos, mas evidencia o papel do intenso fluxo de NW/SE em baixos níveis (850 hPa) para a manutenção e a propagação dos sistemas convectivos associados a granizo. No capítulo anterior (Figuras 5.1b, 5.3b, 5.14 e 5.16), foi demonstrada a presença e salientada a importância do fluxo de NW/SE em baixos níveis para o desenvolvimento de intensas tempestades na região Sul do Brasil.

Figura 6.6 – Diagrama boxplot da direção de propagação (°) dos clusters de 35/45dBZ das 16 tempestades de granizo rastreadas.



Fonte: Produção do autor.

Seguindo na busca pelo conhecimento das propriedades físicas das tempestades de granizo, a seguir, são apresentados os resultados das características da estrutura da precipitação e elétricas das 16 tempestades de granizo durante o seu ciclo de vida.

A Figura 6.7 mostra o ciclo de vida das 16 tempestades de granizo através das variáveis conteúdo integrado de água líquida – VIL (linhas azuis contínuas), conteúdo integrado de gelo – VII (linhas azuis pontilhadas) e os raios totais (linha vermelha contínua). O asterisco preto representa o momento do registro do granizo em superfície. O eixo das ordenadas à esquerda representa os valores de VIL/VII, em kg m^{-2} , sendo a média de 3x3 pixels ao redor do pixel de maior valor (Seção 3.2.3) e o eixo das ordenadas à direita representa a quantidade de raios totais (IC e CG) acumulados a cada 10 minutos (mesmo intervalo de tempo entre as varreduras dos radares meteorológicos). O eixo das abscissas mostra o horário (UTC) da duração do ciclo de vida do sistema dentro da área de cobertura dos radares meteorológicos (i.e., os sistemas podem ter iniciado e/ou terminado fora da cobertura do radar, como será efetivamente mostrado na Seção 6.3).

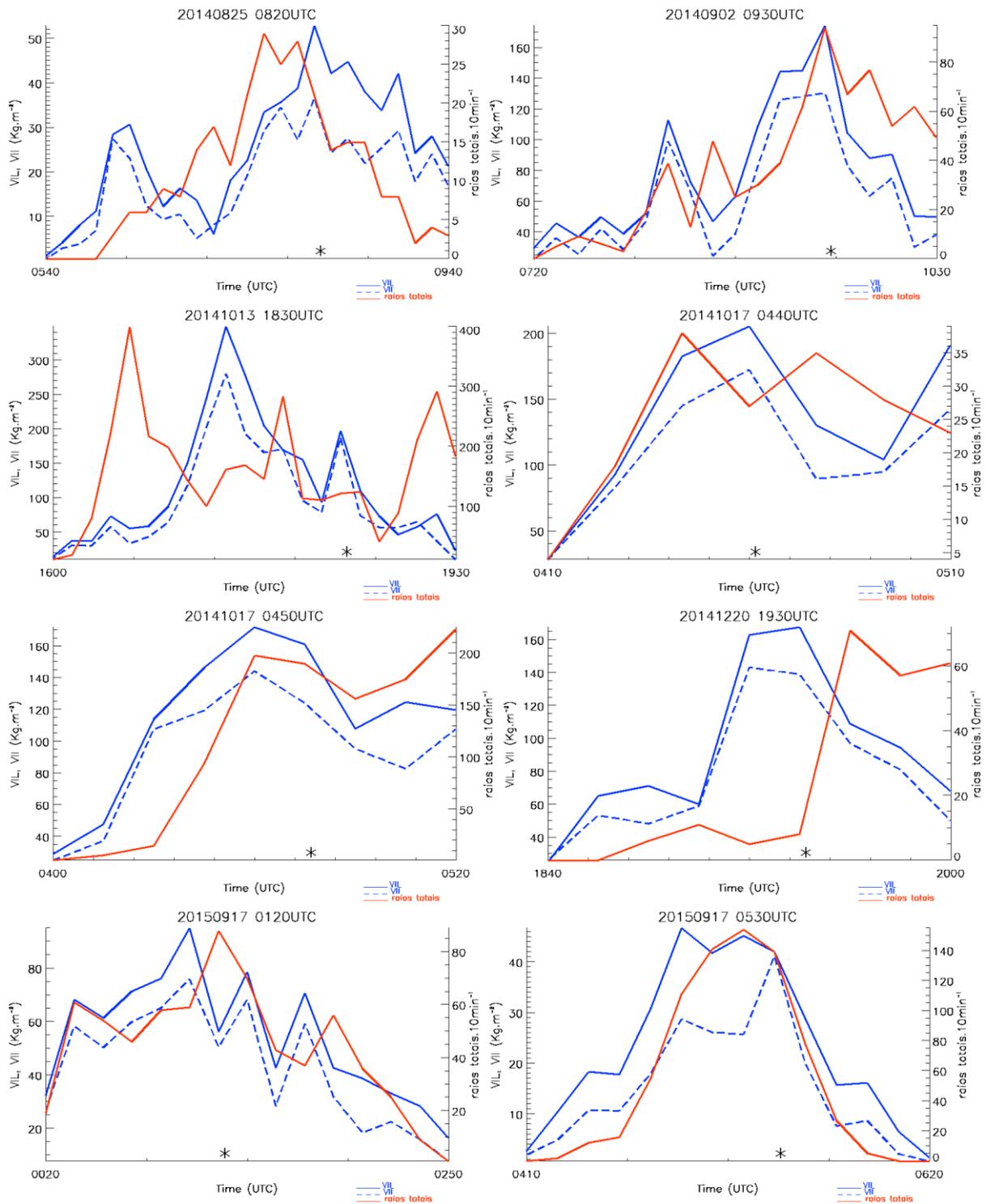
Além da peculiaridade de as células convectivas geradoras de granizo serem, em sua maioria, células isoladas (Figura 6.3 e 6.4) e muito profundas (a ser mostrado na Figura 6.8 e 6.9), também apresentam um crescimento muito explosivo, como observado através do rápido aumento do conteúdo integrado de água líquida, conteúdo integrado de gelo e subsequente um disparo (aumento abrupto) na taxa de raios totais, para todos os 16 casos de granizo, apresentados a seguir. Outra característica encontrada nestas tempestades do Sul do Brasil é que apresentam ‘pulsos’ ao longo do seu ciclo de vida, como observado para a maioria dos casos aqui apresentados. Estes picos dos parâmetros microfísicos e elétricos, utilizados para avaliar o ciclo de vida das tempestades, estão associados às novas células convectivas que surgem na vanguarda do sistema maior, onde, neste momento, já apresentam uma organização em mesoescala (visto pelo radar meteorológico). Estas novas células convectivas também são células isoladas, intensas e profundas. A observação destes processos físicos sugere que o sistema convectivo maior, ao longo do ciclo de vida, vai sendo regenerado através da fusão com células convectivas menores e, em alguns casos, podendo se fundir com várias células menores gerando um SCM. Isto será demonstrado nos estudos de caso das Seções 7.1 e 7.2.

Na Figura 6.7 pode-se observar que após o aumento abrupto das variáveis aqui analisadas, tem-se o momento da precipitação de granizo em superfície (asterisco preto). Alguns casos de sistemas convectivos menores e bem isolados, após o registro do fenômeno na superfície, os parâmetros VIL, VII e os raios totais decaem rapidamente, sugerindo o enfraquecimento da corrente ascendente, que diminui rapidamente a produção de hidrometeoros e a taxa de raios totais, dentro da nuvem. O restante dos casos apresentados, onde a produção de hidrometeoros diminui mais lentamente, são os sistemas convectivos que apresentam um ciclo de vida com maior tempo de duração (e.g., o evento do dia 19 de novembro de 2015).

Foi possível determinar, baseado em 16 casos de tempestades de granizo, que a maior produção de hidrometeoros dentro da nuvem ocorre em curtos intervalos de tempo e, na maioria dos casos, geralmente antes do sistema convectivo atingir sua maturação (neste estudo, máxima área do sistema convectivo rastreado). O maior crescimento dos hidrometeoros, tanto em volume quanto em tamanho, nestes casos ocorreram antes ou até o momento da queda de granizo. A utilização das variáveis VIL e VII permitiu este tipo de análise, pois são variáveis integradas verticalmente na atmosfera. Mudanças abruptas nestas variáveis são fortes indicadores do fortalecimento ou decaimento da corrente de ar ascendente dentro do sistema convectivo.

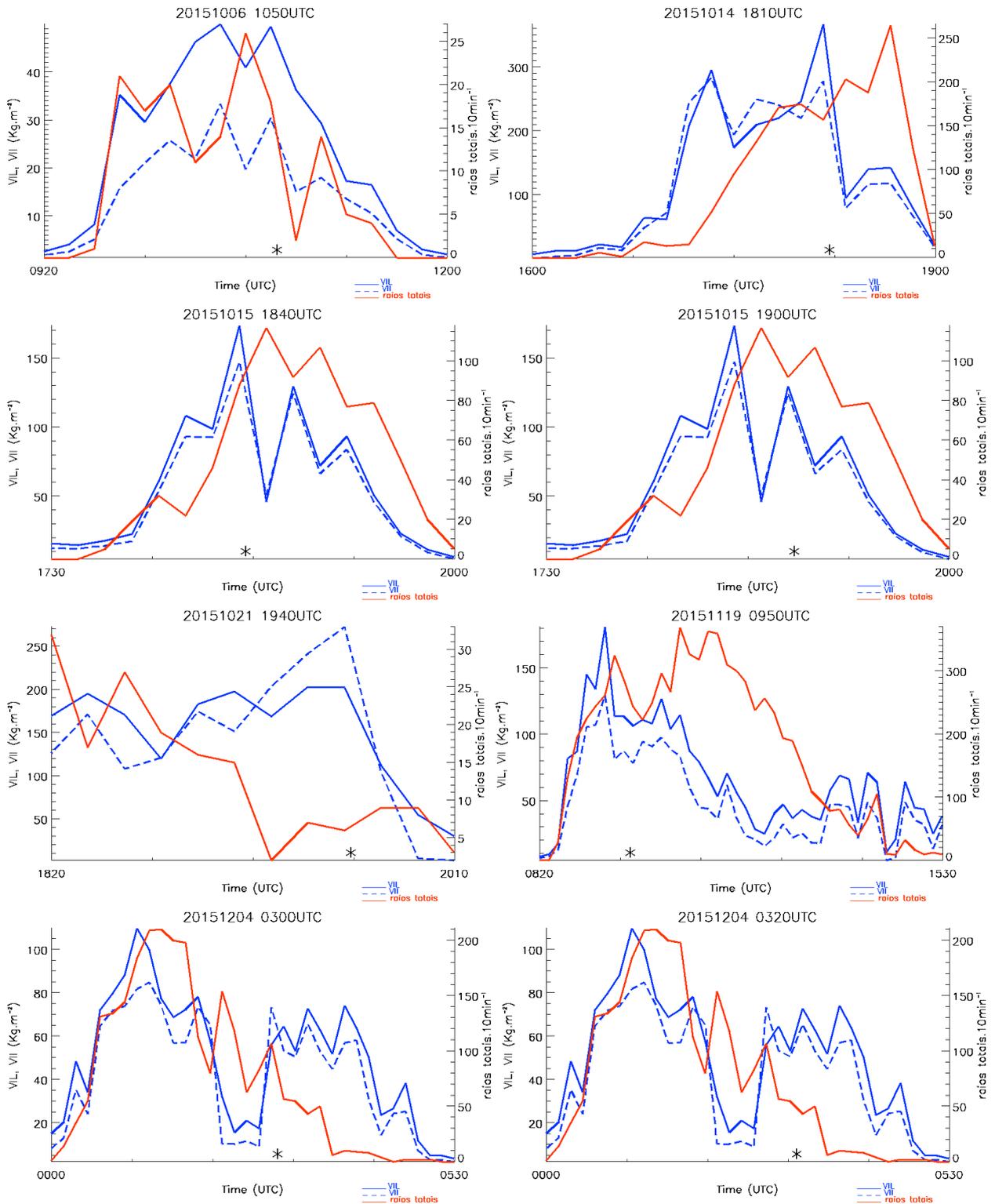
Ainda na Figura 6.7, podemos observar que a atividade elétrica associada a estes sistemas convectivos apresentou um rápido aumento na taxa de raios totais acumulados em intervalos de tempo de 10 minutos para todos os casos apresentados. Ao utilizar os dados de descargas elétricas atmosféricas, em sinergia no espaço e no tempo, com os dados dos radares meteorológicos foi possível avaliar, através das informações microfísicas durante o ciclo de vida das tempestades que, logo em seu surgimento, há um rápido aumento do conteúdo integrado de água líquida, seguido por um aumento, na mesma proporção do conteúdo integrado de gelo dentro da nuvem de tempestade. Observa-se um salto na atividade elétrica após (poucos minutos) o aumento abrupto na produção de grandes hidrometeoros (altos valores de refletividade entre 6-10 km). Este salto na atividade elétrica está diretamente ligado à intensidade da corrente ascendente, a qual modula diretamente a produção de precipitação e gelo (observado no ciclo do VIL e VII) e conseqüentemente governa a atividade elétrica dentro da tempestade. Esta grande produção de hidrometeoros e subsequente salto na atividade elétrica é um padrão típico observado em tempestades severas. Os dados apresentaram concordância espacial e temporal, já que são de fontes totalmente distintas. Os valores de raios totais, acumulados a cada 10 minutos, variaram aproximadamente entre 30 e 250 raios totais para os 16 sistemas rastreados. No geral, os máximos de raios totais acumulados em 10 minutos variaram entre 29 e 284 raios totais para as tempestades convectivas analisadas. Este máximo de raios totais foi verificado minutos antes (quantificado na seção 6.3) da observação do granizo em superfície, evidenciando o potencial da rede de descargas elétricas no monitoramento de fenômenos meteorológicos de alto impacto, como a precipitação de granizo.

Figura 6.7 – Ciclo de vida do conteúdo integrado de água líquida (VIL – linha contínua azul), conteúdo integrado de gelo (VII – linha pontilhada azul) e raios totais (linha contínua vermelha) das 16 tempestades de granizo rastreadas. O asterisco preto representa o momento do registro do granizo na superfície.



continua

Figura 6.7 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

Acima, foi demonstrado o comportamento das características microfísicas das 16 tempestades de granizo durante o ciclo de vida dos sistemas convectivos dentro da área de cobertura dos radares meteorológicos. Seguindo na busca para entender os processos físicos destas intensas tempestades é apresentado, qualitativa e quantitativamente, as características microfísicas da estrutura vertical da precipitação das 16 tempestades de granizo durante 1 hora do seu ciclo de vida, ou seja, 30 minutos antes até 20 minutos depois da queda do granizo, através do diagrama CFAD (*Contour Frequency by Altitude Diagrams*, em inglês) (Seção 3.2.3).

A Figura 6.8 mostra o CFAD do conteúdo integrado de água líquida (VIL) para uma amostra de 9 perfis de refletividade ao redor do valor máximo de VIL, totalizando 144 perfis de refletividade (dBZ) em cada passo de tempo. Na Figura 6.8, nota-se que nos 30 minutos que antecedem a queda do granizo 25 a 30% dos valores de refletividade variam entre 50-60dBZ até a isoterma de 0°C (~4,5km de altura). Há também uma maior frequência, aproximadamente 25-30% da amostra, que possuem valores de refletividade de 55-60dBZ entre o nível de 0°C (~4,5km de altura) até a isoterma de -20°C (~7km de altura). Neste momento sugere-se que o sistema convectivo apresenta uma zona de fase mista bem desenvolvida, com altos valores de refletividade (55-60dBZ) entre as isotermas de 0°C e -20°C. As tempestades, 30 minutos antes da queda do granizo, apresentam elevada concentração de *graupel*, ou seja, os embriões do granizo, além de uma zona de fase líquida bem desenvolvida, que favorece o crescimento das pedras de granizo. A presença de água líquida super-resfriada acompanhada da disponibilidade de gelo (pequenos hidrometeoros) têm-se os ingredientes necessários para a formação de grandes pedras de granizo (Seção 2.1).

Ainda na Figura 6.8, em 20 minutos antes do granizo, têm-se uma rápida intensificação da corrente ascendente, ingrediente dinâmico que faltava para o crescimento do *graupel* para o granizo. A maior frequência (~30%) dos valores de refletividade, para os pixels que contém os maiores valores de conteúdo integrado de água líquida, aumentam em relação ao passo de tempo anterior para valores de refletividade entre 58 e 65dBZ desde o nível de 2km até 10km de altura (isoterma de -40°C). Entre 10 e 13km de altura, os valores de refletividade tendem a diminuir devido ao fato de que os hidrometeoros diminuem de tamanho nestas alturas. Do momento -30 para -20 minutos do granizo é possível determinar uma rápida intensificação da corrente ascendente, visto pela grande produção de hidrometeoros que ocorre em alturas maiores. O CFAD do máximo VIL em -20 minutos do granizo apresenta altos valores de refletividade entre 60 e 65dBZ, com aproximadamente 30% da amostra com estes valores de

refletividade na camada entre 8 e 9km de altura. A corrente ascendente é capaz de advectar o *graupel* para altitudes mais elevadas, sugerindo, neste momento, um crescimento abrupto do tamanho dos hidrometeoros dentro da zona de fase mista e da zona de gelo das tempestades.

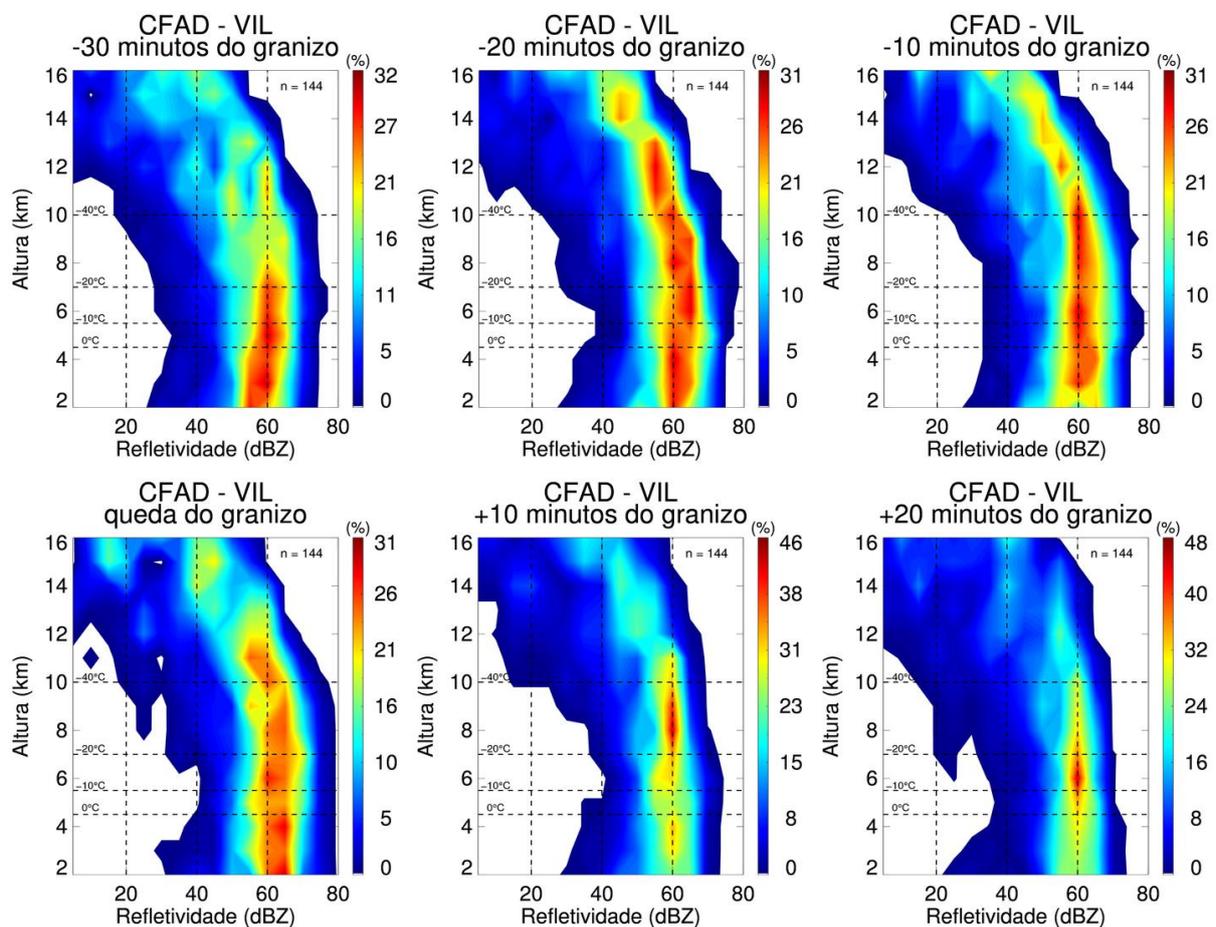
Para o momento -10 minutos antes do granizo (Figura 6.8), a maior frequência de ocorrência (25-30%) dos valores de refletividade estão concentrados em um intervalo entre 55 e 65dBZ, em uma coluna que se estende de 3 a 11km de altura, sugerindo perfis de refletividade muito intensos dentro de zonas de fase líquida, zona de fase mista e zona da fase de gelo. Em relação ao passo de tempo anterior (-20 minutos) o perfil onde se observa as maiores frequências é mais estreito, mas que ainda apresenta altos valores de refletividade, sugerindo a presença de grandes hidrometeoros dentro das tempestades. A maior frequência (~30%) dos valores de refletividade, neste momento, estão em torno de 60dBZ, apresentando seu máximo dentro da zona de fase mista, entre -10°C e -20°C. Nota-se que há uma diminuição da frequência de altos valores de refletividade em 2km de altura, estando associado a sustentação dos hidrometeoros em altitudes mais elevadas devido à atuação da forte corrente ascendente.

No momento do granizo, o CFAD de VIL (Figura 6.8) mostra um aumento da frequência dos valores de refletividade (60 a 65dBZ) em 2km de altura, o que está associado à precipitação do granizo em superfície. Existem outros dois máximos da frequência dos valores de refletividade, um logo abaixo de 0°C (entre ~3,5 e 4,5km), com valores em torno de 65dBZ, que estão associados ao derretimento dos cristais e das pedras de gelo, onde somente devido à mudança de fase da água de gelo para líquido há um ganho de ~7dBZ pois o radar sempre considera que a água está na fase líquida. Outro máximo, entre -10°C e -20°C, também é observado indicando ainda a presença de pedras de granizo, porém muitos menores em relação aos dois passos de tempo anteriores.

Após o registro de granizo na superfície, +10 minutos, nota-se uma queda abrupta dos valores de refletividade dos perfis verticais analisados na Figura 6.8. Apresenta uma frequência de valores de refletividade, em torno de 25%, próximos a 60 dBZ entre 2km de altura até a isoterma de -20°C (7km). Estes altos valores de refletividade estão associados à precipitação em forma líquida, ainda que apresentem altos valores de refletividade. Já na camada entre -20°C (7km) e -40°C (10km) apresenta frequência em torno de 40-45% para valores de refletividade de 60dBZ. Os cristais de gelo que foram advectados, pela intensa corrente ascendente, para o topo das tempestades começam a cair dentro da nuvem, pois, neste

momento, não há mais a atuação de um mecanismo físico que sustente os cristais de gelo suspensos. Este processo físico, que ocorre dentro da nuvem de tempestade, é reforçado nas análises posteriores ao evento de granizo. A frequência máxima tem valores de refletividade em torno de 60dBZ entre 7 e 10km em +10 minutos e entre 5,5 e 7km em +20 minutos, evidenciando a descida deste ‘bolsão’ de gelo devido ao rápido enfraquecimento da corrente de ar ascendente.

Figura 6.8 – CFAD (*Contour Frequency by Altitude Diagrams*) de 3x3 perfis verticais de refletividade do radar, centrado no pixel de maior valor de VIL a cada 10 minutos durante 1 hora do ciclo de vida das 16 tempestades de granizo.



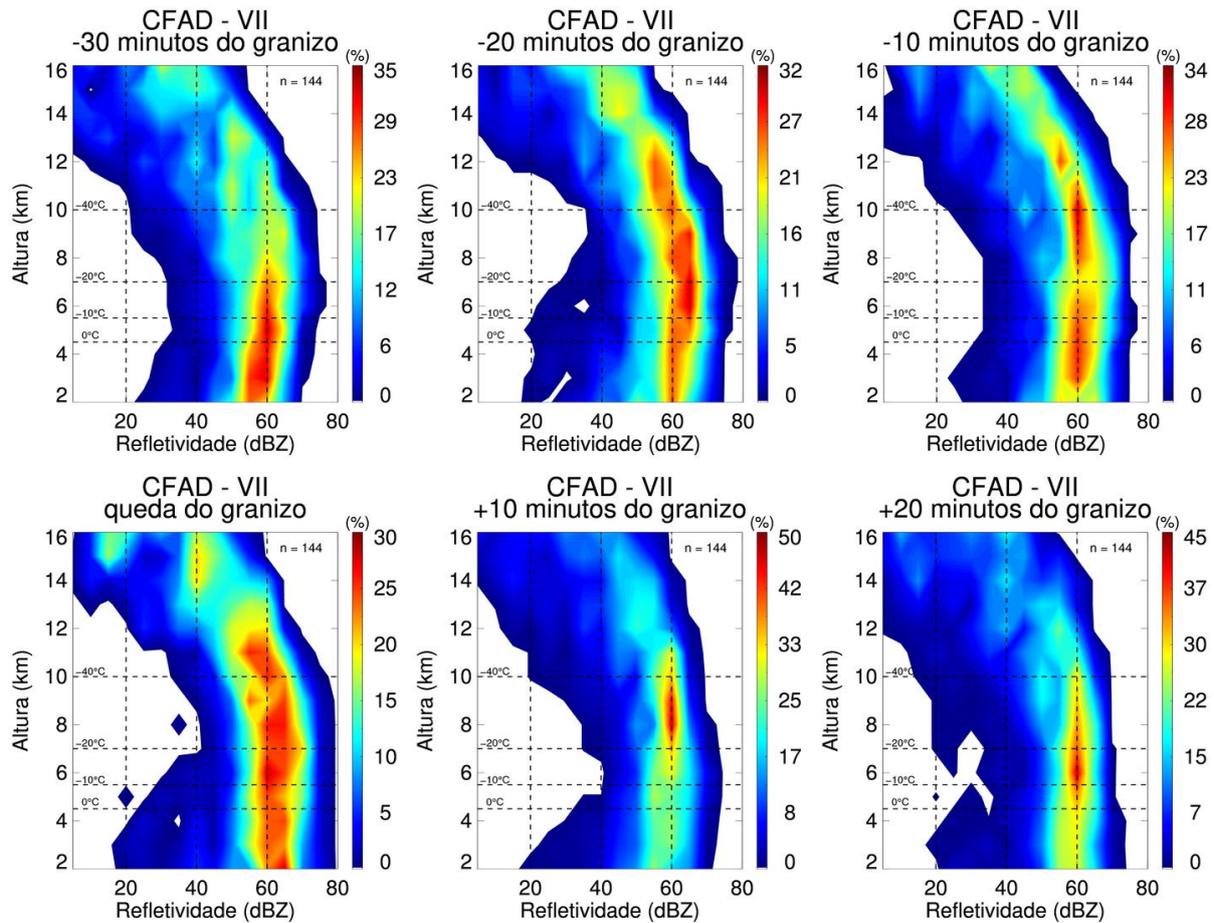
Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.9 é análoga à Figura 6.8, porém mostra o CFAD usando os perfis de refletividade ao redor do valor máximo de conteúdo de gelo (VII), mostrando resultados similares à análise descrita acima para o CFAD de máximo VIL. A máxima frequência dos valores de refletividade do CFAD de máximo VII varia entre 55 e 60 dBZ na camada entre 0°C até -

10°C (-30 minutos) para 65 a 70dBZ entre -10°C e -20°C (-20 minutos) e, finalmente, para valores de refletividade de 60 dBZ na isoterma de -40°C (-10 minutos). Estes resultados remetem a processos físicos que estão associados à rápida intensificação da corrente ascendente e, posteriormente, ao crescimento das pedras de gelo. Valores de refletividade de 60 dBZ na camada entre 0°C e -10°C, -30 minutos, sugerem que há presença de embriões de granizo (*graupel*) que darão origem as enormes pedras de gelo. Estas enormes pedras de gelo surgem no momento -20 minutos, podendo ser observadas nos altos valores de refletividade entre 65 e 70 dBZ na camada entre -10°C e -20°C (camada preferencial de crescimento do granizo). Faltando 10 minutos para a precipitação do granizo, nota-se uma maior frequência de 60 dBZ na zona de gelo, entre 8 e 11km de altura, mostrando que há presença de grandes hidrometeoros de gelo dentro da mesma. No momento do granizo, surge um máximo em alturas mais baixas (~6,5km) e, também, outro máximo na altura de 2km, associado a precipitação do granizo na superfície. Este máximo em 2km de altura não está presente 10 minutos antes do granizo, novamente, nos perfis de maior quantidade de gelo, pode-se dizer que a intensa corrente ascendente sustenta toda essa enorme quantidade de gelo dentro das tempestades.

Após o registro do granizo, +10 minutos, nota-se uma queda abrupta dos valores dos perfis verticais de refletividade. O CFAD do máximo VII, para +10 minutos do granizo, apresenta valores de frequência da refletividade pela altura, em torno de 45-50% para valores de refletividade de 60 dBZ distribuídos em uma camada entre -20°C (7 km) e -40°C (10 km). A frequência máxima observada tem valores de refletividade de 60 dBZ entre 7 e 10 km (+10 minutos) e entre 5,5 e 7 km (+20 minutos), evidenciando o rápido enfraquecimento da corrente de ar ascendente e, conseqüentemente, uma brusca diminuição na produção de gelo nas tempestades de granizo.

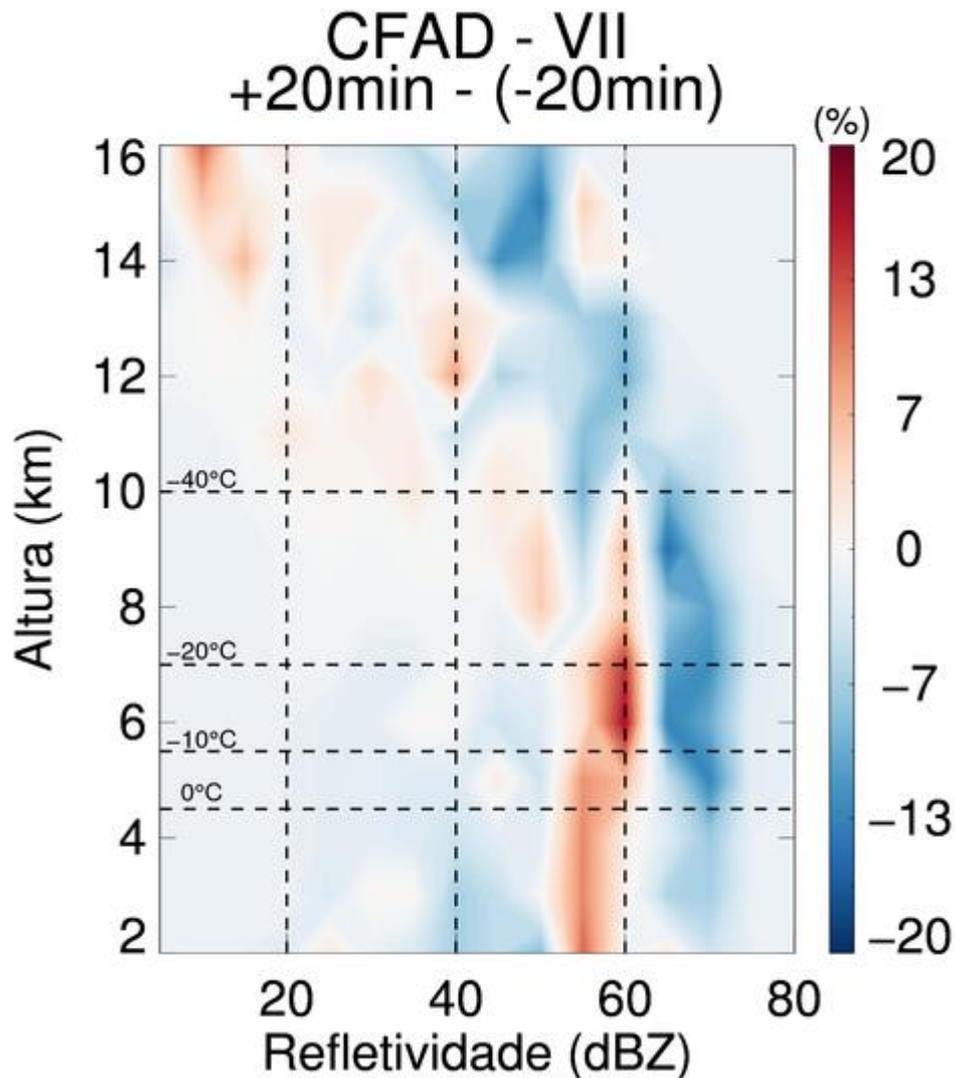
Figura 6.9 – Idem à Figura 6.8, exceto para VII.



Fonte: Produção do autor.

Para melhor compreensão das mudanças na estrutura vertical da precipitação que ocorrem em curtos intervalos de tempo dentro das nuvens de tempestade associadas à precipitação de granizo, foi determinada a diferença entre os perfis verticais de refletividade da Figura 6.9 do momento posterior (+20 minutos) e o momento que antecede (-20 minutos) os registros de granizo na superfície. Nota-se na Figura 6.10 uma queda abrupta dos valores de refletividade do radar acima de 60 dBZ, desde a superfície até aproximadamente 10km de altura (-40°C). A maior diferença na frequência dos valores de refletividade do radar entre 55 e 70 dBZ estão entre ~5 e 8 km de altura (> 14%) e entre 8 e 10km de altura, sugerindo o enfraquecimento do perfil vertical de refletividade do radar devido a precipitação do granizo.

Figura 6.10 – Diferença entre o CFAD de 20 minutos antes do granizo para o CFAD de 20 minutos depois do granizo da Figura 6.9.



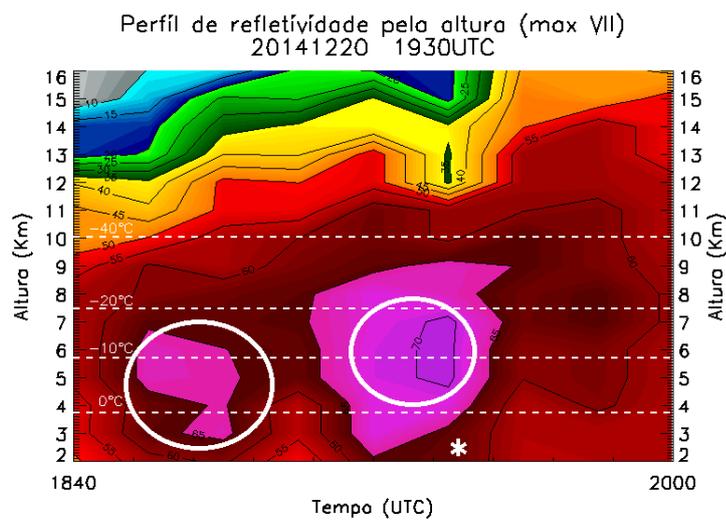
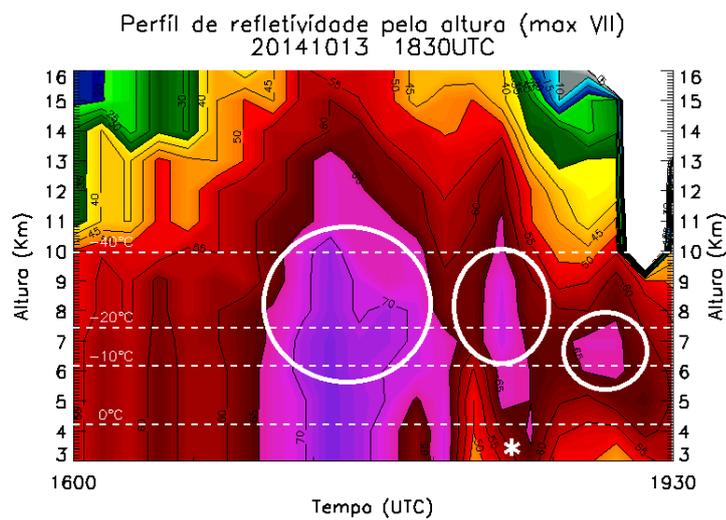
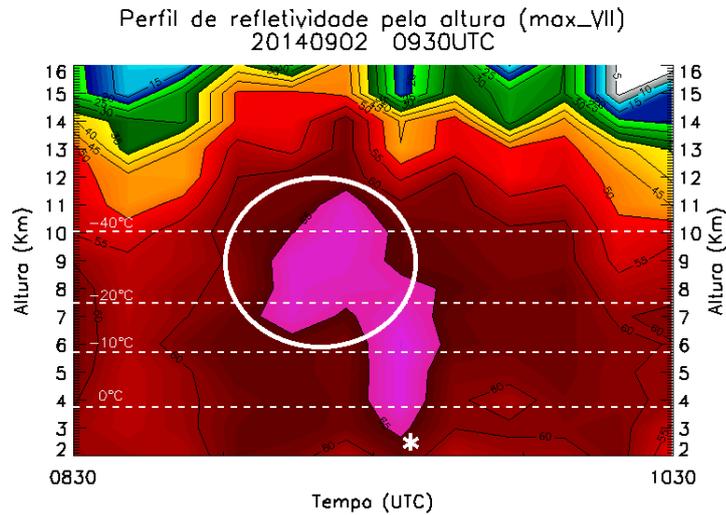
Fonte: Produção do autor.

Conforme demonstrado nas análises do CFAD do máximo VIL (Figura 6.8) e CFAD do máximo VII (Figura 6.9), fica evidente a presença de um bolsão de gelo suspenso na atmosfera antes dos registros de granizo na superfície, sugerindo uma forma de diagnosticar este fenômeno severo sem necessariamente termos os registros oficiais de tempo severo (granizo grande). As Figuras 6.8 e 6.9 mostram os padrões gerais encontrados para todas as 16 tempestades de granizo apresentadas neste estudo. Sendo assim, é apresentado o diagnóstico deste bolsão de gelo para 6 tempestades, porém, esta característica é recorrente para os 16

casos de granizo (não mostrado). A análise baseia-se na evolução temporal dos perfis verticais de refletividade do radar (dBZ) para a 'coluna' onde foi encontrada a maior quantidade de gelo dentro da nuvem de tempestade, ou seja, é calculado o conteúdo integrado de gelo para todos os pontos (pixels) da tempestade e, a partir desta posição (latitude/longitude) do máximo conteúdo de gelo, é extraído o perfil vertical de refletividade do radar. A metodologia proposta sugere uma maneira de detecção de granizo sem a dependência de registros oficiais na superfície para responder à questão científica levantada na Seção 1.1: “*como conciliar as observações de sensores remotos com a falta de relatos de ocorrência de tempo severo?*”.

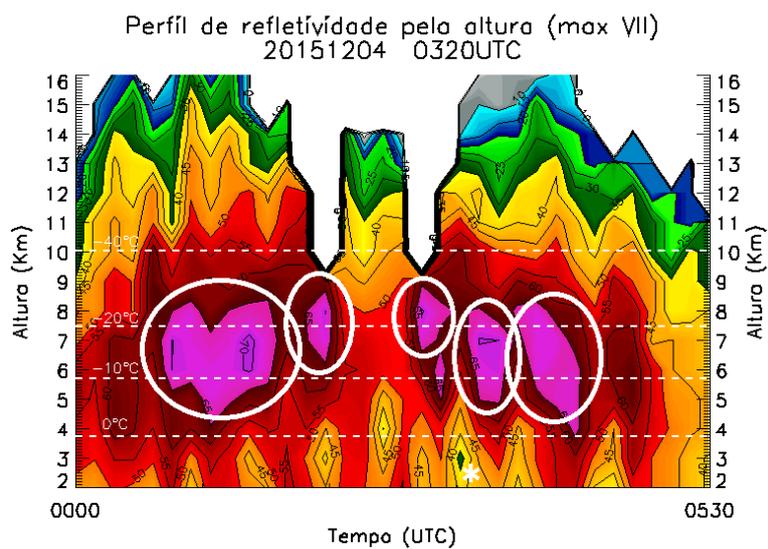
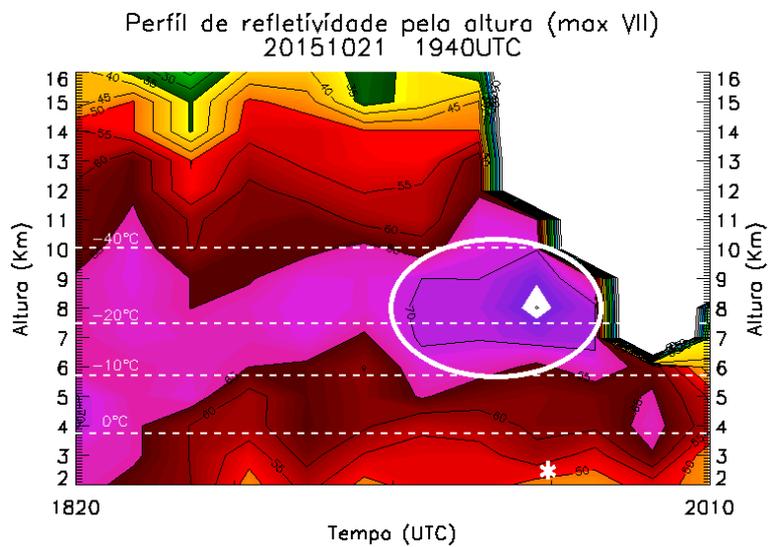
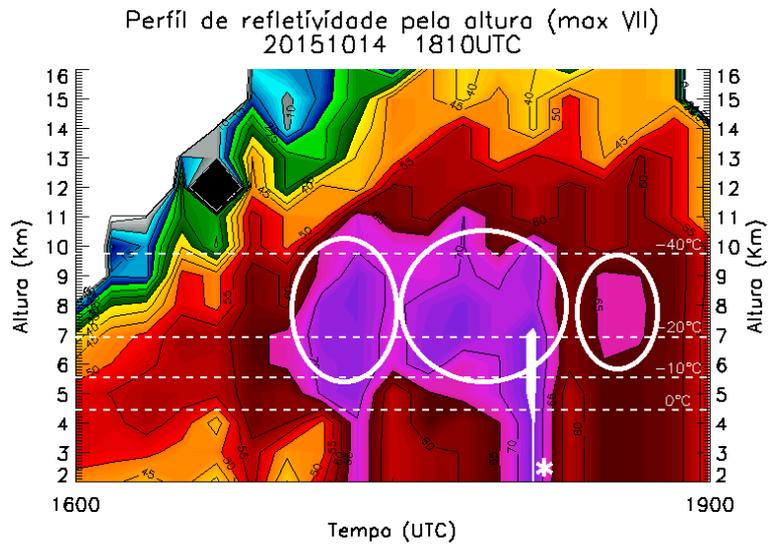
Logo, a Figura 6.11 mostra a evolução temporal dos perfis verticais de refletividade do radar para a coluna atmosférica que apresenta a maior quantidade de gelo dentro da nuvem, para 6 casos de tempestades de granizo. Os círculos brancos destacam os bolsões de gelo diagnosticados antes da queda do granizo na superfície. A inferência física dos bolsões de gelo associa-se aos altos valores de refletividade do radar (maiores que 65 dBZ) na camada entre a isoterma de -20°C ($\sim 7,5\text{km}$) e -40°C ($\sim 10\text{km}$), valores que sugerem fortemente a presença de muito granizo grande (Zipser et al., 2006). Verificou-se neste estudo que os bolsões de gelo aparecem nas tempestades de granizo pouco antes (da ordem de 30 minutos à 1 hora) da ocorrência do granizo grande na superfície. Os resultados mostram que os pulsos associados as novas células convectivas intensas, profundas e isoladas são essenciais na manutenção e regeneração dos bolsões de gelo dentro dos sistemas convectivos.

Figura 6.11 – Evolução temporal do perfil vertical de refletividade do radar com maior conteúdo integrado de gelo (VII) dentro da nuvem de 6 diferentes tempestades indicadas no título das figuras. Os círculos brancos destacam os bolsões de gelo que se formam dentro da tempestade antecedendo a queda do granizo na superfície.



continua

Figura 6.11. Conclusão



Fonte: Produção do autor.

A seguir é proposto um modelo quantitativo da variação de propriedades microfísicas das tempestades de granizo 30 minutos antes, durante e até 20 minutos depois, da ocorrência do fenômeno na superfície. A Figura 6.12 mostra o boxplot para o conteúdo integrado de água líquida (média 3x3 pixels centrado no pixel de maior valor) durante 1 hora. Nota-se um aumento gradativo do conteúdo integrado de água líquida dos 30 minutos que antecedem até o momento do granizo. Em -30 minutos, a mediana apresenta valores de VIL, em torno de 70 kg m⁻², aumentando para 100 kg m⁻² nos tempos -20 e -10 minutos do granizo. Este incremento nos valores de VIL de -30 para -20 minutos, foi demonstrado anteriormente nas análises dos diagramas CFAD do máximo VIL (Figura 6.8), onde verificou-se um aumento expressivo da refletividade nos níveis mais altos. No momento do granizo, os valores da mediana de VIL saltam para aproximadamente 145 kg m⁻². Na análise do percentil de 95% fica evidente o salto na produção de água líquida dentro do sistema convectivo. Ainda analisando o percentil de 95%, 10 minutos depois do granizo, nota-se uma queda abrupta nos valores de VIL, de 380 para 130 Kg m⁻², indicando o enfraquecimento brusco na intensidade da corrente ascendente. Neste momento, +10 minutos, o valor da mediana, para os 16 casos de granizo, é aproximadamente 85 kg m⁻². Há uma diminuição, do valor da mediana, de 145 kg m⁻² para 85 kg m⁻² em apenas 10 minutos, ou seja, a tempestade consome uma enorme quantia (70 kg m⁻²) de água líquida. Esta análise permite demonstrar quantitativamente a variação da quantidade de água líquida dentro das nuvens de tempestades de granizo, onde, 50% da amostra (p25% - p75%) oscila entre valores de VIL de 40-120 kg m⁻² nos 30 minutos antes do granizo para 55-190 kg m⁻² durante a precipitação de granizo, e 50-105 kg m⁻² após 20 minutos do granizo. Este padrão mostra o rápido crescimento e decaimento das propriedades físicas das intensas tempestades de granizo no Sul do Brasil.

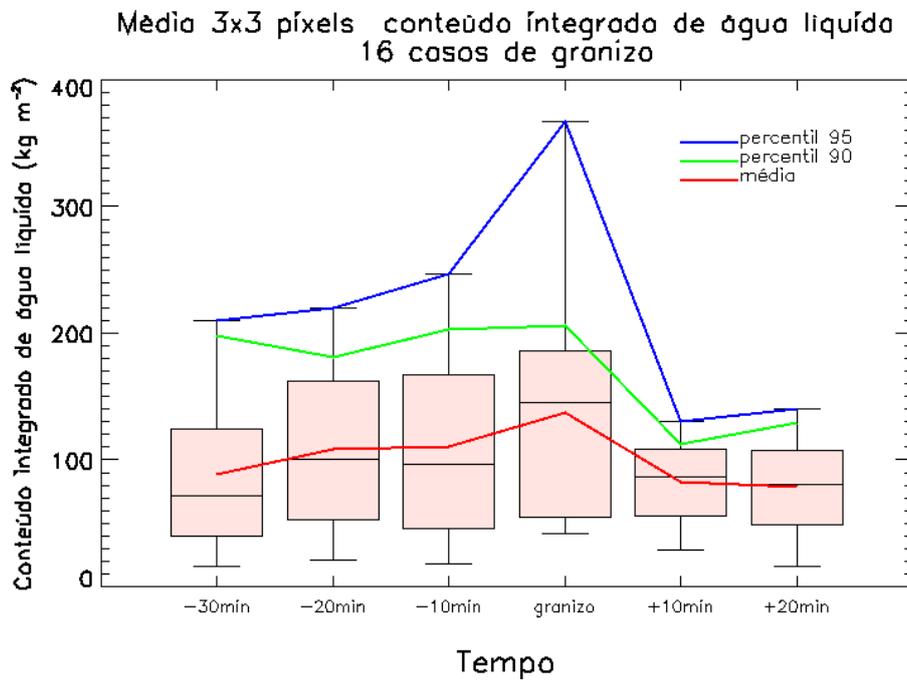
Análogo a Figura 6.12, a Figura 6.13 mostra o boxplot para o conteúdo integrado de gelo. A análise temporal da variação do conteúdo integrado de gelo é semelhante à análise observada anteriormente para o conteúdo integrado de água líquida, porém com menores valores. De forma geral, os valores de conteúdo integrado de gelo aumentam gradativamente, do momento -30 minutos até o granizo. Do momento -10 minutos até o granizo, os valores da mediana de VII aumentam de 80 para 125 kg m², mostrando um crescimento de 50% do conteúdo integrado de gelo em um curto intervalo de tempo. Após 20 minutos do granizo observa-se uma redução significativa no conteúdo integrado de gelo da nuvem. Os valores da mediana de VII, para as tempestades de granizo, variam de 55 para 125 kg m⁻², do momento -

30 minutos até o granizo. Após 20 minutos do evento, a mediana de VII, apresenta valor de 60 kg m^{-2} . Para os percentis de 90% e 95% é interessante notar a queda abrupta que ocorre nos valores de VII, de 270-275 para $100-105 \text{ kg m}^{-2}$, somente 10 minutos após a precipitação de granizo.

Os valores de VII entre os percentis de 25% e 75% variam de $30-105 \text{ kg m}^{-2}$ do momento -30 minutos para $50-160 \text{ kg m}^{-2}$ até o momento do granizo, demonstrando quantitativamente o aumento na quantidade de gelo (integrada dentro da nuvem) através da intensificação da corrente ascendente. No momento +20 minutos os valores de VII, entre o percentil de 25% e 75%, variam entre $30-90 \text{ kg m}^{-2}$ que associam-se ao rápido decaimento dos sistemas convectivos devido à precipitação de granizo, a qual consumiu boa parte (aproximadamente 60%) do integrado de gelo dentro das tempestades.

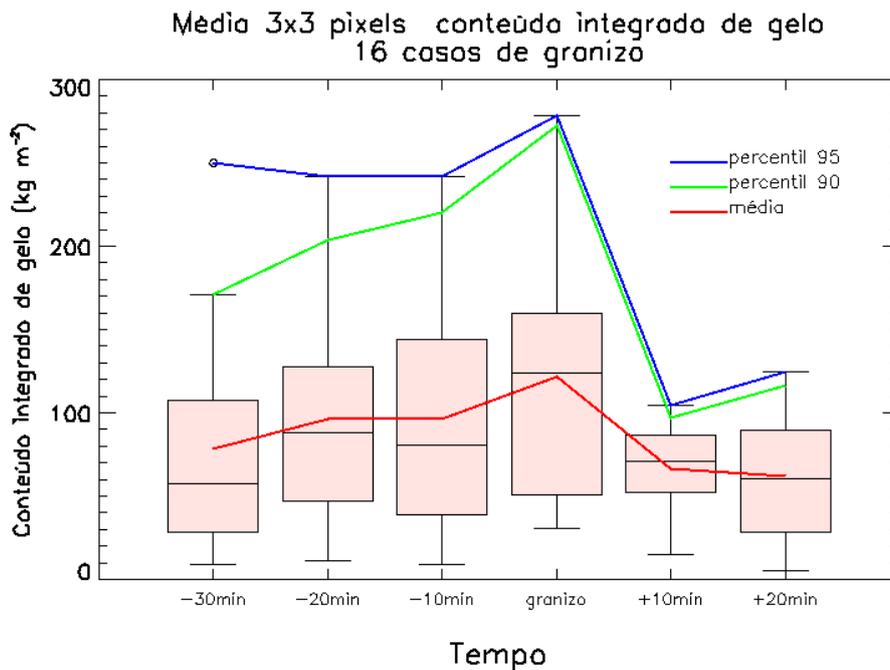
As análises das propriedades microfísicas, descritas anteriormente, ajudam a entender e quantificar os processos físicos que dominam durante a ocorrência destas intensas tempestades de granizo no Sul do Brasil. Os resultados sugerem que as mudanças mais bruscas, nos parâmetros microfísicos, ocorrem em curtíssimos intervalos de tempo.

Figura 6.12 – Diagrama boxplot da média de 3x3 pixel do conteúdo integrado de água líquida das 16 tempestades de granizo. As linhas mostram a média (vermelho), percentil de 90% (verde) e percentil de 95% (azul).



Fonte: Produção do autor.

Figura 6.13 – Idem à Figura 6.12, exceto para o conteúdo de gelo.



Fonte: Produção do autor.

6.3. Características estatísticas das 16 tempestades de granizo considerando apenas as observações de eletricidade atmosférica

Esta seção apresenta as características elétricas dos sistemas convectivos associados ao granizo baseando-se somente na rede de superfície de detecção de descargas elétricas atmosféricas. Esta análise tem como objetivo mostrar a aplicabilidade de usar somente dados de raios no monitoramento de tempestades severas, uma vez que estas redes de detecção possuem uma área de cobertura bem maior do que a área de cobertura dos radares meteorológicos. Particularmente para este estudo, a área de cobertura dos radares de Santiago/RS e Morro da Igreja/SC tem 250km de raio (Figura 3.1), enquanto que a rede de detecção de raios Earth Networks (BrasilDat) cobre todo o sul e sudeste do Brasil (Figura 3.2). Logo, as tempestades foram identificadas usando o ForTraCC adaptado para densidades de raios (ForTraCC-Raios) e rastreadas manualmente, conforme explicado na Seção 3.2.3. Esses sistemas convectivos são aqui referidos como sistemas elétricos. Partindo do princípio de que as tempestades estudadas apresentaram um rápido aumento na atividade elétrica, pouco após a tempestade apresentar um rápido aumento dos parâmetros microfísicos, são analisadas as mudanças na atividade elétrica dentro dos sistemas convectivos elétricos, levando em consideração à pertinência dos sistemas convectivos observados no radar meteorológico e com o horário de ocorrência do fenômeno na superfície.

A Figura 6.14 mostra as trajetórias das 16 tempestades, associadas à queda de granizo na superfície estudadas (Tabela 3.1) usando esta metodologia de rastreamento de sistemas elétricos. Podemos observar que apenas 2 das 16 tempestades tiveram início fora da cobertura do radar, ambas no RS, e 4 tempestades se propagaram para fora da área do radar, também no RS. Esta análise possui o viés de que a escolha das tempestades de granizo foi baseada na disponibilidade de dados de radar, porém sugere que as tempestades do RS possuem um tempo de vida maior que as tempestades de SC.

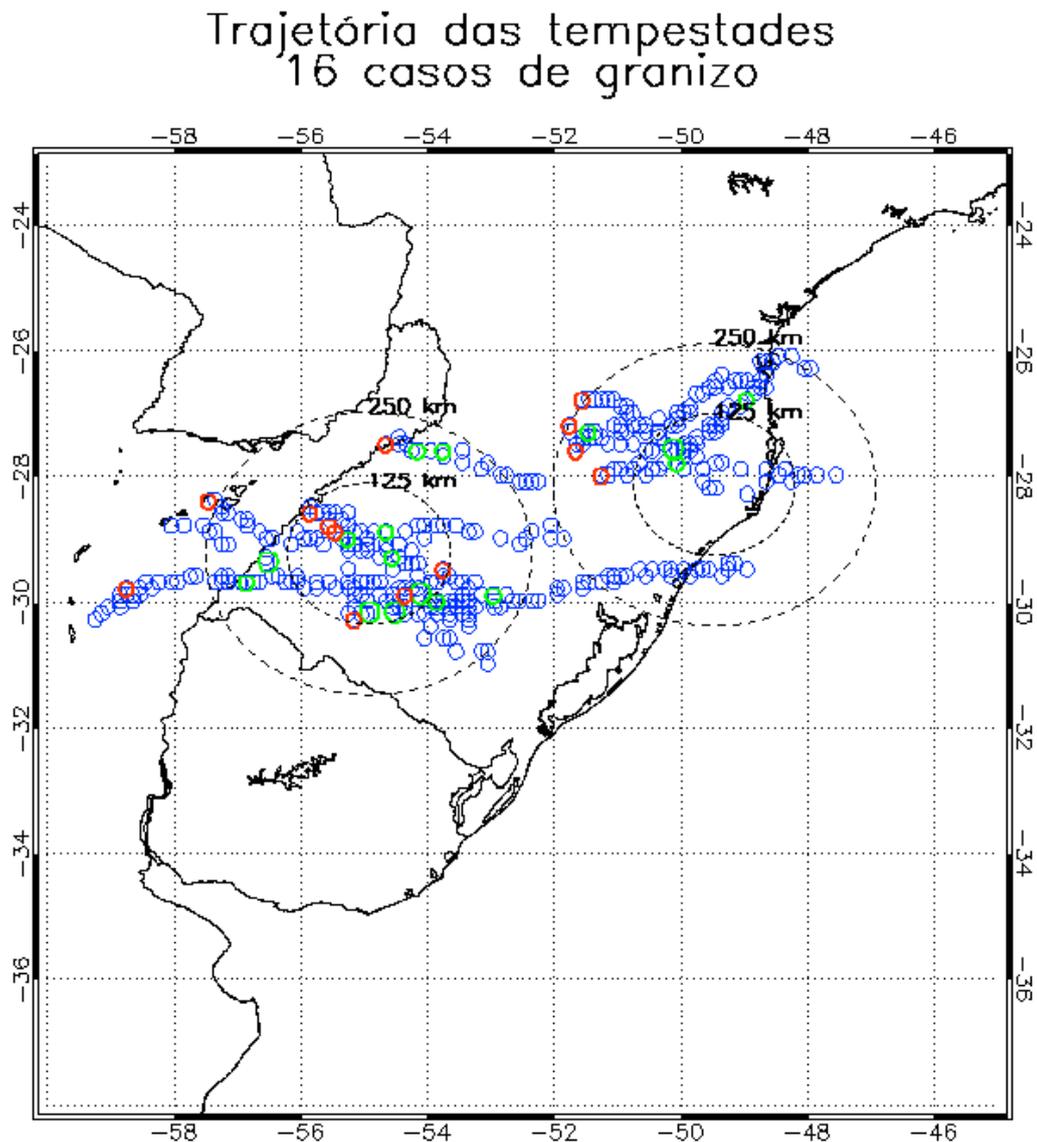
O mapa das trajetórias dos sistemas elétricos (Figura 6.14) permite determinar a principal direção de propagação: do quadrante oeste para o quadrante leste. Se comparado com a direção preferencial de propagação dos sistemas convectivos rastreados com dados de radar (Figuras 6.2 e 6.6), nota-se que a direção de propagação é ligeiramente diferente. Esta leve mudança na direção de propagação dos sistemas convectivos (radar) e elétricos (rede de raios) deve-se ao fato de que a atividade elétrica está ligada à sua intensidade e altura que consegue

atingir dentro da nuvem. Pelas análises dos perfis verticais de refletividade discutidos anteriormente (Figura 6.11), as correntes ascendentes dessas tempestades atingem alturas acima de 12 km, chegando a atingir alturas acima de 20km em algumas tempestades (e.g., Figura 6.11), considerando como topo das correntes ascendentes a altura da refletividade de 45 dBZ (STOLZENBURG et al., 2015). Intensas correntes ascendentes elevam os centros de carga das tempestades fazendo com que a região de início das descargas (que é entre dois centros de carga) também seja mais elevada (BRUNING et al., 2007, 2010; CALHOUN et al., 2013; FUCHS et al., 2016; MAGGIO et al., 2005; MATTOS et al., 2016; STOLZENBURG et al., 2015; STOLZENBURG; MARSHALL, 2008; WILLIAMS et al., 2016).

Por exemplo, Mattos et al. (2016) e Williams et al. (2016) mostram que a altura das primeiras descargas é 6 km em tempestades de verão do estado de SP, onde as tempestades com maiores densidade de raios possuem 45 dBZ em torno do mesmo nível de altura. Já Stolzenburg et al. (2015) mostram que os primeiros raios de sistemas convectivos em SCM são raios do tipo IC e acontecem próximo de 8 km de altura (-20°C nesses sistemas), no topo da corrente ascendente, considerando a refletividade é 45 dBZ, mesma estrutura observada nas tempestades da Figura 6.11, porém com alturas de 2 a 12 km mais elevadas. Logo, a atividade elétrica corresponde aos níveis mais elevados da tempestade, i.e., ao fluxo de 500 hPa que é preferencialmente zonal em ambos estados durante as tempestades (Figuras 5.5, 5.7, 5.14, 5.16). Como o rastreamento dos sistemas convectivos com refletividade do radar foi feito com o CAPPI de 2 km e 3 km de altura, a propagação desses sistemas está embebida no fluxo NW-SE de baixos níveis (850 hPa – Figuras 5.1, 5.3, 5.14, 5.16).

Estes resultados demonstram que essas tempestades possuem cisalhamento, ingrediente essencial para a manutenção da corrente ascendente, produção de pedras de granizo grande e tornados (e.g., BRUNING et al., 2010; CALHOUN et al., 2013; DOSWELL III, 2001). De fato, algumas das 16 tempestades de granizo aqui estudadas apresentaram assinaturas de mesociclone, como será mostrado na Seção 7.1 sobre o estudo de caso de uma supercélula no RS que provocou queda de granizo extremo em pelo menos três cidades do estado gaúcho.

Figura 6.14 – Trajetórias das 16 tempestades de granizo rastreadas baseado no centroide dos clusters identificados pelo ForTraCC-Raios e rastreados manualmente (Seção 3.2.3). O cluster que iniciou o rastreamento é identificado na cor vermelha e os demais momentos na cor azul, sendo que o momento do granizo está na cor verde. Os círculos tracejados indicam os raios de 125 e 250 km de cobertura dos radares de Santiago/RS e de Morro da Igreja/SC.



- início do ciclo de vida da densidade de raios
- trajetória dos clusters de densidade de raios
- momento em que o cluster gerou granizo

Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.15 mostra o ciclo de vida da densidade de raios totais (IC e CG) e da área dos clusters elétricos rastreados pelo ForTraCC-Raios para os 16 casos de tempestades de granizo no Sul do Brasil. Nota-se, de forma geral, que a densidade de raios totais apresenta uma correlação com o tamanho (área) dos sistemas convectivos elétricos, onde, a máxima densidade de raios totais aumenta rapidamente, logo no início do ciclo de vida destes sistemas convectivos. O tamanho (área) dos sistemas atmosféricos tende a aumentar, mas não na mesma proporção da máxima densidade de raios totais. Esta característica, explica-se pelo fato de que as células isoladas menores são eficientes na geração das descargas elétricas atmosféricas, acarretando em maiores valores de densidade de raios totais.

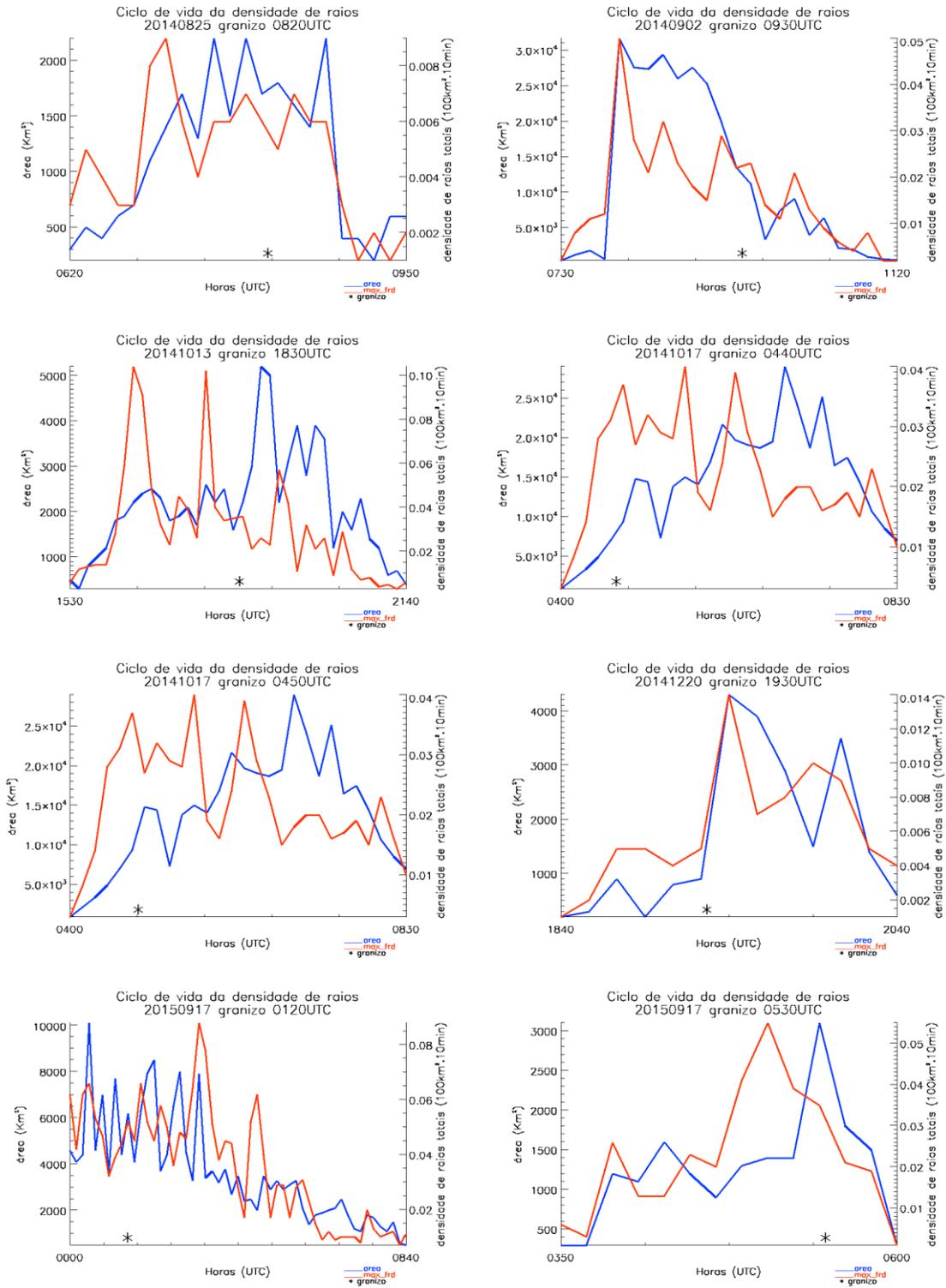
Conforme descrito anteriormente, as tempestades de granizo apresentam crescimento muito explosivo, observado através do rápido aumento do conteúdo integrado de água líquida e do conteúdo integrado de gelo (Seção 6.2, Figura 6.7). Estes resultados são reforçados pelas observações encontradas nesta seção, já que as ferramentas utilizadas independem para as análises das características da precipitação dos sistemas convectivos. Observa-se um salto (aumento abrupto) na densidade de raios totais, geralmente, antecedendo a ocorrência do granizo na superfície, nos 16 casos de tempestades apresentados. Por exemplo, para o evento de granizo ocorrido no dia 13 de outubro de 2014, a densidade de raios totais aumenta de 26 raios totais ($\text{km}^2 \text{min}^{-1}$) as 1750 UTC para 102 raios totais ($\text{km}^2 \text{min}^{-1}$) as 1800 UTC, evidenciando o salto na atividade elétrica 30 minutos antes dos registros de granizo na superfície (1830 UTC). Já para o evento de precipitação de granizo ocorrido no dia 17 de setembro de 2015 os raios totais saltam de 23 ($\text{km}^2 \text{min}^{-1}$) as 0450 UTC para 55 raios totais ($\text{km}^2 \text{min}^{-1}$) as 0510 UTC novamente mostrando o salto na atividade de raios totais 20 minutos antes do registro de granizo na superfície que ocorreu as 0530 UTC. O caso de granizo ocorrido no dia 04 de dezembro de 2015 mostra um salto na atividade elétrica de 38 raios totais ($\text{km}^2 \text{min}^{-1}$) as 0150 UTC para 67 raios totais ($\text{km}^2 \text{min}^{-1}$) as 0200 UTC, mostrando o salto dos raios totais 1 hora antes da observação do granizo na superfície.

Assim como na Figura 6.7, na Figura 6.15 também foi possível observar que as tempestades de granizo do Sul do Brasil apresentam ‘pulsos’ ao longo do seu ciclo de vida, caracterizados pelos picos de densidade de raios totais. Estes picos estão associados às novas células convectivas elétricas (intensas e isoladas) que surgem ao longo do ciclo de vida dos sistemas convectivos, regenerando-os através da fusão com as células convectivas menores. Cada vez que uma célula convectiva menor é embebida dentro do sistema convectivo maior (já com

características de mesoescala), o ciclo de vida dos sistemas apresenta estes pulsos, pois as células isoladas, conforme visto anteriormente, são muito intensas e profundas, sendo eficientes na geração das descargas elétricas atmosféricas, na manutenção e na severidade dos sistemas convectivos, como por exemplo, linhas de instabilidade e outros SCM. Baseando-se também na análise dos processos elétricos, dos 16 casos de tempestades de granizo apresentados a seguir, é possível determinar que a maior produção de hidrometeoros e raios totais dentro das tempestades ocorrem em curtos intervalos de tempo.

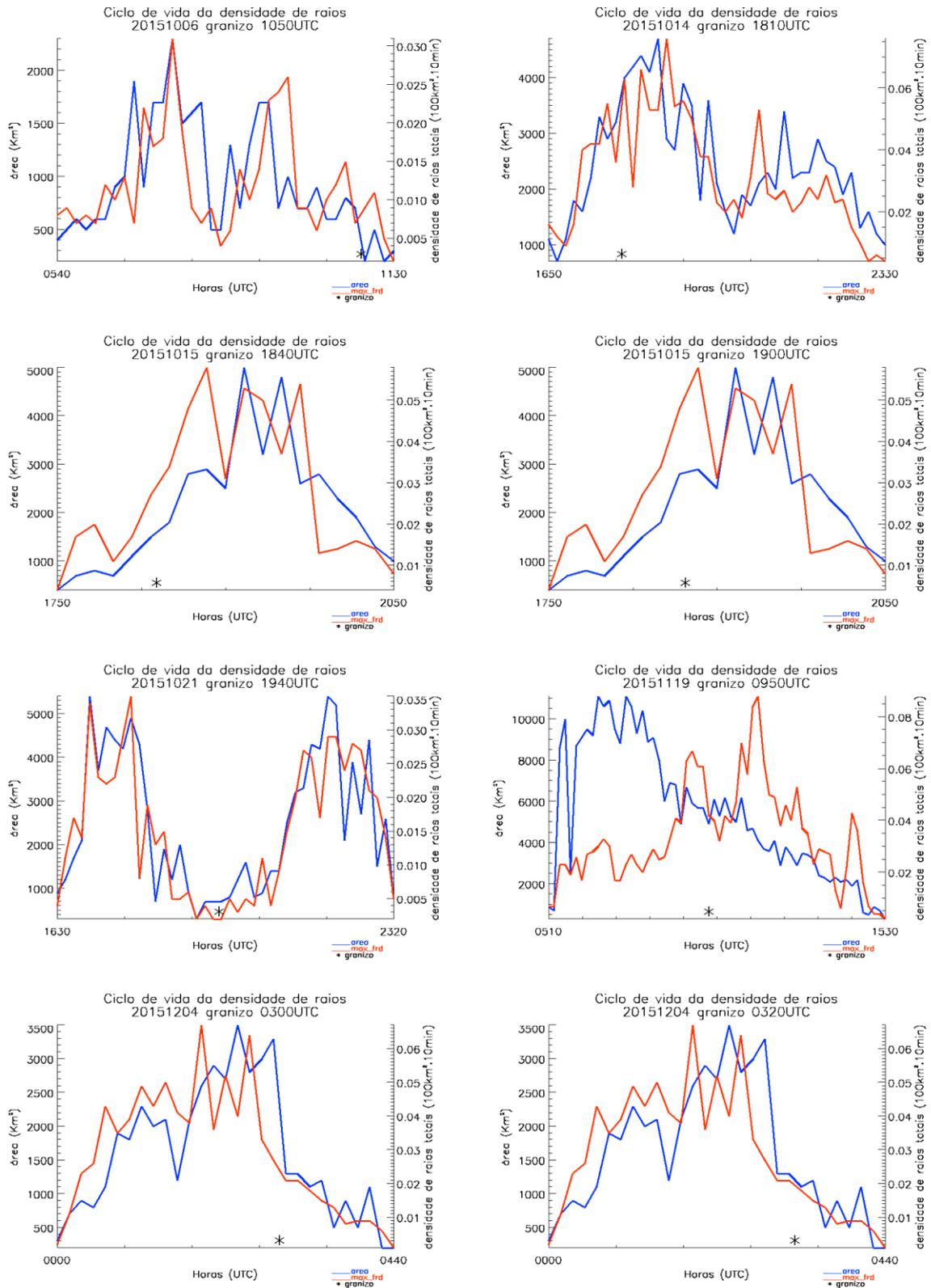
Como discutido na Seção 2.5, uma característica típica observada nas tempestades severas é que ocorre um aumento (salto) na atividade elétrica minutos antes do tempo severo ser registrado na superfície. Este comportamento típico das intensas tempestades foi diagnosticado neste estudo utilizando os dados de densidades de raios totais, conforme observado na Figura 6.15. Após o aumento abrupto da densidade de raios totais, tem-se o momento da precipitação de granizo (asterisco preto). Após o registro do granizo na superfície, a densidade de raios totais decai rapidamente, sugerindo o enfraquecimento da corrente de ar ascendente e, conseqüentemente, diminui bruscamente a produção de hidrometeoros e a densidade de raios totais dentro dos sistemas convectivos elétricos. Por exemplo, o evento de granizo severo ocorrido no dia 13 de outubro de 2014, onde os valores de densidade de raios totais decaem de 102 ($\text{km}^2 \text{min}^{-1}$) as 1800 UTC para 21 raios totais ($\text{km}^2 \text{min}^{-1}$) as 1850 UTC, evidenciando uma queda abrupta na atividade de raios totais 20 minutos após a queda do granizo severo na superfície. Já o evento de granizo ocorrido no dia 17 de setembro de 2015 mostra uma diminuição dos valores de densidade de raios totais de 55 ($\text{km}^2 \text{min}^{-1}$) 20 minutos antes do granizo para 19 raios totais ($\text{km}^2 \text{min}^{-1}$) 20 minutos depois do granizo.

Figura 6.15 – Ciclo de vida da densidade de raios totais (linha contínua vermelha) e da área (linha contínua azul) para as 16 tempestades de granizo rastreadas com o ForTraCC-Raios. O asterisco preto representa o momento do registro do granizo na superfície.



continua

Figura 6.15 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 6.1 resume os tempos em que foram detectadas a maior variação na taxa de raios totais (DFRDT), onde nesta análise foi determinado como sendo um *lightning-jump* e a máxima densidade de raios totais (max_FRD). É também mostrado o tempo de resposta (*lead time*) entre o DFRDT, o horário de ocorrência do max_FRD até o momento do registro do granizo. Para todos os casos estudados, a média do *lead time*, ente o DFRDT (*lightning-jump*) e o registro de granizo foi de 44 minutos, ou seja, a maior variação na densidade de raios totais dentro dos sistemas convectivos elétricos ocorreu, em média, 44 minutos antes da queda do granizo. A máxima variação positiva (aumento) da densidade de raios totais, para todos os sistemas convectivos estudados variaram entre 19 e 475 vezes, antes do granizo. A variação média dos 16 casos de tempestades de granizo mostra um aumento de 128 vezes na densidade de raios totais antes da ocorrência da precipitação de granizo. Já a máxima densidade de raios totais (max_FRD) foi detectada, em média, 35 minutos antes da ocorrência do granizo na superfície. Estes resultados corroboram com o comportamento típico encontrado no estudo de intensas tempestades da literatura (e.g., ALBRECHT et al., 2012; GATLIN, 2006; GATLIN; GOODMAN, 2010; GOODMAN et al., 1988; GOODMAN et al., 2005; SCHULTZ et al., 2009; SCHULTZ et al., 2011; WILLIAMS et al., 1989), onde mostram um rápido aumento da atividade elétrica dentro dos sistemas convectivos minutos antes do evento severo em superfície.

Os resultados da Figura 6.15 e Tabela 6.1 mostram a aplicabilidade dos dados de densidade de raios totais na análise dos processos físicos e elétricos dos sistemas convectivos associados ao granizo. A utilização da metodologia ForTraCC-Raios mostra-se uma ferramenta essencial para o monitoramento e as previsões em curto prazo de tempo severo.

Tabela 6.1 – Variáveis relacionadas à aplicação da metodologia ForTraCC-Raios na previsibilidade das tempestades de granizo baseado na máxima densidade de taxa de raios totais (max_FRD), destacando o horário de ocorrência do granizo, período com *lightning-jump* (LJ), máxima variação temporal da taxa de raios totais (DFRDT), tempo de resposta (*lead-time*, do inglês), horário de ocorrência do max_FRD e o tempo de resposta considerando max_FRD (*lead-time max_FRD*). O número na coluna de max_DFRDT indica quantas vezes este valor máximo é maior do que o valor de DFRDT do momento imediatamente anterior.

Evento	granizo (UTC)	LJ (UTC)	max DFRDT	lead-time LJ	max_FRD (UTC)	lead-time max_FRD
25/08/2014	0820	0700 - 0710	+31	-1h10m	0720	1h
02/09/2014	0930	0800 - 0810	+163	-1h20m	0810	-1h20m
13/10/2014	1830	1750 - 1800	+475	-30min	1800	-30min
17/10/2014	0440	0420 - 0430	+88	-10min	0440	0 min
17/10/2014	0450	0420 - 0430	+88	-20min	0450	0 min
20/12/2014	1930	1850 - 1900	+19	-30min	1910	-20min
17/09/2015	0120	0010 - 0020	+125	-1h	0030	-50min
17/09/2015	0530	0450 - 0500	+131	-30min	0510	-20min
06/10/2015	1050	0910 - 0920	+56	-1h30m	0940	-1h10m
14/10/2015	1810	1720 - 1730	+150	-40min	1800	-10min
15/10/2015	1840	1750 - 1800	+81	-40min	1840	0 min
15/10/2015	1900	1850 - 1900	+88	0 min	1900	0 min
21/10/2015	1940	1810 - 1820	+69	-1h20m	1800	-1h40m
19/11/2015	0950	0910 - 0920	+150	-30min	0930	-20min
04/12/2015	0300	0150 - 0200	+181	-1h	0200	-1h
04/12/2015	0320	0230 - 0240	+150	-40min	0240	-40min
Média			+128	-44 min		-35 min

Fonte: Produção do autor.

7 ESTUDOS DE CASOS DE TEMPESTADES DE GRANIZO

A fim de reforçar os resultados mostrados acima, as duas seções a seguir (Seções 7.1 e 7.2) mostram detalhadamente o ciclo de vida de duas tempestades convectivas associadas à precipitação de granizo extremo (i.e., granizo maior que 6 cm). O primeiro estudo de caso mostra detalhes de uma supercélula ocorrida no Rio Grande do Sul e o segundo estudo de caso mostra um evento de ‘eco-fraco’ no estado de Santa Catarina. Os estudos de casos reforçam as análises demonstradas anteriormente. Nestes estudos de caso também foi estudado a aplicabilidade de algoritmos de *lightning-jump* (Seção 3.2.3) na previsão imediata de tempo severo.

7.1 Estudo de caso de tempestade de granizo no Rio Grande do Sul

7.1.1 Análise das características elétricas e da precipitação de evento de granizo extremo no dia 14 de outubro de 2015 – Caso de uma supercélula

No dia 14 de outubro de 2015 algumas cidades do RS, principalmente a região central do estado gaúcho, sofreram com uma intensa tempestade de granizo. Neste estudo de caso, são consideradas 3 ocorrências de granizo na superfície (conforme informações de mídias sociais), todas com pedras de granizo maiores que um ovo de galinha (6 cm), como mostra a Figura 7.1. A primeira chuva de granizo extremo ocorreu nos municípios de Restinga Seca/RS e Formigueiro/RS, às 1730UTC (Figura 7.1a), e as outras duas ocorrências são as 1800 e 1810 UTC em Restinga Seca/RS e Cachoeira do Sul/RS (Figuras 7.1b e 7.1c). Este evento severo é considerado um dos maiores desastres naturais que estes municípios já enfrentaram. A mídia jornalística mostra reportagens com os seguintes títulos:

“Pedras de gelo, que tinham o tamanho de um ovo, danificaram residências e plantações em Restinga Seca, Cacequi, São Gabriel, Formigueiro e três distritos de Santa Maria”

Portal Gaúcha ZH, 14 de outubro de 2015

<https://gauchazh.clicrbs.com.br/geral/noticia/2015/10/chuva-vento-e-granizo-causam-estragos-no-estado-nesta-quarta-feira-4878426.html>.

(Acessado em 21 de janeiro de 2018);

“Temporal de granizo atinge o RS e danifica casas; assista aos vídeos”

Portal G1 de Notícias, RBSTV, 14 de outubro de 2015

<http://g1.globo.com/rs/rio-grande-do-sul/noticia/2015/10/temporal-de-granizo-danifica-casas-e-chuva-volta-com-forca-ao-rs-videos.html>

(Acessado em 21 de janeiro de 2018);

dentre outras notícias que também foram levantadas para este evento.

Um ano depois desta intensa tempestade de granizo, a população ainda não esqueceu aquela trágica situação por qual passaram, conforme a notícia abaixo que remete ao pânico que as pessoas enfrentaram naquele dia de primavera, com a seguinte manchete:

“As marcas que o temporal de granizo ainda não apagou”

Diário de Canoas, 14 de outubro de 2016

http://www.diariodecanoas.com.br/_conteudo/2016/10/noticias/regiao/2011028-as-marcas-que-o-temporal-de-granizo-ainda-nao-apagou.html.

(Acessado em 21 de janeiro de 2018);

Figura 7.1 – Registros de granizo na superfície no dia 14 de outubro de 2015 nos municípios de Restinga Seca/RS, aproximadamente, às (a) 1730 UTC, (b) 1800 UTC e em (c) Cachoeira do Sul/RS as 1810 UTC.



Fonte: Globo RBSTV (2015).

Para analisar a evolução temporal desta tempestade, a Figura 7.2, mostra a refletividade do radar entre as 1600 e 1830 UTC do dia 14 de outubro de 2015 sobre a região dos municípios atingidos por granizo extremo e a Figura 7.3 mostra a mesma figura, porém com os raios totais sobrepostos às imagens.

Nota-se que o primeiro eco com refletividade ≥ 35 dBZ é detectado as 1600 UTC a noroeste da cidade de Santa Maria/RS. O sistema se desloca em direção à essa cidade e cresce pouco em área até as 1700 UTC. Entre 1700 e 1710 UTC o sistema está sobre Santa Maria/RS e apresenta um rápido crescimento. Já as 1720 UTC pode-se observar um aumento dos raios

totais dentro deste sistema, passando de 15 raios dentro do cluster as 1710 UTC, para 52 raios as 1720 UTC (Figura 7.3). À medida que o sistema convectivo avança na direção dos outros municípios atingidos pelo granizo, os valores de refletividade do radar aumentam, assim como a área com refletividade acima de 60 dBZ e número de raios totais, e o sistema cresce rapidamente apresentando características de intensas tempestades. Entre 1720 e 1730 UTC é observado o maior salto no número de raios: de 52 para 95 raios totais (Figura 7.3) e o máximo de raios totais é observado as 1820 UTC, com 265 raios acumulados em 10 minutos. A partir das 1710 UTC a tempestade convectiva apresenta curvatura, típico padrão de tempestades severas, evidenciado no zoom sobre este momento da tempestade na Figura 7.4. Nesta mesma figura é mostrado os dados de velocidade radial do vento. Apesar da pouca qualidade destes dados (devido às características intrínsecas da estratégia de varredura deste radar), é possível notar velocidades radiais de sinais diferentes paralelamente à radial do radar, ou seja, assinatura de rotação de um mesociclone, sugerindo que esta tempestade é uma supercélula. As características de rotação se intensificam e persistem até as 1830 UTC (não mostrado).

Após esta assinatura de tempestade extrema as 1750 UTC, a supercélula começa a se deslocar de sudoeste para nordeste, já influenciado pelo mesociclone dentro desta tempestade, atingindo o município de Cachoeira do Sul/RS às 1800 UTC. Após as 1800 UTC, a tempestade desvia para a esquerda com um deslocamento mais zonal. Este desvio de trajetória para esquerda fica evidente na Figura 7.5, a qual mostra a trajetória desta tempestade através das direção e magnitude do deslocamento dos clusters entre 1600 e 1900 UTC, mostrados por barbelas de vento. Esta é uma característica típica de tempestade supercélula, pois neste setor a esquerda do sistema, tem-se uma queda abrupta na pressão atmosférica e também há advecção de vorticidade ciclônica, devido à atuação do meso-vórtice dentro da tempestade (JOHNS; DOSWELL III, 1992).

Figura 7.2 – Ciclo de vida da supercélula de tempestade de granizo no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 as 1850 UTC através do CAPPI em 2 km de altura da refletividade do radar de Santiago/RS. As isolinhas grossas de cor preta assinala o sistema convectivo identificado pelo ForTraCC-Radar. As isolinhas finas de cor preta indicam os municípios de Santa Maria, Formigueiro, Restinga Seca e Cachoeira do Sul (estado do RS). Os asteriscos em vermelho são os locais com registro de granizo severo. Nos momentos do granizo, as figuras possuem um contorno de caixa preta.

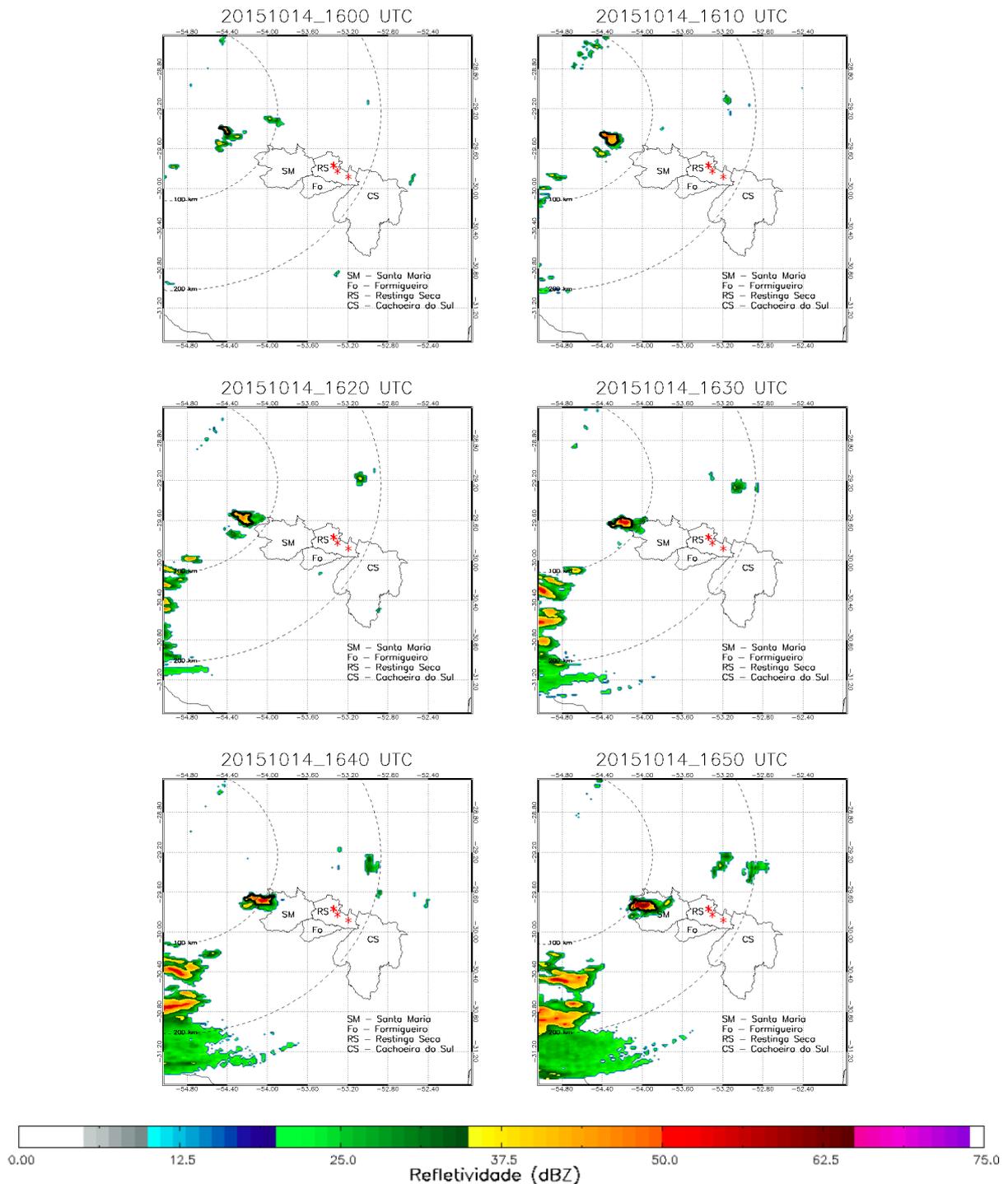


Figura 7.2. Continuação.

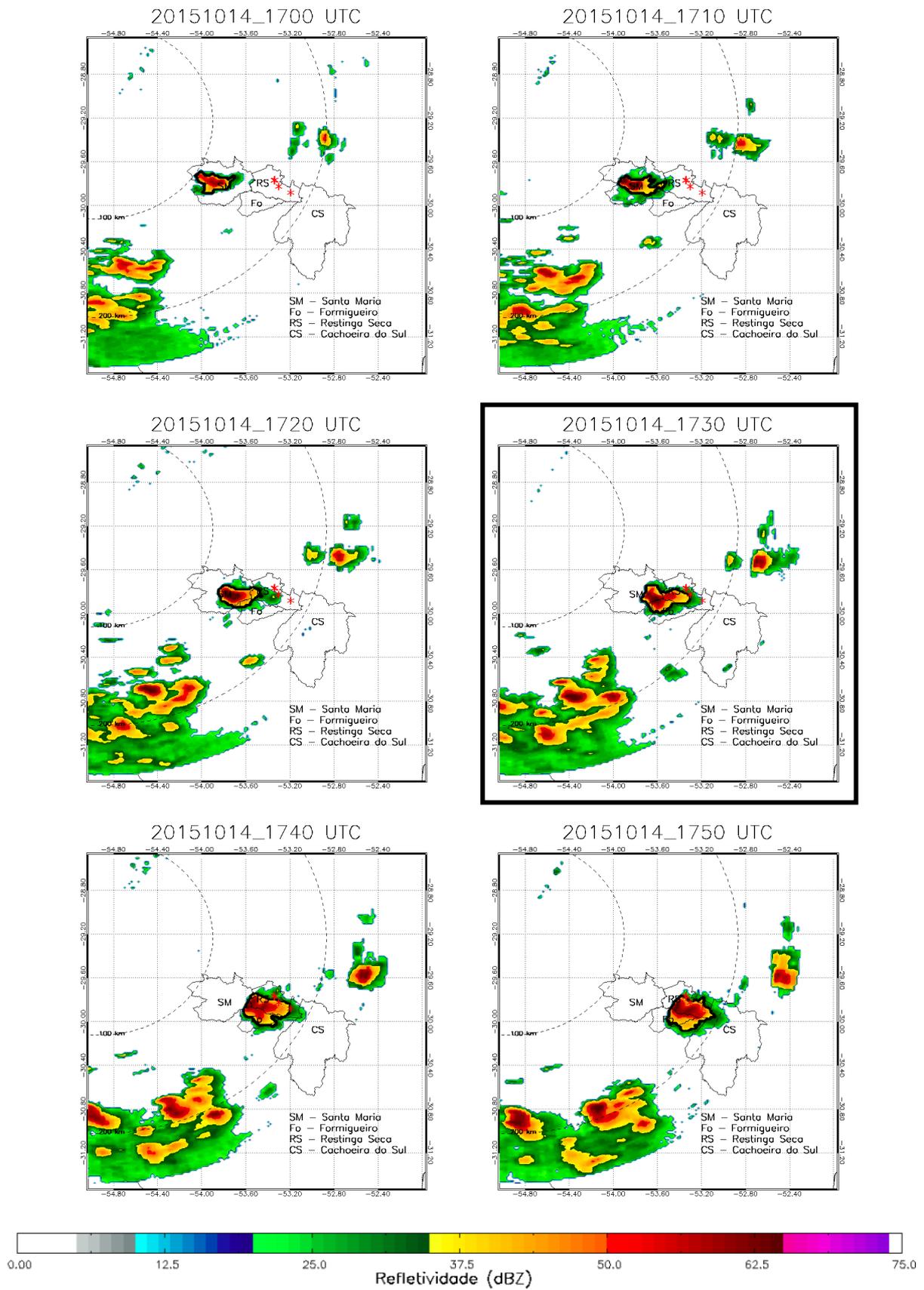
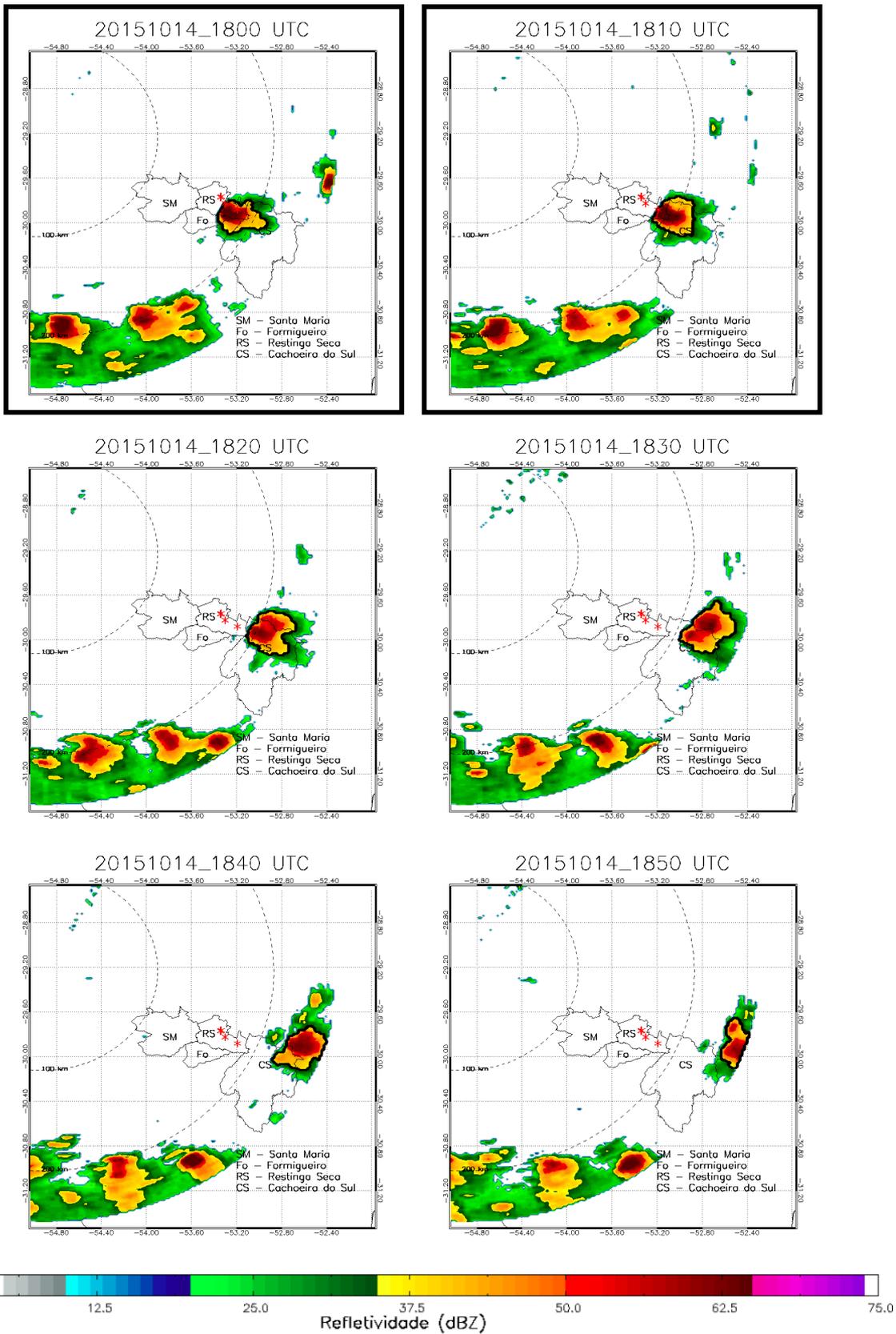


Figura 7.2. Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

Figura 7.3 – Idem à Figura 7.2, exceto com a sobreposição dos raios totais (pontos pretos).

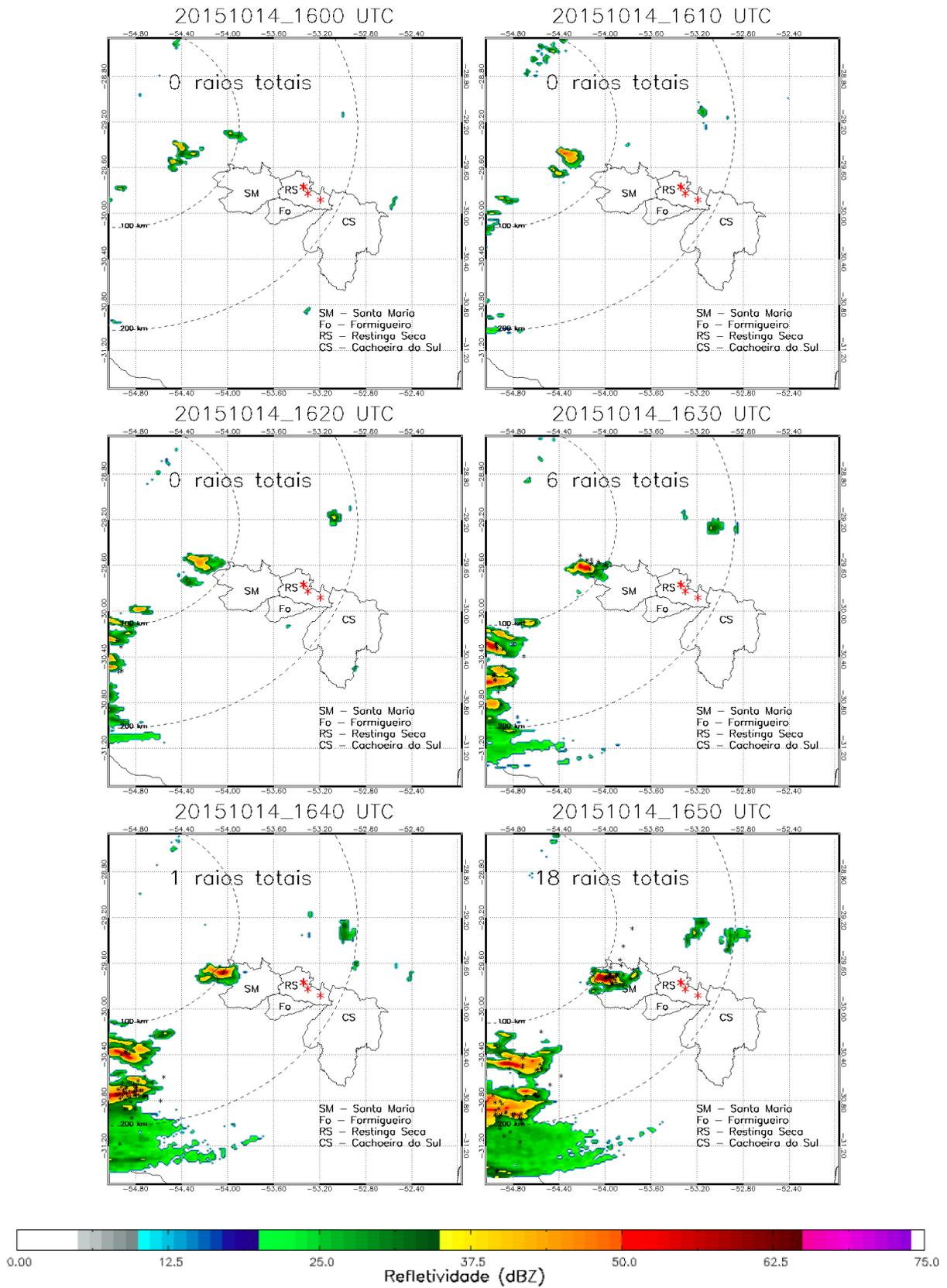


Figura 7.3 – Continuação.

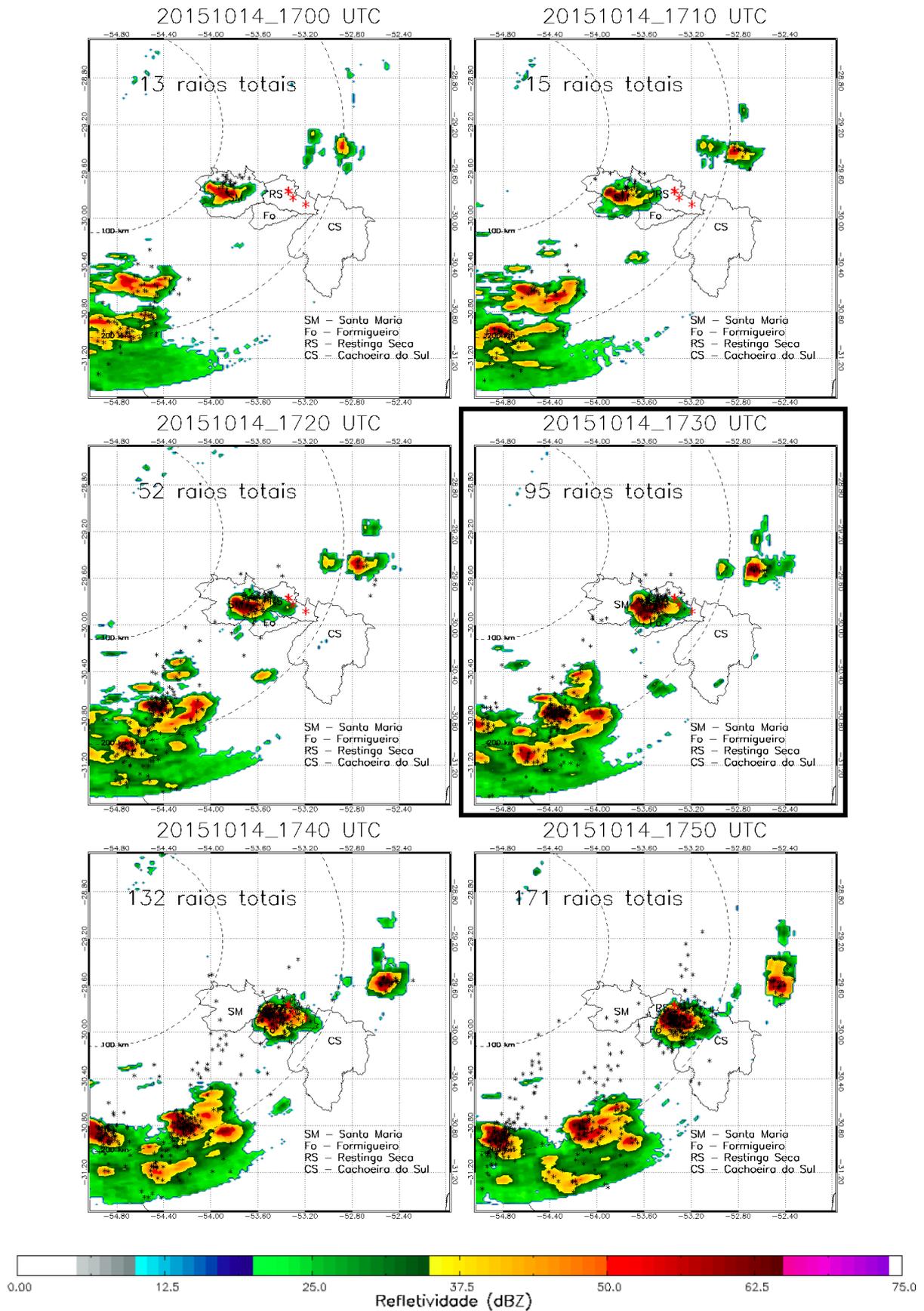
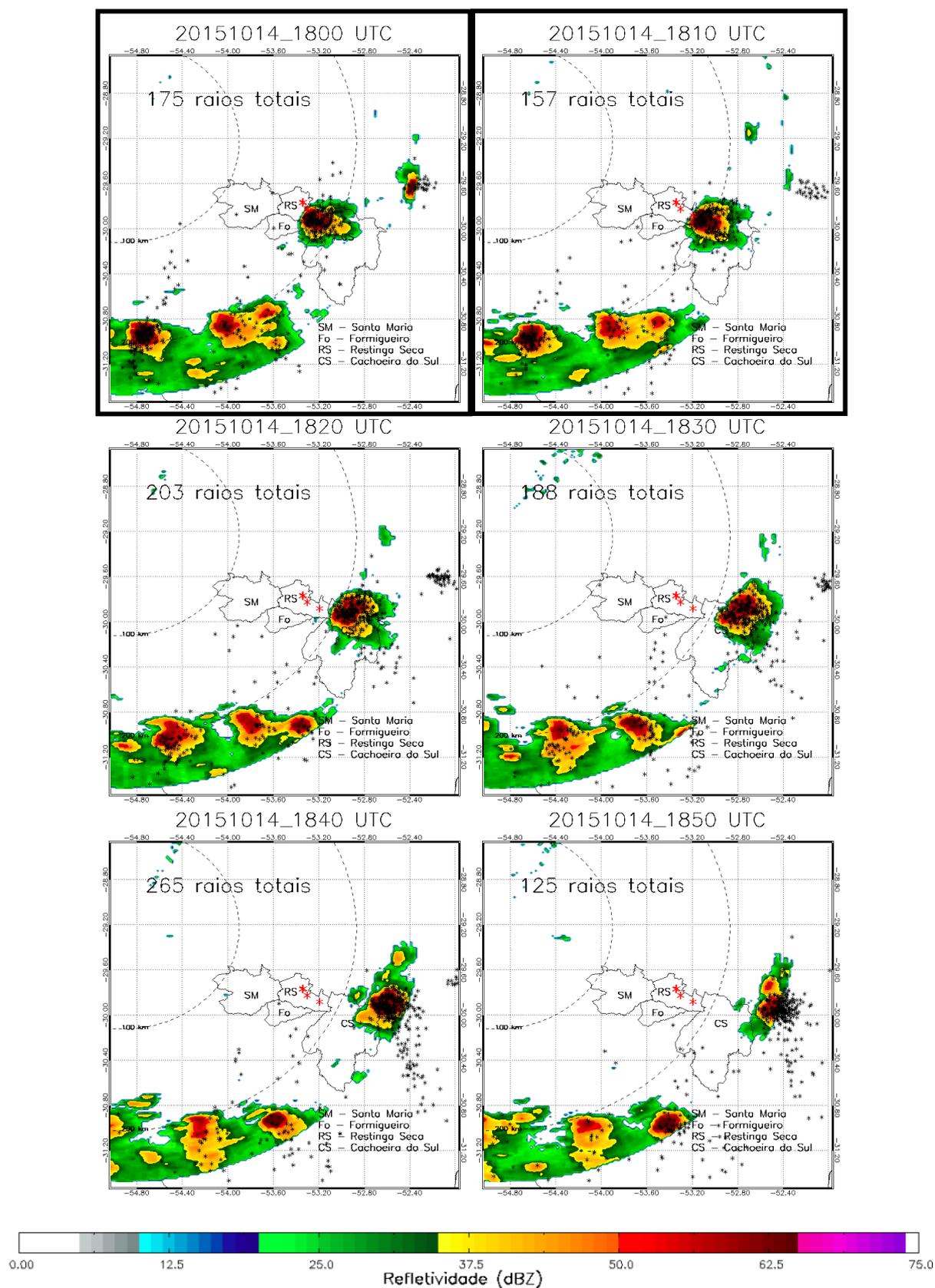
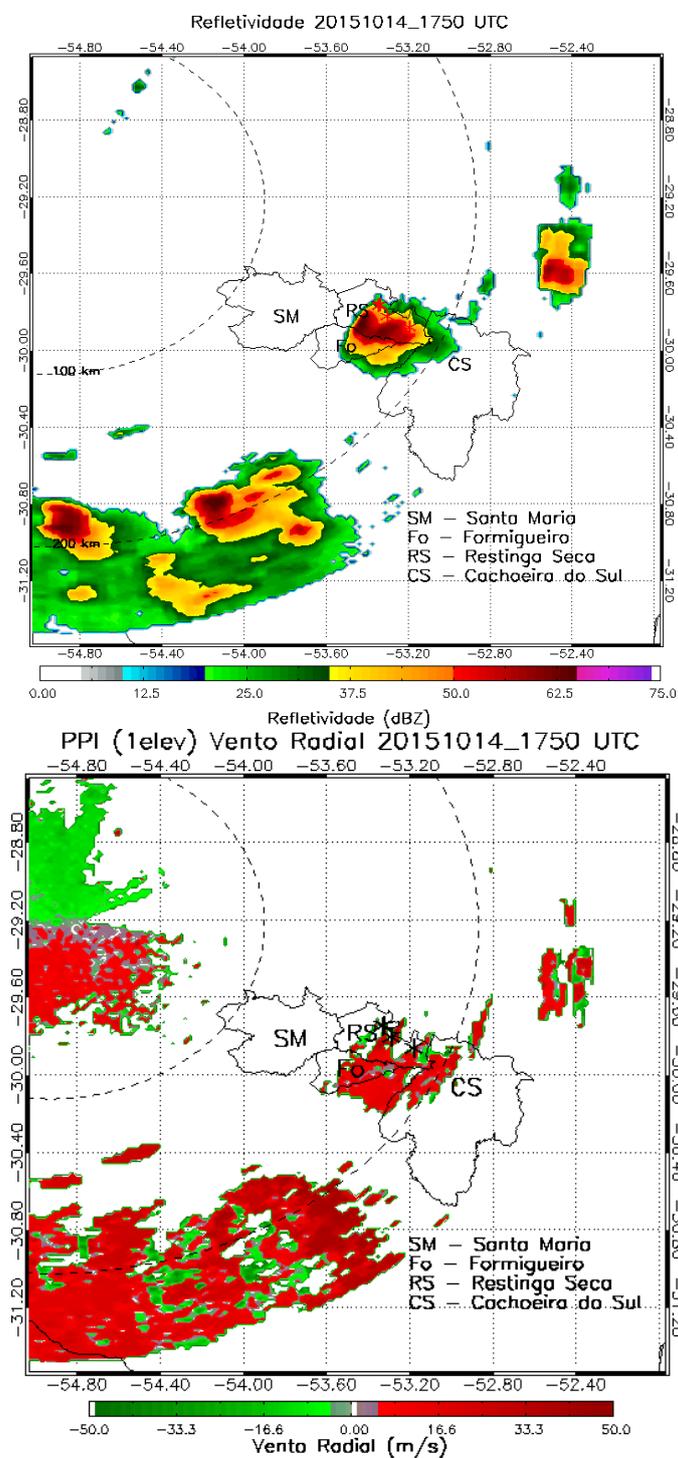


Figura 7.3 – Conclusão.



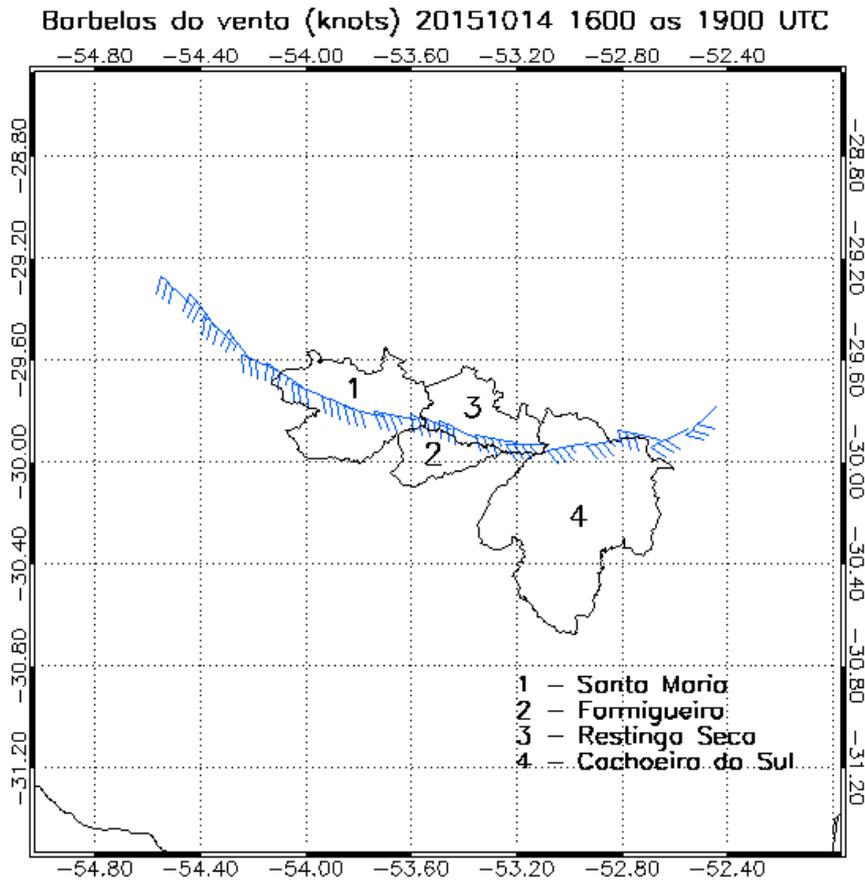
Fonte: Produção do autor.

Figura 7.4 – Refletividade do radar (dBZ) e velocidade radial do vento ($m s^{-1}$) em 2 km de altura, mostrando assinatura de tempestade extrema do dia 14 de outubro de 2015 às 1750 UTC. As isolinhas finas de cor preta indicam os municípios de Santa Maria, Formigueiro, Restinga Seca e Cachoeira do Sul (estado do RS) que registraram granizo extremo durante esta tempestade.



Fonte: Produção do autor.

Figura 7.5 – Trajetória da supercélula do dia 14 de outubro de 2015 através da direção e magnitude do deslocamento dos clusters mostrados por barbelas de vento (kt) das 1600 as 1900 UTC. As isolinhas finas de cor preta indicam os municípios de Santa Maria, Formigueiro, Restinga Seca e Cachoeira do Sul (estado do RS) que registraram granizo extremo durante esta tempestade.



Fonte: Produção do autor.

A evolução temporal da estrutura vertical da precipitação desta supercélula é mostrada na Figura 7.6. Os cortes verticais são realizados usando os dados volumétricos do radar (i.e., conjunto de todas elevações – PPI, do inglês, *plan position indicator*). Esta metodologia de cortes verticais é semelhante ao RHI (*Range Height Indicator*, termo em inglês). Os cortes variam em azimute para cada tempo, com o objetivo de pegar o melhor ângulo azimutal para cada intervalo do ciclo de vida da supercélula. O primeiro eco ≥ 35 dBZ em 2 km de altura é detectado as 1600 UTC (i.e., início do rastreamento da tempestade nas Figuras 7.2 e 7.3), porém o sistema convectivo apresenta valores mais altos de refletividade do radar, em torno de 50 dBZ entre 3-5 km de altura. Nota-se que a supercélula de tempestade vai crescendo em altura. A partir das 1650 UTC é que a supercélula começa a apresentar valores de

refletividade do radar acima de 65 dBZ entre 3 e 5 km de altura e o topo da precipitação da tempestade já ultrapassa 15 km de altura.

O maior crescimento vertical da tempestade é entre as 1650 e as 1720 UTC (Figura 7.6). Nota-se, as 1700 UTC, um bolsão de gelo (valores de refletividade do radar ≥ 65 dBZ) entre 5 e 7 km de altura. Ainda as 1710 UTC se observa uma região limitada de eco fraco (BWER – *Bounded Weak Echo Region*, termo em inglês). Isto ocorre quando as gotículas de água e granizo saem da coluna atmosférica em grandes altitudes, onde estão as intensas correntes ascendentes. As 1710 e 1720 UTC os valores de refletividade do radar ≥ 65 dBZ podem ser observados desde 11 km de altura até a superfície, sugerindo uma camada espessa de grandes e numerosos hidrometeoros e também, altas taxas de precipitação e possível precipitação de granizo na superfície. A partir das 1730 UTC é possível perceber que o bolsão de refletividade do radar ≥ 65 dBZ é suspenso entre 5 e 12 km de altura e permanece suspenso por mais 20 minutos até as 1750 UTC, indicando que as partículas de tamanho de precipitação cresceram e tornaram-se mais numerosas. Isto sugere crescimento intenso da corrente ascendente através da região de fase mista, o que favorece o crescimento de grandes pedras de granizo (e.g., DOSWELL III, 2001; KNIGHT et al., 1983, 2001; SCHULTZ et al., 2011). Esta suspensão em níveis mais elevados mostra os bolsões de gelo entre as 1730 e 1750 UTC, evidenciando o fortalecimento da corrente de ar ascendente através dos pulsos das novas células convectivas (isoladas e profundas) que surgem na vanguarda do sistema convectivo e que regeneram estas intensas tempestades ao longo do seu ciclo de vida. A intensificação da corrente de ar ascendente, dentro da zona de fase mista, leva a formação de grandes hidrometeoros de gelo. Já as 1800 e 1810 UTC observa-se altos valores de refletividade do radar, maior que 70dBZ, próximos à superfície, que está associado a precipitação do granizo. Nestes dois momentos (1800 e 1810 UTC) do granizo severo na superfície, o topo da precipitação da supercélula atinge ~25 km de altura. As 1820 UTC os valores de refletividade do radar decaem rapidamente.

Figura 7.6 – Cortes verticais na refletividade do radar para o cluster da supercélula de tempestade do dia 14 de outubro de 2015 das 1600 às 1830 UTC. Nos momentos do granizo, as figuras possuem um contorno de caixa preta.

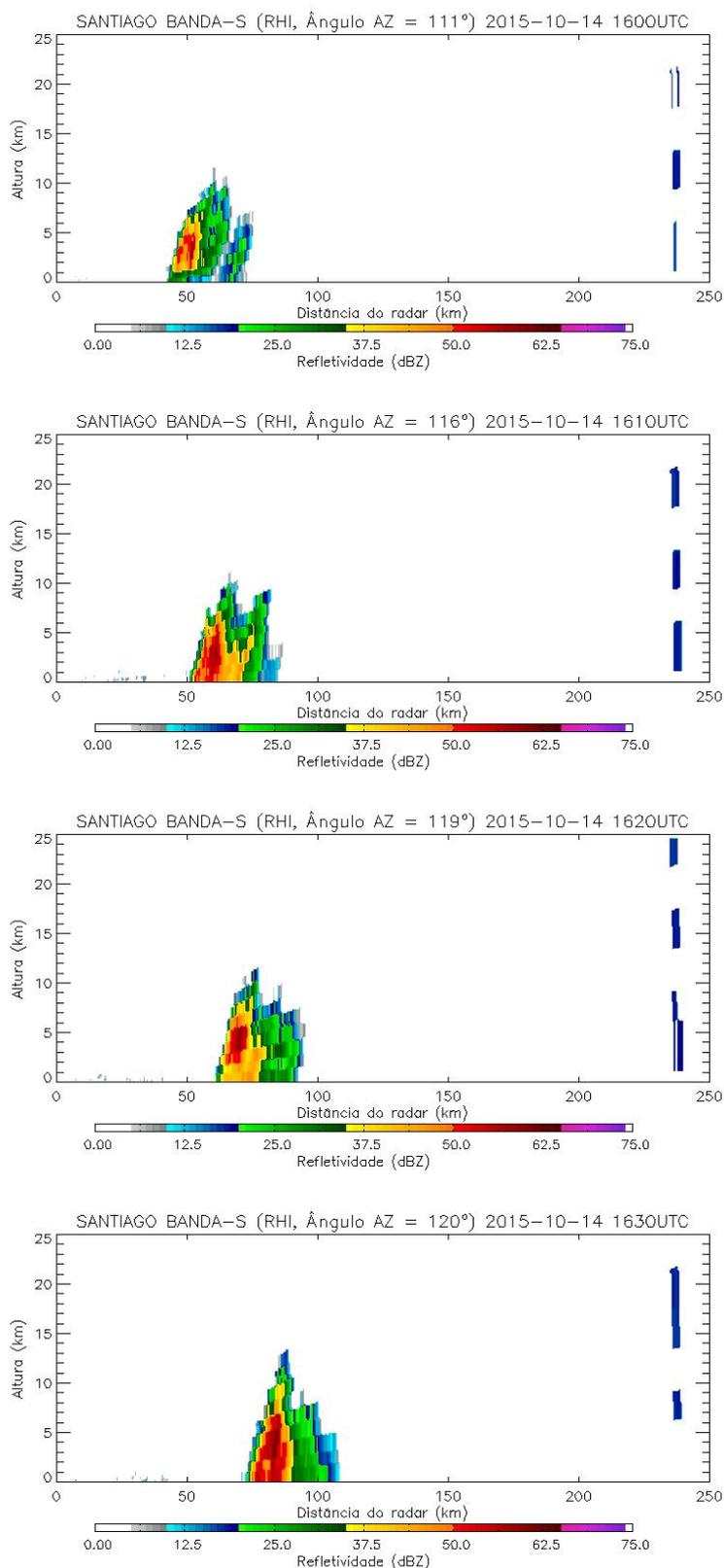


Figura 7.6 – Continuação.

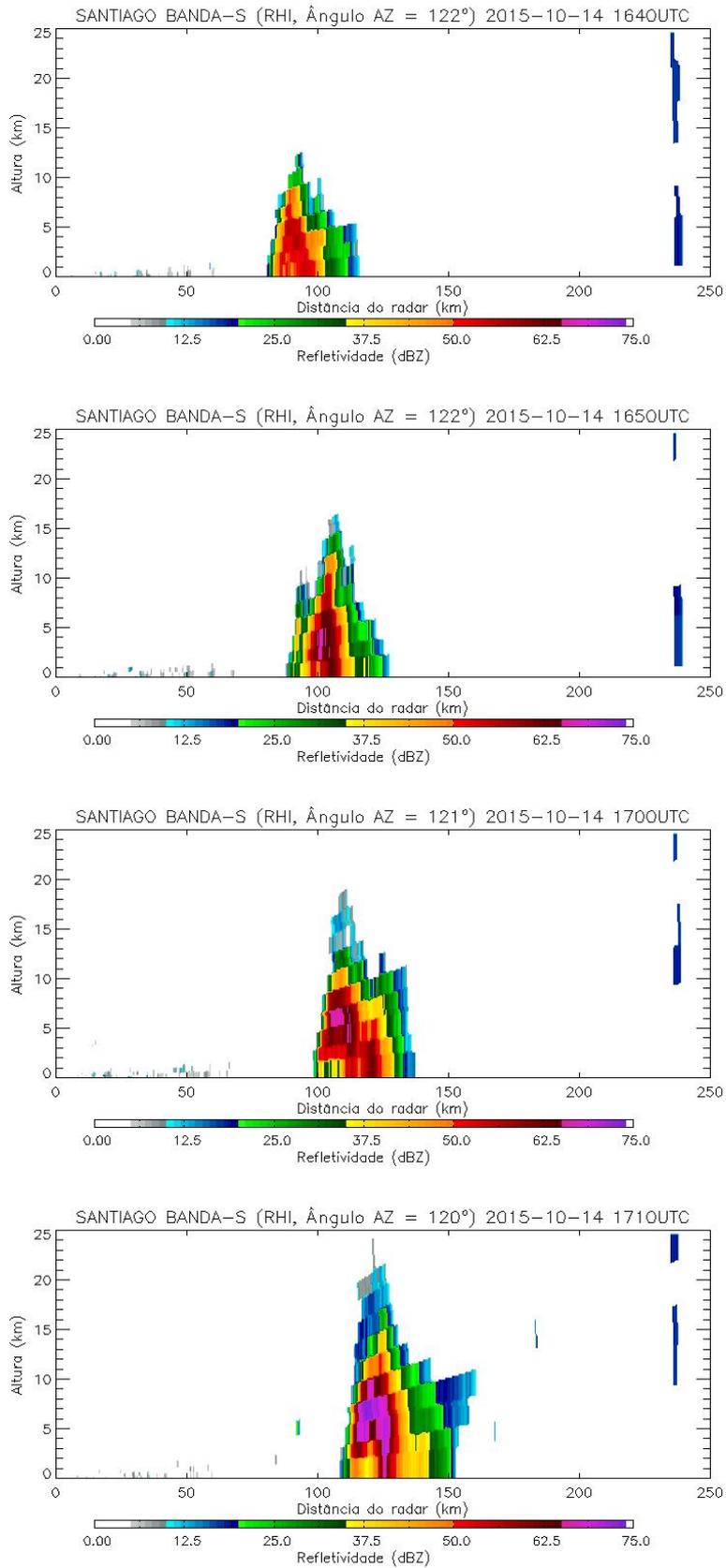


Figura 7.6 – Continuação.

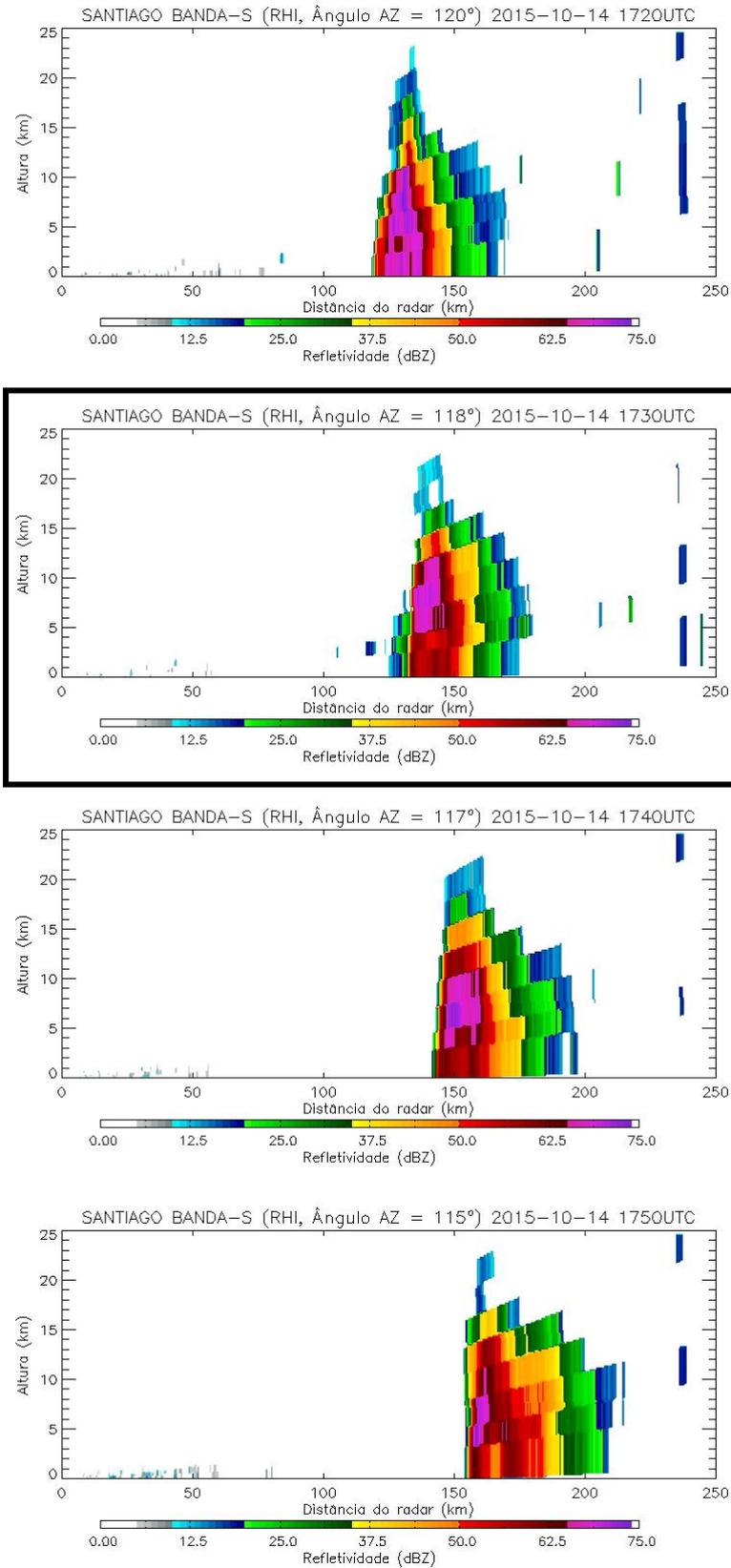
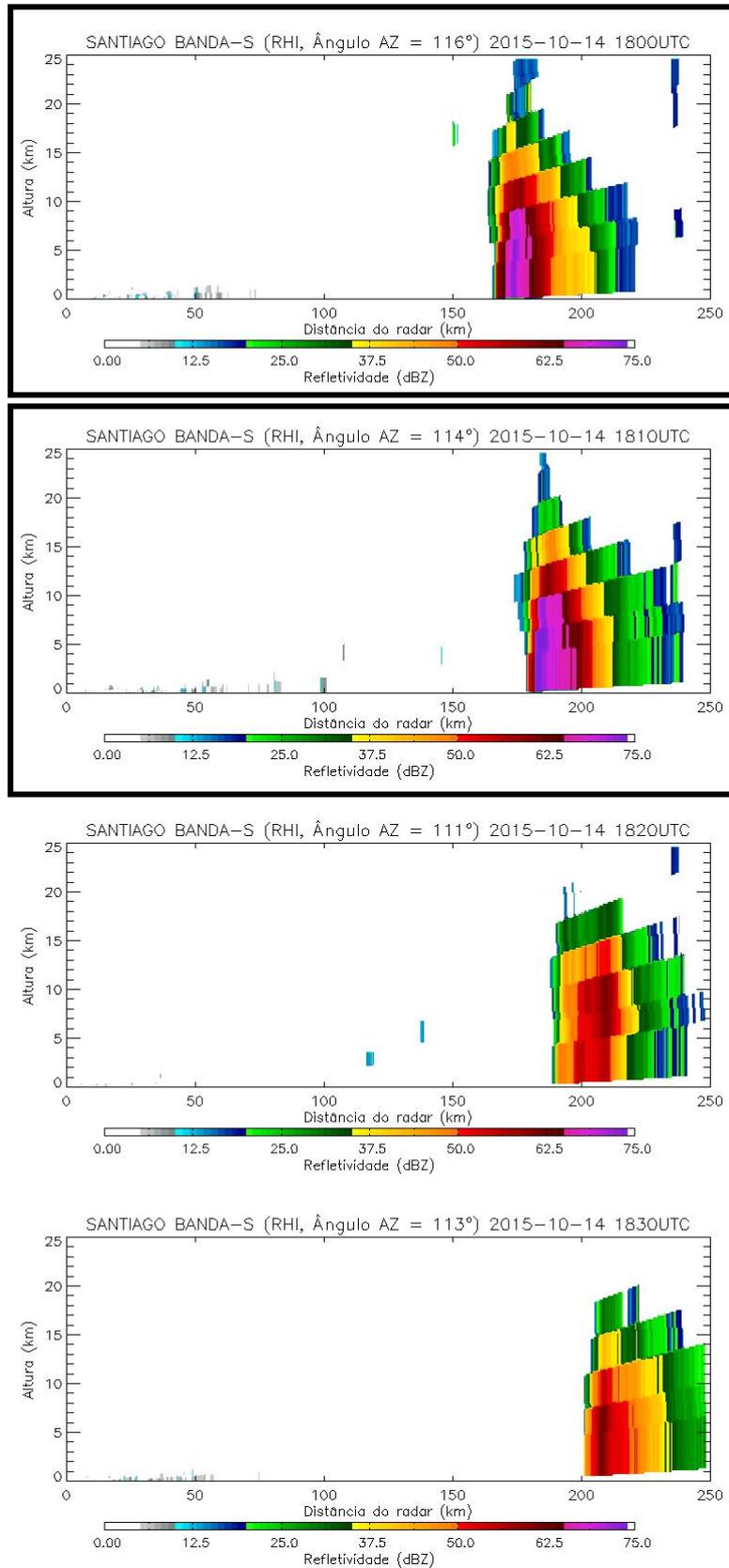
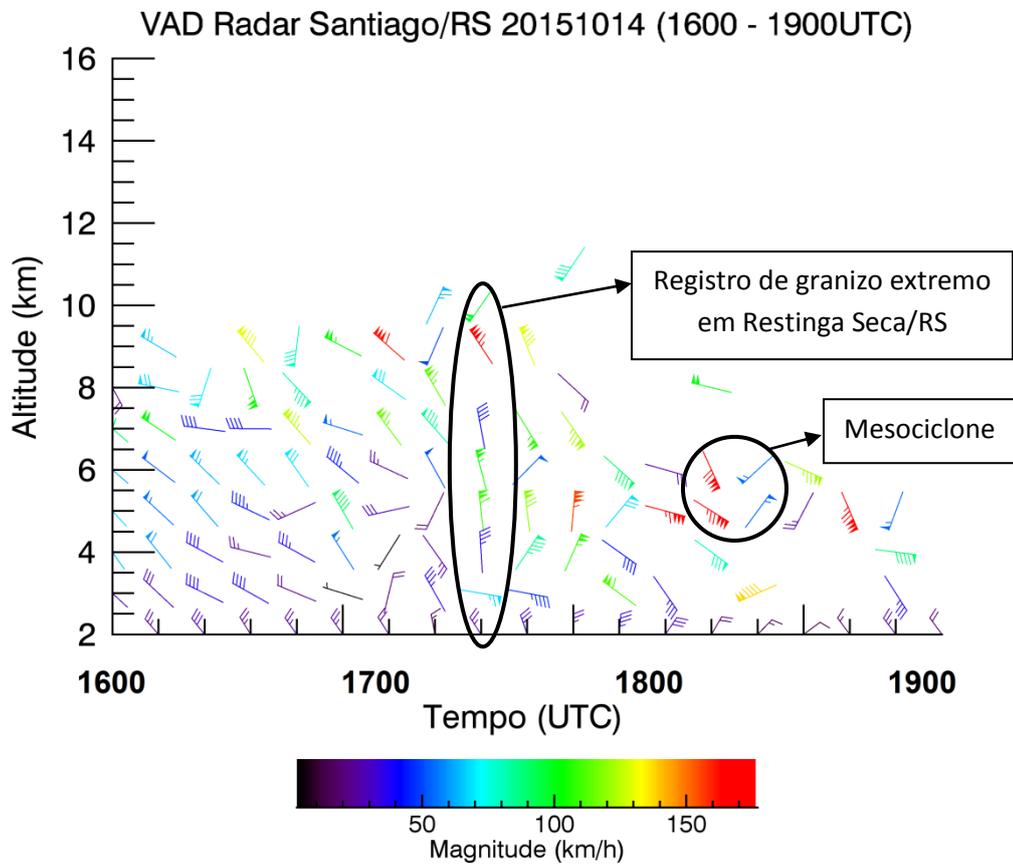


Figura 7.6 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

Figura 7.7 – VAD (*Velocity Azimuth Display*) durante a ocorrência de uma supercélula de tempestade no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 às 1900 UTC.



Fonte: Produção do autor.

Para análise dos processos cinemáticos que ocorreram durante o ciclo de vida desta supercélula de tempestade, foi aplicado a metodologia VAD (*Velocity Azimuth Display*, termo em inglês) (Secção 3.2.3). A análise permite determinar a direção e a intensidade do vetor vento em diferentes níveis de altura. A Figura 7.7 mostra a técnica VAD aplicada para o radar Banda-S de Santiago/RS, das 1600 às 1900 UTC do dia 14/10/2015. O perfil da direção e intensidade do vento pela altura mostra nos primeiros passos de tempo, ou seja, das 1600 as 1640 UTC, um fluxo bem intenso de NW-SE que vai desde 2 km de altura até aproximadamente 6 km de altura. As 1710 UTC o padrão de escoamento atmosférico, dentro da área de cobertura do radar meteorológico, mostra um forte cisalhamento do vento entre 3 e 4 km de altura, favorecendo a intensificação da tempestade. Já as 1720 e 1730 UTC mostram

um vento horizontal de norte, onde em 9 km de altura a velocidade do vento é maior do que 150 km/h. Entre as 1810 e 1820 UTC a supercélula de tempestade apresenta rotação ciclônica entre 5 e 6 km de altura, evidenciando a presença do mesociclone.

A formação da grande quantidade de gelo e dos bolsões de granizo, mostrados na Figura 7.6, também são observados na evolução temporal e espacial do ciclo de vida da supercélula em termos do conteúdo integrado de gelo (kg m^{-2}) da Figura 7.8. Das 1600 às 1640 UTC a tempestade apresenta, de forma geral, valores de conteúdo integrado de gelo entre 10 e 20 kg m^{-2} para a maioria dos perfis de refletividade do radar. Entre as 1650 e 1700 UTC o sistema convectivo já apresenta valores de conteúdo integrado de gelo em torno de 40 e 50 kg m^{-2} já evidenciando a intensificação da corrente de ar ascendente. Porém, entre as 1700 e 1720 UTC, baseando-se nos parâmetros microfísicos integrados verticalmente, a tempestade convectiva apresenta um crescimento abrupto da quantidade de gelo, detalhados os valores a seguir. Na Figura 7.8, das 1710 até as 1810 UTC, a supercélula de tempestade apresenta bolsões de gelo, com valores de conteúdo integrado de gelo acima de 80 kg m^{-2} (cores vermelho e vermelho escuro) para os perfis de refletividade do radar e a área do cluster de 35 dBZ aumenta de 700 para 1400 km^2 . Incrivelmente, esta supercélula mantém estes bolsões de gelo durante uma 1 hora (das 1710 as 1810 UTC). Durante este intervalo de tempo do ciclo de vida da supercélula de tempestade, quando há a maior produção de granizo e corrente ascendente mais intensa, também é observado um salto no número de raios da tempestade de 15 para 157 raios (Figura 7.3). Às 1750 UTC temos uma assinatura de tempestade extrema visto na imagem do radar meteorológico (Figura 7.4) e no corte vertical (Figura 7.6), VII de 242 kg m^{-2} (Figura 7.8) e 171 raios totais (Figura 7.3). Aproximadamente, as 1800 e 1810 UTC alguns bairros dos municípios de Restinga Seca/RS e Cachoeira do Sul/RS registram enormes pedras de granizo, conforme a Figura 7.1.

Figura 7.8 – Ciclo de vida da supercélula de tempestade de granizo no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 as 1850 UTC através do conteúdo integrado de gelo (kg m^{-2}) observado pelo radar de Santiago/RS. As isolinhas finas de cor preta indicam os municípios de Santa Maria, Formigueiro, Restinga Seca e Cachoeira do Sul (estado do RS). Os asteriscos em vermelho são os locais com registro de granizo. Nos momentos do granizo, as figuras possuem um contorno de caixa preta.

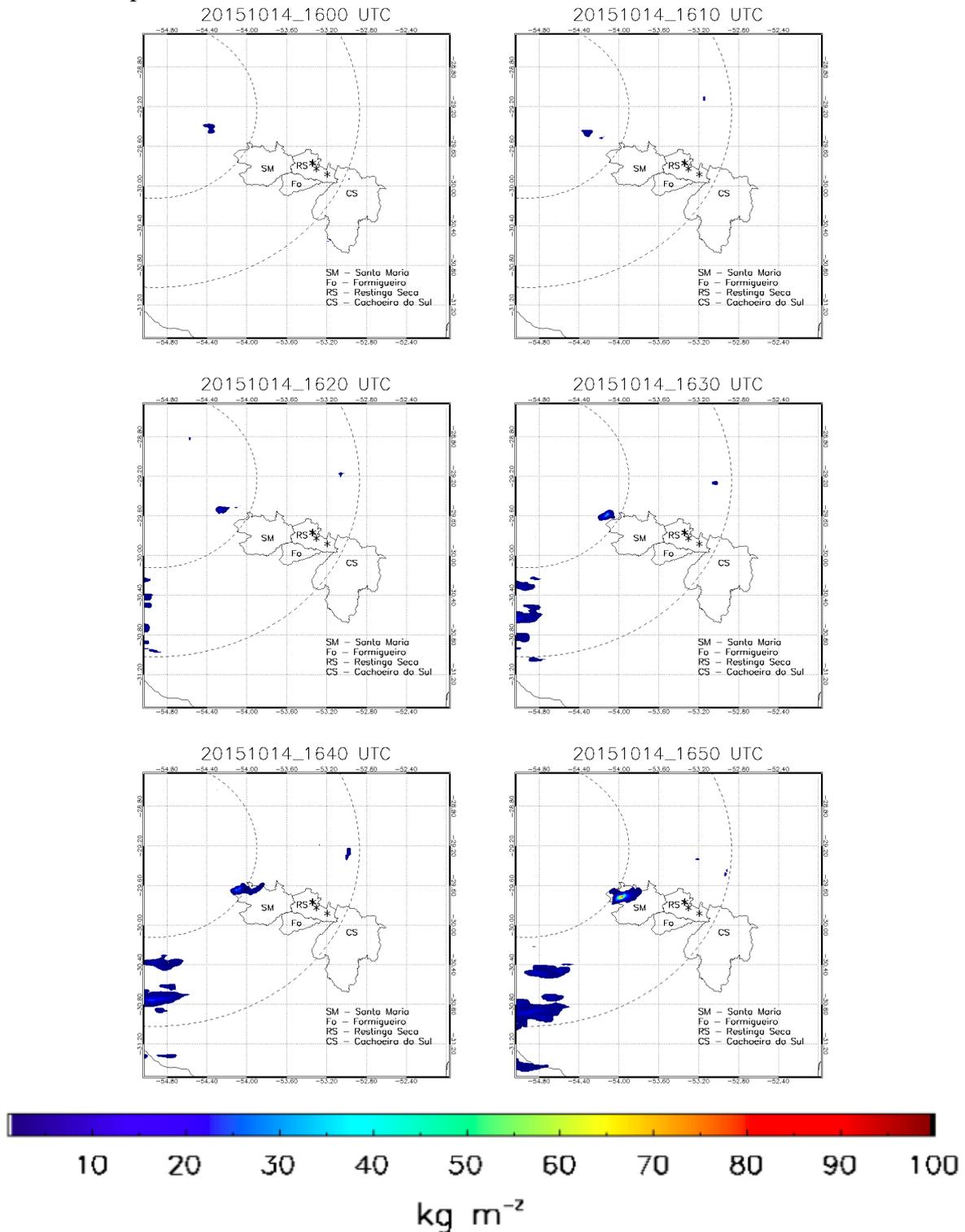
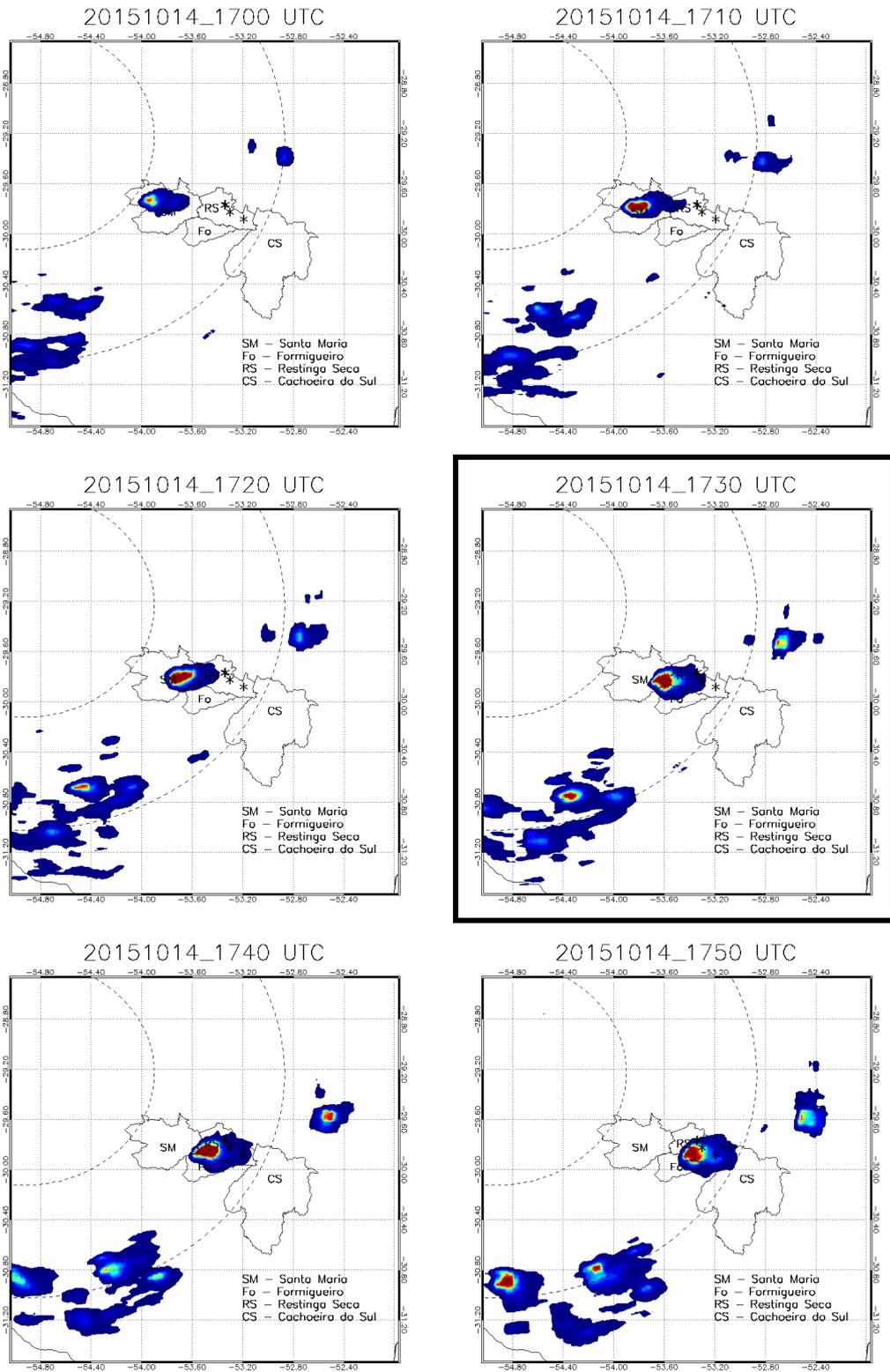
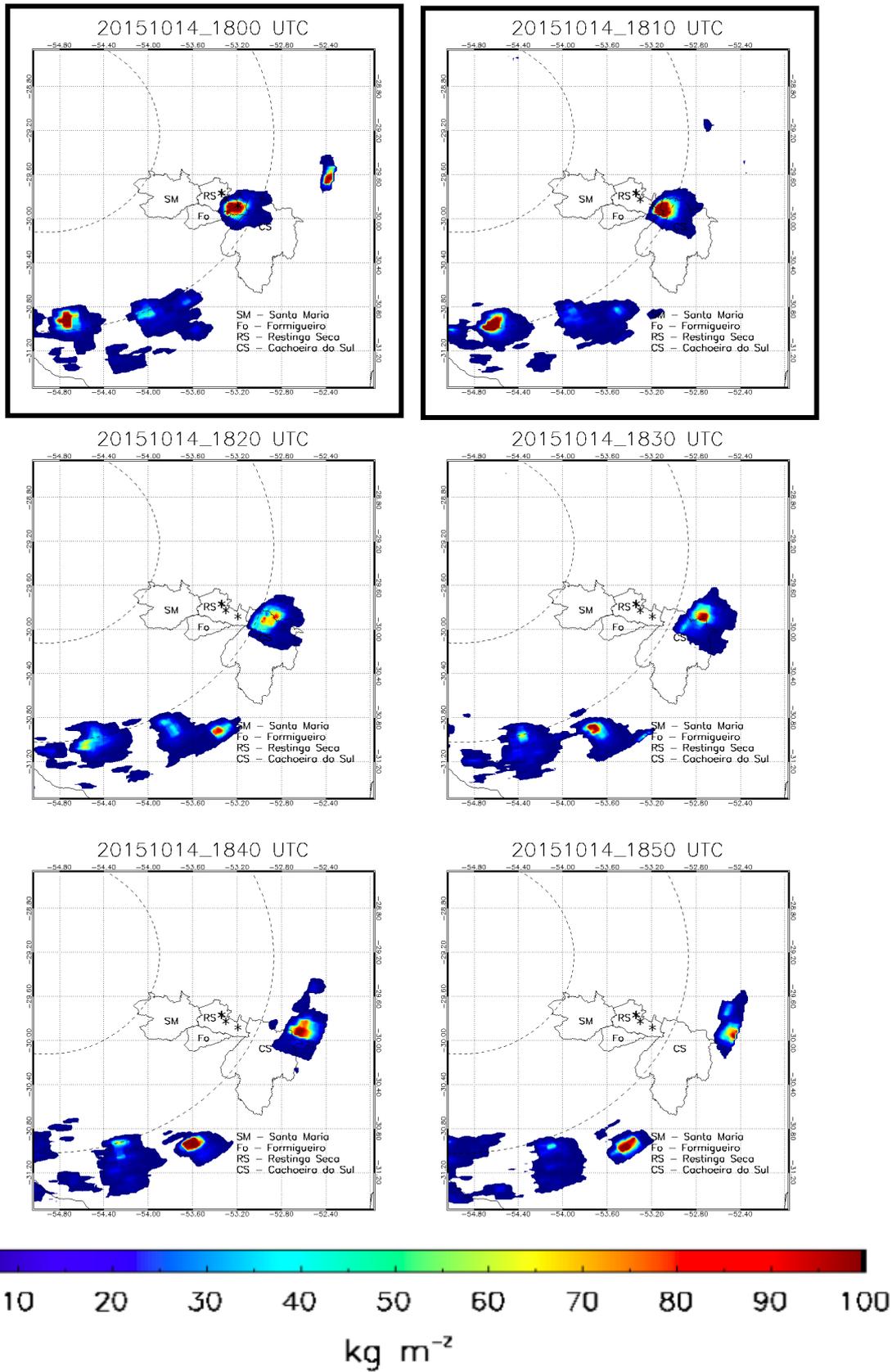


Figura 7.8 – Continuação.



kg m^{-2}

Figura 7.8 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

Para análise dos processos microfísicos, dentro deste ambiente atmosférico de extrema instabilidade, capaz de gerar queda de granizo grande e vários prejuízos sócio-econômicos, foi utilizado o monitoramento da variação temporal da área, da máxima refletividade, do conteúdo integrado de água líquida (VIL) e gelo (VII), desde a primeira detecção da célula convectiva ($\geq 35\text{dBZ}$) até o sistema convectivo sair da área de alcance do radar meteorológico. Simultaneamente é analisada a frequência dos raios totais acumulados dentro do mesmo intervalo de varredura do radar (i.e., 10 minutos). Este monitoramento é apresentado na Figura 7.9 para área e máxima refletividade e na Figura 7.10 para o VIL e VII. No caso do VIL e VII é utilizada a média de 3x3 pixels ao redor do pixel de maior valor, semelhante ao que foi apresentado na Figura 6.7.

A Figura 7.9 mostra que o primeiro eco de refletividade $\geq 35\text{dBZ}$, do sistema convectivo, é detectado as 1600 UTC com uma área de 40km^2 e as 1830 UTC, o sistema convectivo, apresenta um área de 1400 km^2 . Este aumento de 35 vezes do tamanho da área $\geq 35\text{dBZ}$ em 2,5 horas, evidencia o rápido crescimento deste sistema convectivo severo, onde durante seu crescimento são registradas as precipitações de granizo. Os registros de granizo antecederam em 1 hora (1730 UTC), 30 minutos (1800 UTC) e 20 minutos (1810 UTC) a maturação (i.e., a maior área do sistema convectivo) que ocorreu às 1830 UTC durante seu ciclo de vida dentro da região de monitoramento do radar meteorológico de Santiago. A máxima refletividade do radar em 2 km de altura salta de 48dBZ (1600 UTC) para 71dBZ (1720 UTC). Este primeiro pulso da tempestade supercélula está associado à precipitação de granizo que ocorreu as 1730 UTC, e após as 1740 UTC a máxima refletividade do radar em 2 km diminui para 63dBZ . O segundo pulso em 2 km da tempestade supercélula ocorre das 1740 até as 1810 UTC, onde a máxima refletividade salta de 63 para 77dBZ , sendo o maior valor de refletividade encontrado em toda esta pesquisa, sugerindo a presença de enormes pedras de gelo que foram registradas neste momento segundo os reportes sobre este estudo de caso. Após este máximo, a refletividade do radar decai rapidamente para 53dBZ às 1900 UTC pois a tempestade convectiva se afasta para fora da área de cobertura do radar.

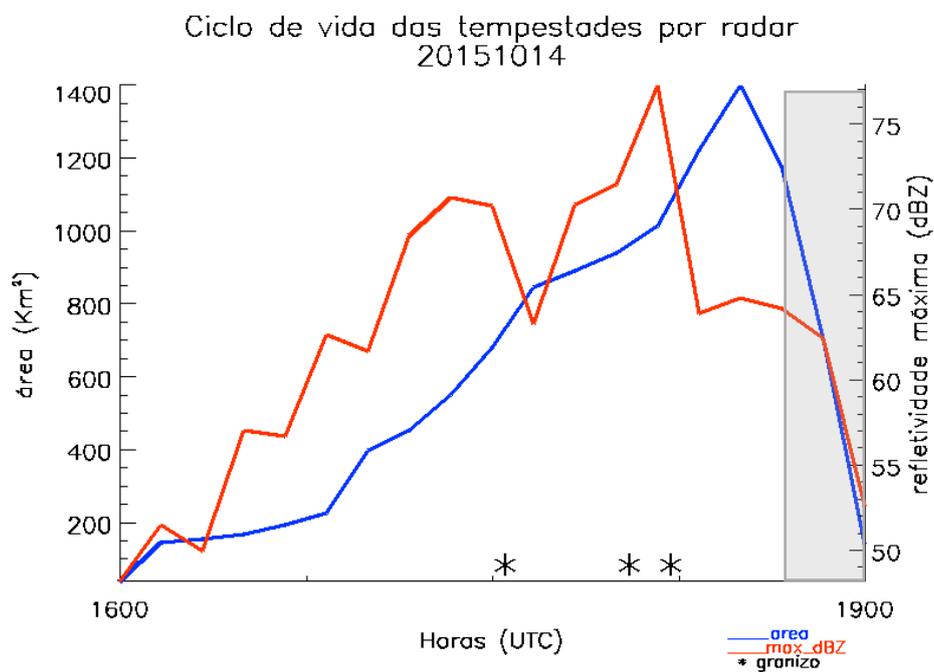
O monitoramento do VIL e VII da Figura 7.10 mostra que as 1600 UTC (primeiro eco $\geq 35\text{dBZ}$) o sistema convectivo apresenta valores de VIL de $6,7\text{ kg m}^{-2}$ e valores de VII de $1,7\text{ kg m}^{-2}$. O crescimento abrupto de gelo ocorre entre as 1700 e 1720 UTC, onde os valores de VIL saltam de 62 para 296 kg m^{-2} e os valores de VII saltam de 72 para 284 kg m^{-2} , registrando-se 52 raios totais em 10 minutos (i.e., $5,2\text{ raios min}^{-1}$). Estes valores sugerem

crescimento extremamente explosivo do sistema convectivo, onde em 20 minutos o sistema convectivo aproximadamente quadriplica sua produção de hidrometeoros dentro da nuvem supercélula. As 1730 UTC tem-se o registro do granizo e nota-se uma queda do VIL e VII (175 e 193 kg m⁻², respectivamente), evidenciando a retirada de massa de hidrometeoros do sistema convectivo. Entre as 1730 e 1810 UTC novamente o sistema convectivo cresce rapidamente, onde VIL salta de 175 para 367 kg m⁻² e o VII salta de 193 para 278 kg m⁻². As 1820 UTC, após os registros de granizo das 1800 e 1810 UTC, os valores de VIL e VII decaem bruscamente para 94 e 79 kg m⁻², respectivamente, sugerindo o enfraquecimento da corrente de ar ascendente além da evidente perda de massa de hidrometeoros, dentro da nuvem pela precipitação de granizo. Os pulsos durante o ciclo de vida das tempestades de granizo citados anteriormente, aparecem nesta análise da supercélula. O primeiro registro de granizo, as 1730 UTC, está associado ao 1º incremento acentuado de VIL e VII que ocorre entre as 1700 e 1720 UTC, imediatamente seguido do primeiro salto na atividade elétrica de 15 para 171 raios totais acumulados a cada 10 minutos das 1720 para as 1730, continuando até as 1750 UTC. Este primeiro incremento de massa de hidrometeoros ocorre aproximadamente 30 minutos antes do salto na atividade elétrica. O 2º incremento da massa de hidrometeoros dentro da supercélula de tempestade ocorre das 1730 até as 1810 UTC e está associado à precipitação de granizo as 1800 e 1810 UTC. A atividade elétrica observada entre as 1810 e 1840 UTC salta de 157 para 265 raios totais, novamente mostrando que o incremento de massa de hidrometeoros, dentro da tempestade convectiva, ocorre aproximadamente 30 minutos antes do salto na atividade elétrica.

A Figura 7.11 mostra o monitoramento do conteúdo integrado de gelo total (10⁶ kg) dentro do cluster ≥ 35 dBZ e os raios totais, ou seja, todos os perfis verticais de refletividade do radar que geraram valores de VII são somados, a fim de se obter um valor total do conteúdo de gelo presente em toda a supercélula. Nesta figura observa-se uma forte correlação entre a produção de hidrometeoros de gelo com a atividade elétrica associada a esta supercélula de tempestade. Nota-se um aumento acentuado e contínuo na produção de gelo total no sistema convectivo. As 1700 UTC, o total de gelo no cluster é 0,51x10⁶ kg aumentando para 12,2x10⁶ kg.10⁶ as 1810 UTC, i.e., um aumento em torno de 24 vezes na massa total de gelo da supercélula em 1h10min. A máxima área do cluster em 2 km de altura é detectada as 1830 UTC (Figura 7.9) mostrando que o sistema apresenta a maior massa de gelo antes de atingir sua maturação. A queda de granizo ocorre antes de o sistema convectivo atingir sua máxima

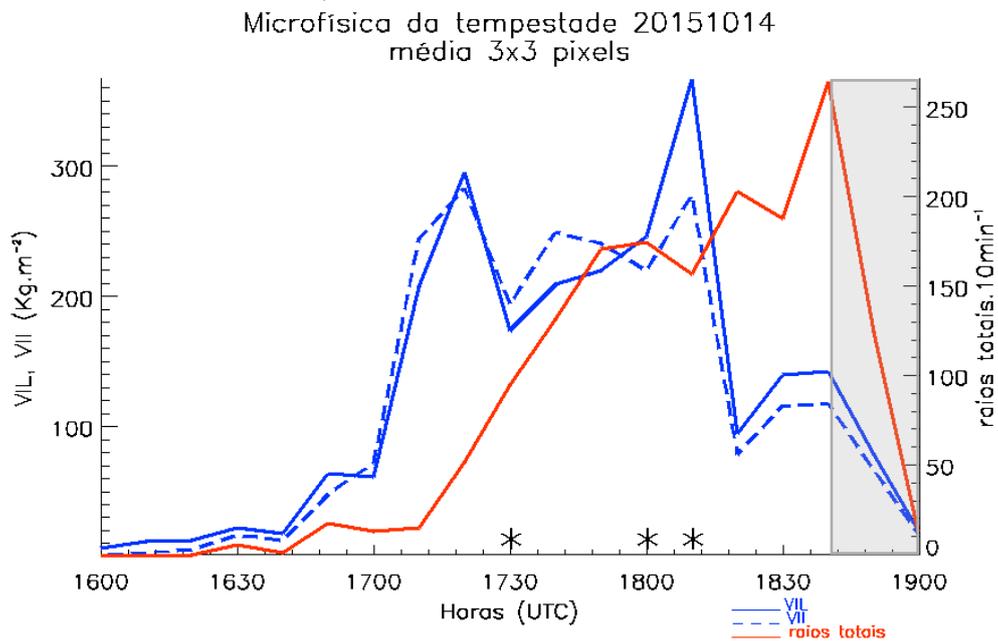
massa de gelo, ainda na fase de expansão do sistema convectivo, i.e., fase de desenvolvimento ou iniciação. Após as 1840 UTC nota-se uma queda brusca tanto na massa de gelo quanto nos raios totais, pois o sistema convectivo sai da área de alcance do radar meteorológico.

Figura 7.9 – Ciclo de vida da área (km^2) e da máxima refletividade do radar (dBZ) em 2 km de altura para a supercélula de tempestade ocorrida no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 às 1900 UTC. O retângulo cinza hachurado representa o momento em que a tempestade começa a sair da área de alcance (250 km) do radar meteorológico de Santiago/RS. Os asteriscos marcam os momentos dos registros de granizo.



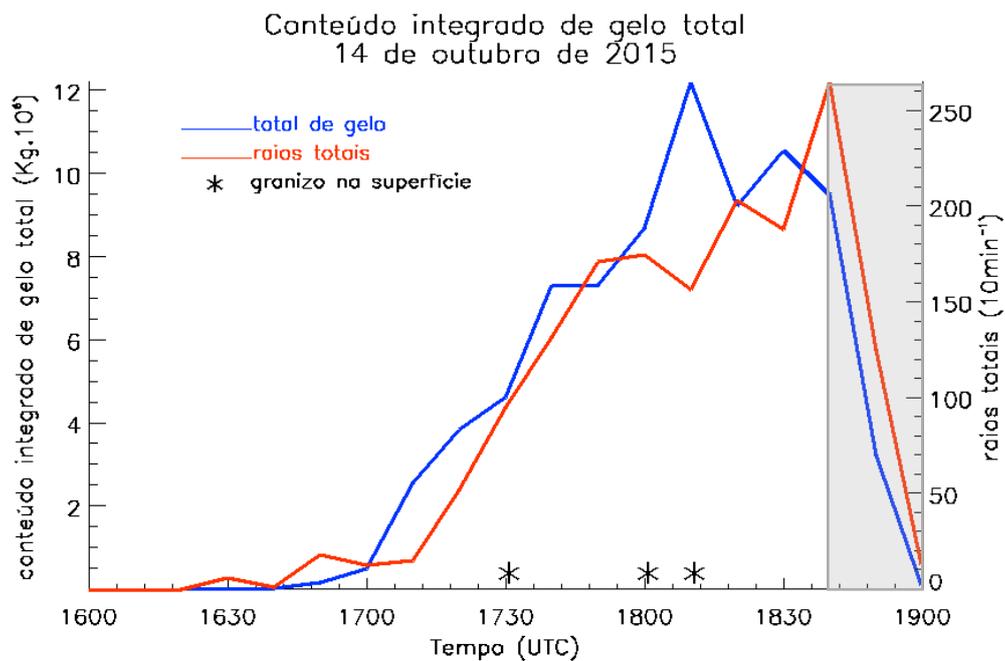
Fonte: Produção do autor.

Figura 7.10 – Idem à Figura 7.9, exceto para o conteúdo integrado de água líquida – VIL em kg m^{-2} (linha contínua azul), do conteúdo integrado de gelo – VII em kg m^{-2} (linha pontilhada azul) e raios totais acumulados a cada 10 minutos (linha contínua vermelha).



Fonte: Produção do autor.

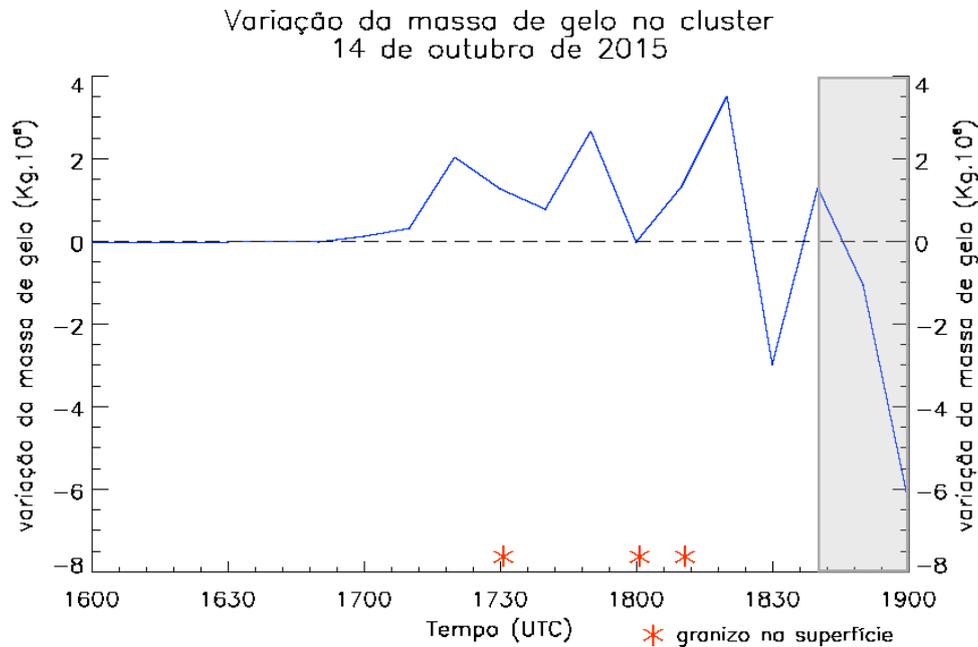
Figura 7.11 – Idem à Figura 7.9, exceto para o total do conteúdo de gelo (10^6 kg) – linha azul e raios totais (acumulados a cada 10 minutos) – linha vermelha.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 7.12 mostra a variação do conteúdo integrado de gelo total (10^6 kg) dentro do cluster ≥ 35 dBZ em relação ao passo de tempo anterior, ou seja, a derivada da massa de gelo total em 10 minutos. Observa-se que o sistema convectivo apresenta uma variação positiva na massa de gelo do cluster até o último registro de granizo, ou seja, mostrando um incremento na massa de gelo total do cluster. Pode-se observar 3 picos de incrementos da massa de gelo total, reforçando a teoria de que as intensas tempestades de granizo apresentam picos ao longo do seu ciclo de vida. O primeiro pico de 2×10^6 kg as 1720 UTC está associado à precipitação de granizo das 1730 UTC. O segundo incremento, de $2,5 \times 10^6$ kg na variação de massa de gelo ocorre as 1750 UTC e este pulso associa-se ao granizo das 1800 UTC. Após este horário, nota-se o terceiro e último pulso positivo de incremento na massa de gelo do cluster o qual está associado ao terceiro registro de granizo na superfície. A variação da massa de gelo total é 3,5 vezes maior antes do granizo e, após o último registro de granizo as 1810 UTC, a variação da massa de gelo total torna-se negativa, saindo de +3,5 para -3. Então, após o granizo, o sistema convectivo perde 6,5 vezes sua massa de gelo, mostrando que os processos físicos dominantes, na produção de hidrometeoros de gelo, ocorrem em curtos intervalos de tempo. Estes resultados da Figura 7.12 mostram que o monitoramento da variação da massa total de gelo em clusters convectivos pode ser um ótimo indicativo de possível precipitação de granizo (quando há saltos positivos de massa de gelo) e também desintensificação da fase mista e cessamento da severidade (quando a variação de massa passa a ser negativa).

Figura 7.12 – Variação da massa de gelo total (10^6 kg) no cluster para a supercélula de tempestade ocorrida no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 às 1900 UTC. O retângulo cinza hachurado representa o momento em que a tempestade começa a sair da área de alcance (250 Km) do radar meteorológico de Santiago/RS. Os asteriscos vermelhos marcam os momentos dos registros de granizo.



Fonte: Produção do autor.

A seguir, é discutida a variação na densidade de raios totais neste caso de supercélula utilizando única e exclusivamente a rede de detecção de descargas atmosféricas na superfície. Lembrando que o intuito desta análise é fazer uso da vantagem dos dados de raios serem em tempo quase real e de forma contínua e sobre uma área maior que o limitado raio de 250 km do radar meteorológico.

A Figura 7.13 mostra os clusters de densidade de raios totais das 1650 até as 1920 UTC para o dia 14 de outubro de 2015. A Figura 7.14 mostra o ciclo de vida da área e da densidade de raios totais do cluster rastreado com o ForTraCC-Raios. A partir das 1650 UTC nota-se a formação do cluster de densidade de raios totais próximo ao município de Santa Maria/RS com densidade de taxa de raios de 0,01 raios a cada 100 km^2 em 10 minutos (i.e., $10 \text{ raios km}^{-2} \text{ min}^{-1}$), mas é a partir das 1720 UTC que o sistema convectivo elétrico começa a aumentar rapidamente a sua máxima densidade de raios totais e sua área total. Das 1710 até as 1800 UTC o sistema convectivo elétrico apresenta um aumento abrupto na densidade de raios

totais, saltando de 0,01 para 0,055 a cada 100 km² em 10 minutos (i.e., de 10 para 55 raios km⁻² min⁻¹), mostrando um rápido aumento na atividade elétrica em 50 minutos, conforme destacado na Figura 7.14. Durante o aumento da máxima densidade de raios totais é observado o granizo na superfície. O sistema convectivo elétrico apresenta uma grande variação na atividade elétrica (não mostrado), ou seja, é utilizada a máxima derivada da densidade de raios totais (DFRDT), aqui considerado, com base na literatura, como o *lightning jump* (salto na atividade elétrica). Entre as 1710 e 1720 UTC a DFRDT é +43,8 e entre as 1720 e 1730 UTC a DFRDT é +150, evidenciando um aumento abrupto da atividade elétrica 20 minutos antes do primeiro registro de granizo na superfície. Após o granizo das 1730 UTC, a DFRDT cai para +12,5 (1740 UTC) e 0,0 (1750 UTC) mostrando que a tempestade supercélula passa por uma desintensificação na atividade elétrica total (i.e., cessamento de raios). Já entre as 1750 e 1800 UTC o sistema convectivo elétrico dispara novamente a produção de raios totais, onde a DFRDT salta de 0,0 para +81,2 no momento do segundo granizo. Então, foi possível determinar este aumento da atividade elétrica sem antecedência neste segundo registro de granizo e, o terceiro registro (1810 UTC), teve um salto no DFRDT 10 minutos antes do granizo. As 1810 UTC, a DFRDT já apresenta valor de -119, sugerindo a rápido decaimento da corrente ascendente que governa a atividade elétrica dentro da supercélula de tempestade. Contudo, a maior variação da máxima densidade de raios, que ocorreu antes do granizo, foi detectada entre 1720 e 1730 UTC, onde o valor de DFRDT registrado foi +150, isto é, o sistema convectivo elétrico apresentou um aumento de 150 vezes do valor da máxima densidade de raios totais, sendo a máxima DFRDT considerada o salto na atividade elétrica. Partindo deste princípio, o *lightning-jump* ocorreu entre as 1720 e 1730 UTC, ou seja, 10 minutos antes do primeiro granizo (1730 UTC), 30 minutos antes do registro do segundo granizo (1800 UTC) e 40 minutos antes do terceiro registro de granizo na superfície. Nestes dois momentos da queda de granizo (1800 e 1810 UTC) são registrados pedras de gelo enormes, maiores que ovos de galinha, com vários prejuízos associados (Figura 7.1).

Figura 7.13 – Clusterização da densidade de raios totais (100 km^2 e 10 minutos) no dia 14 de outubro de 2015 das 1650 às 1920 UTC. Nos momentos do granizo, as figuras possuem um contorno de caixa preta.

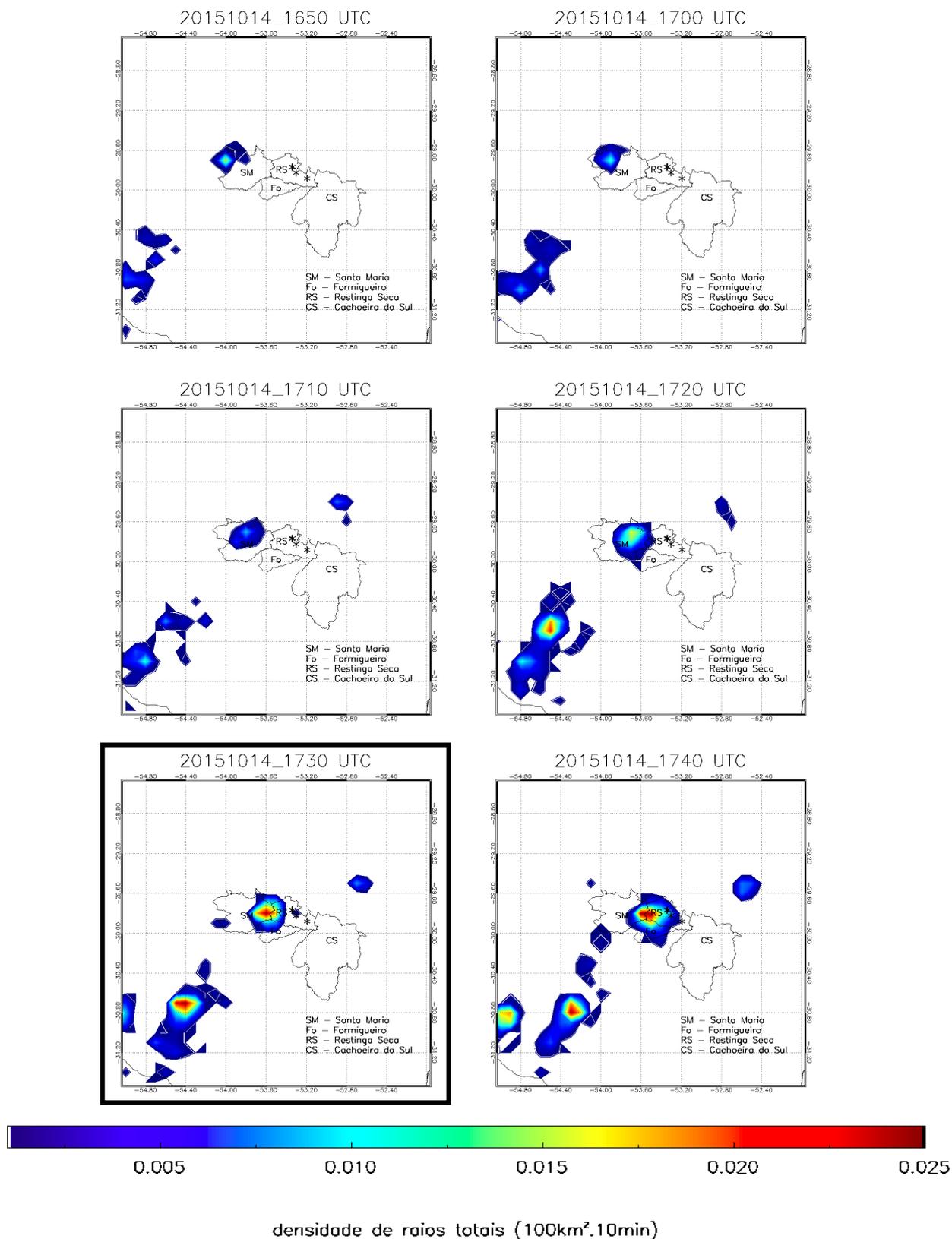


Figura 7.13 – Continuação.

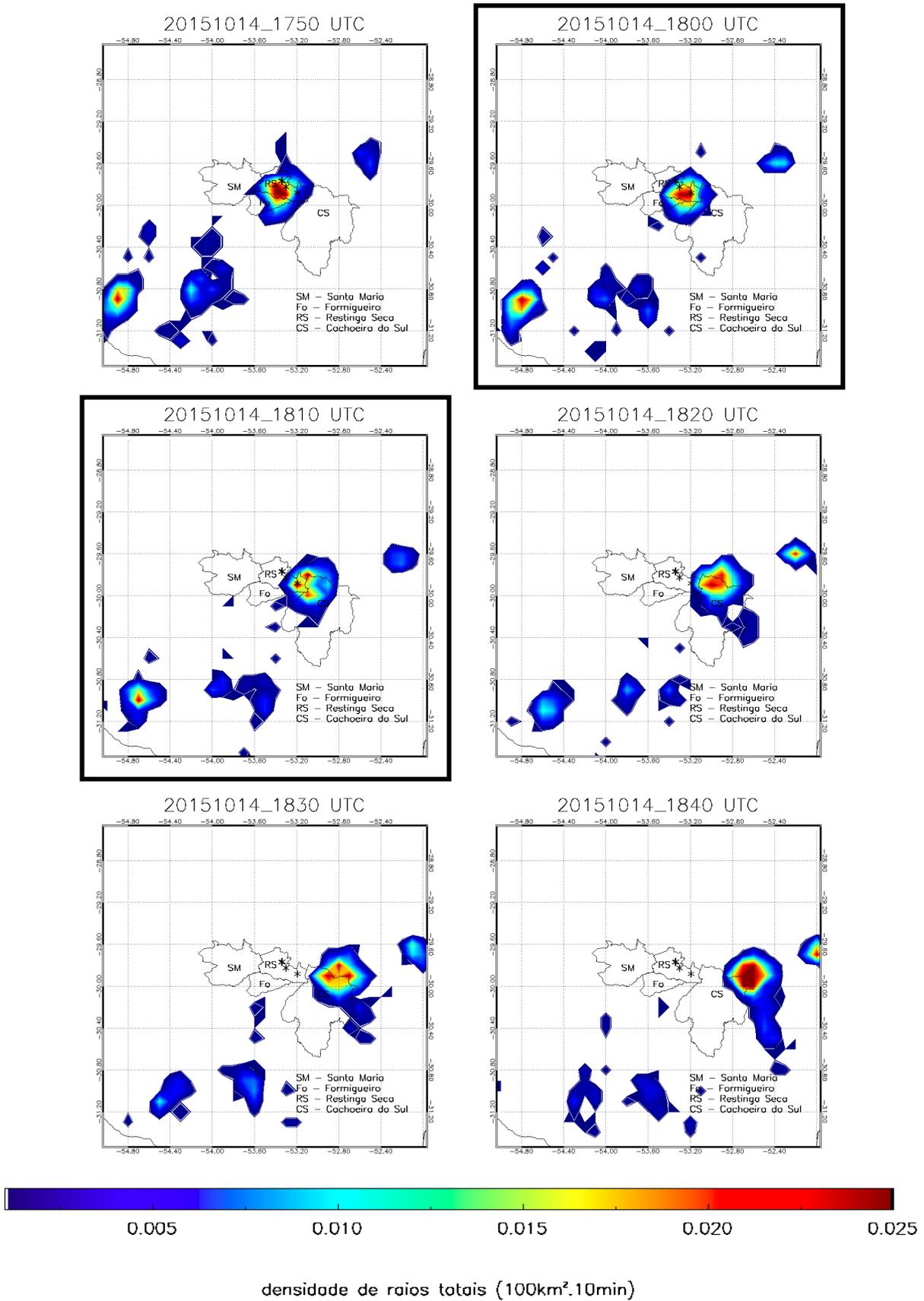
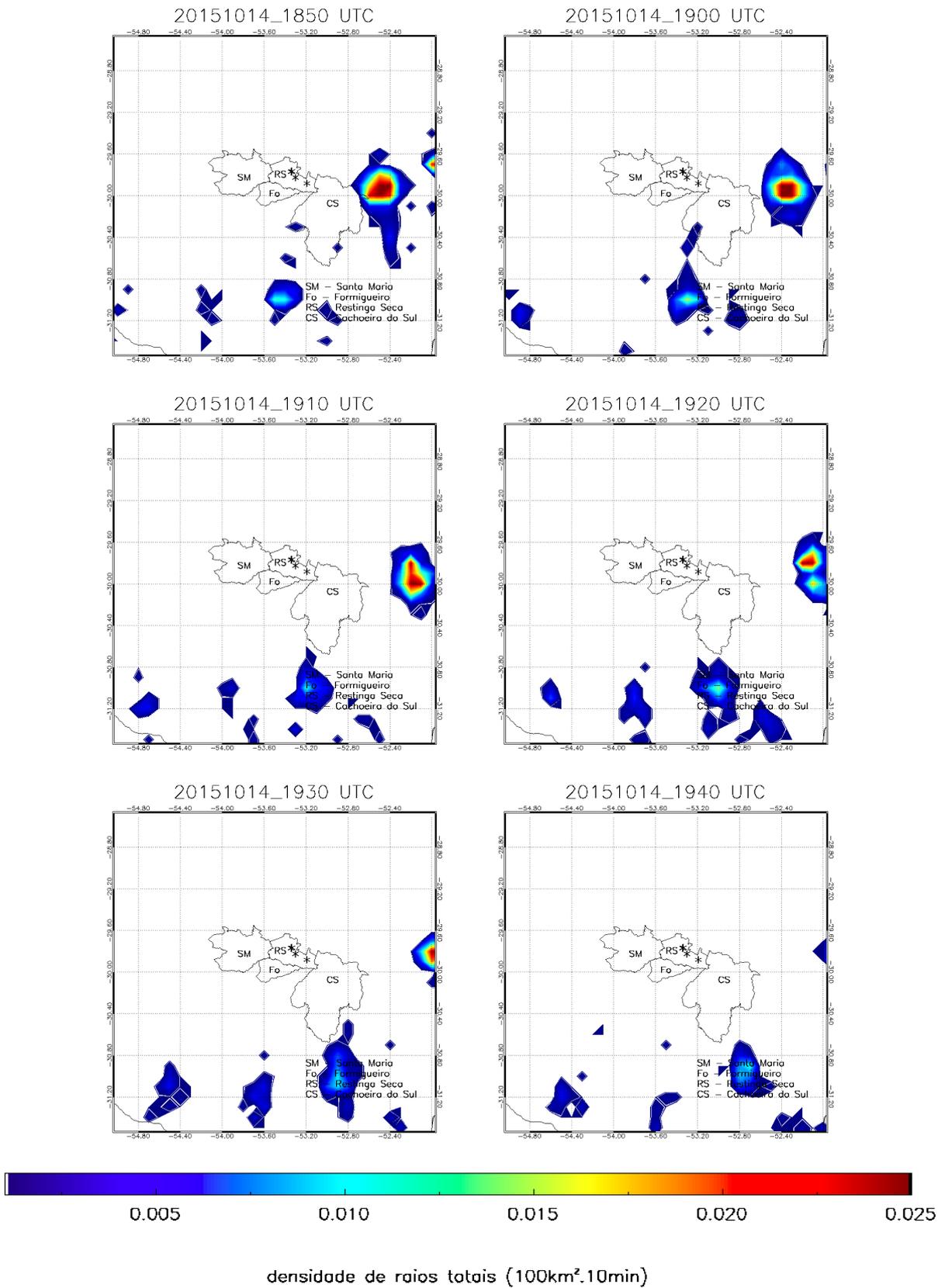


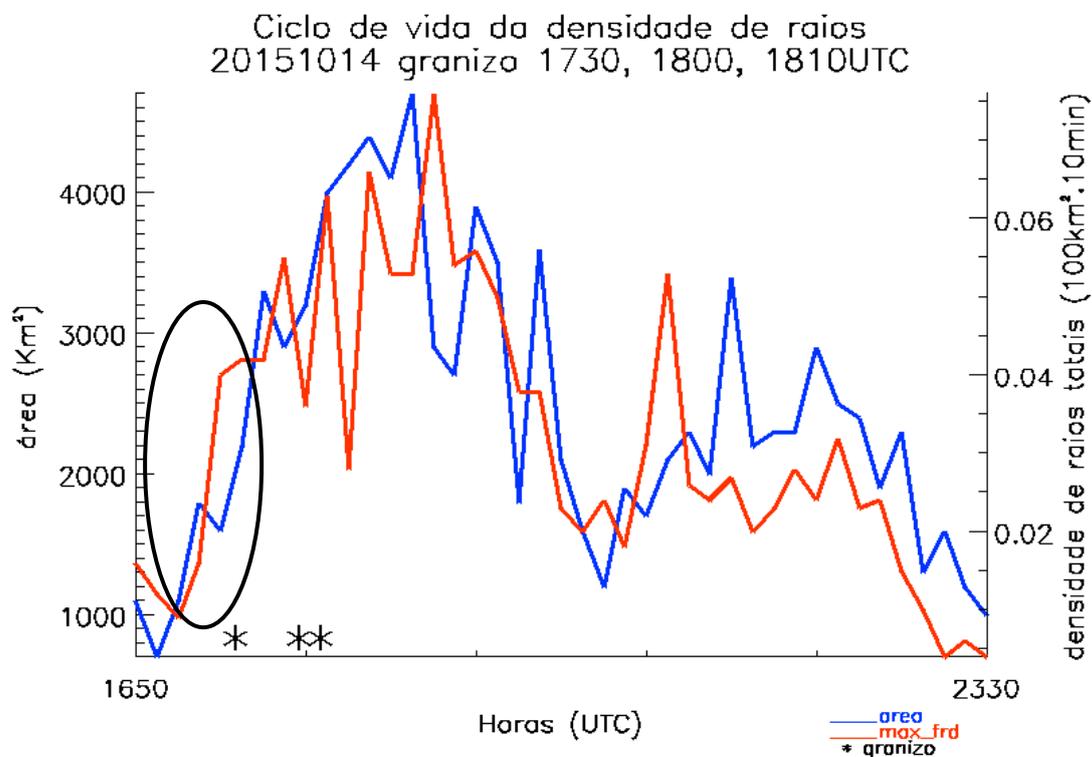
Figura 7.13 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 7.14 mostra o ciclo de vida da máxima densidade de raios totais (100km^2 e 10 minutos) e a área (km^2) do sistema convectivo elétrico. Enquanto utilizando o ForTraCC-Radar foi possível rastrear o sistema convectivo até as 1900 UTC (momento em que o sistema convectivo sai da área de cobertura do radar Banda-S de Santiago/RS), já utilizando o ForTraCC-Raios para o rastreamento dos sistemas convectivos não limita-se a área de cobertura do radar meteorológico e, neste caso, foi possível rastrear o sistema convectivo elétrico até as 2330 UTC quando foi registrado o último raio dentro desta tempestade. A máxima área do cluster $\geq 35\text{dBZ}$ é 1400 km^2 , as 1840 UTC, utilizando os dados do radar meteorológico e a máxima área do cluster convectivo elétrico é 4700 km^2 as 1900 UTC. Novamente, os registros de granizo são observados durante a fase de expansão do sistema convectivo elétrico, antes de atingir sua maturação (i.e., a maior área do sistema convectivo). Durante os registros de granizo, o sistema convectivo elétrico, possui uma área de 1600 km^2 , 2900km^2 e 3200km^2 as 1730, 1800 e 1810 UTC, respectivamente.

Figura 7.14 – Ciclo de vida da área (km^2) e da densidade de raios totais (100 km^2 e 10 minutos) do cluster do dia 14 de outubro de 2015 das 1650 às 2330 UTC rastreado com o ForTraCC-Raios.



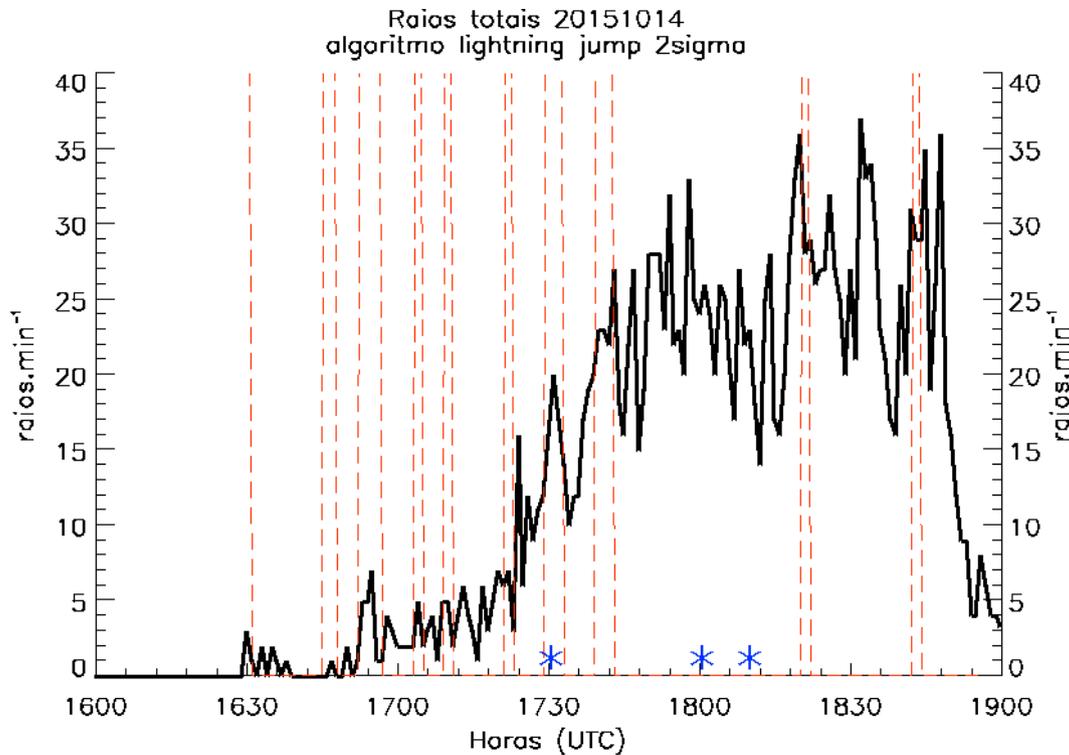
Fonte: Produção do autor.

A seguir, é apresentado o método automático de detecção de tempo severo, a partir dos dados de raios totais, conhecido como algoritmo *lightning-jump*, onde mostrou um relativo sucesso na antecipação de alertas para esta supercélula de tempestade ocorrida sobre o RS. Foram analisadas neste estudo 4 variantes do algoritmo *lightning-jump*, conforme discutido na metodologia (Seção 3.2.3). Abaixo são apresentados os resultados de cada uma dessas variantes usando os dados deste estudo de caso.

- ***2-sigma***

A Figura 7.15 mostra os raios totais acumulados a cada 1 minuto (linha preta contínua) conforme seção 3.2.3. As linhas vermelhas pontilhadas são os alertas de tempo severo baseados no algoritmo *lightning-jump* da versão 2-sigma, i.e., um alerta é emitido quando DFRDT ultrapassa 2-sigma (2x o desvio padrão) no período de 10 minutos de monitoramento. Nesta versão do algoritmo de detecção automática de tempo severo é possível observar vários alertas antes da ocorrência do granizo na superfície. Neste caso ocorreram 20 alertas do sistema antes do tempo severo ser registrado na superfície. O primeiro alerta de tempo severo ocorreu as 1630 UTC e o último as 1752 UTC, antes do último registro de granizo (1810 UTC).

Figura 7.15 – Ciclo de vida dos raios totais a cada 1 minuto para a supercélula de tempestade ocorrida no dia 14 de outubro de 2015 das 1600 às 1900 UTC. As linhas vermelhas pontilhadas são os alertas de tempo severo baseados no algoritmo na versão 2-sigma do algoritmo *lightning-jump*. Os asteriscos marcam o momento de registro de granizo na superfície.

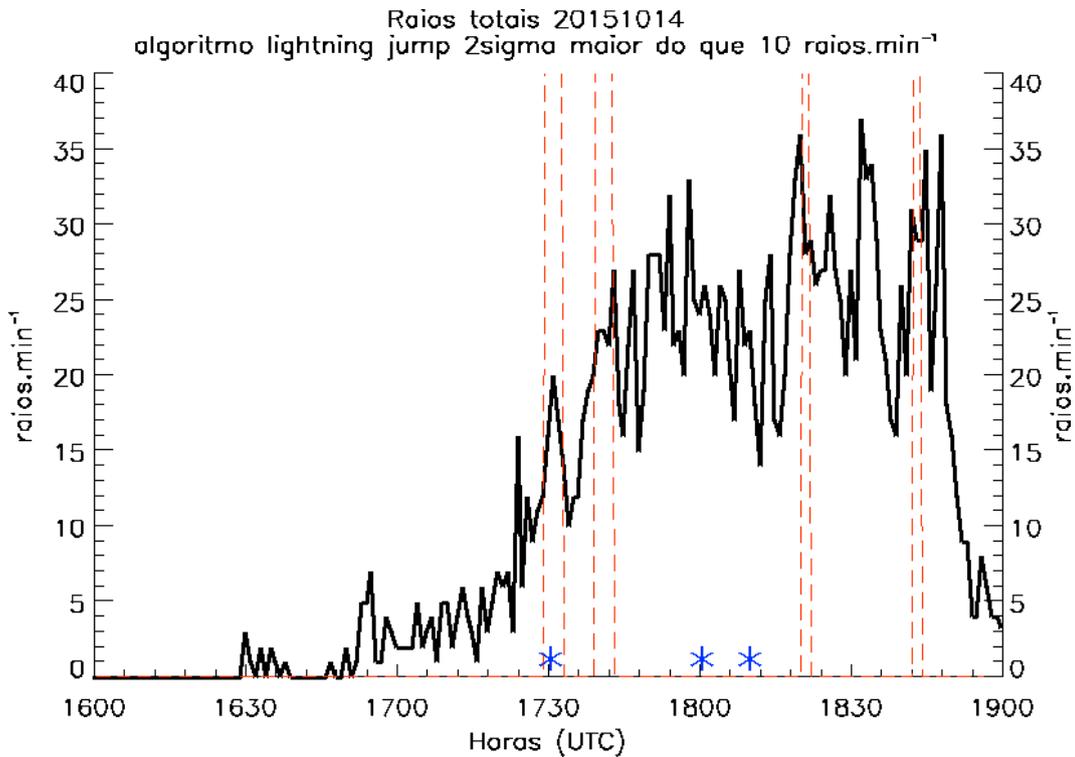


Fonte: Produção do autor.

- **2-sigma maior do que 10 raios totais por minuto**

Nesta versão do algoritmo, é usado duas condições: o 2-sigma e um limite pré-estabelecido, neste caso é quando a tempestade ultrapassar 10 raios por minuto. Nesta versão do algoritmo de detecção automática de tempo severo também é possível observar vários alertas antes da ocorrência do granizo na superfície. Neste caso ocorreram 10 alertas do sistema antes do granizo ser registrado na superfície. O primeiro alerta de tempo severo ocorreu as 1724 UTC e o último as 1752 UTC, antes do último registro de granizo (1810 UTC). Utilizar o limite pré-estabelecido de 10 raios totais por minuto, para a geração dos alertas baseados na versão 2-sigma, diminuiu o tempo entre o primeiro alerta e a ocorrência do tempo severo em relação a versão sem a aplicação de um limite pré-estabelecido, porém diminui a geração de alarmes falsos do sistema de alerta de tempo severo.

Figura 7.16 – Idem à Figura 7.15, exceto para a versão 2-sigma com limite pré-estabelecido do algoritmo *lightning-jump*.

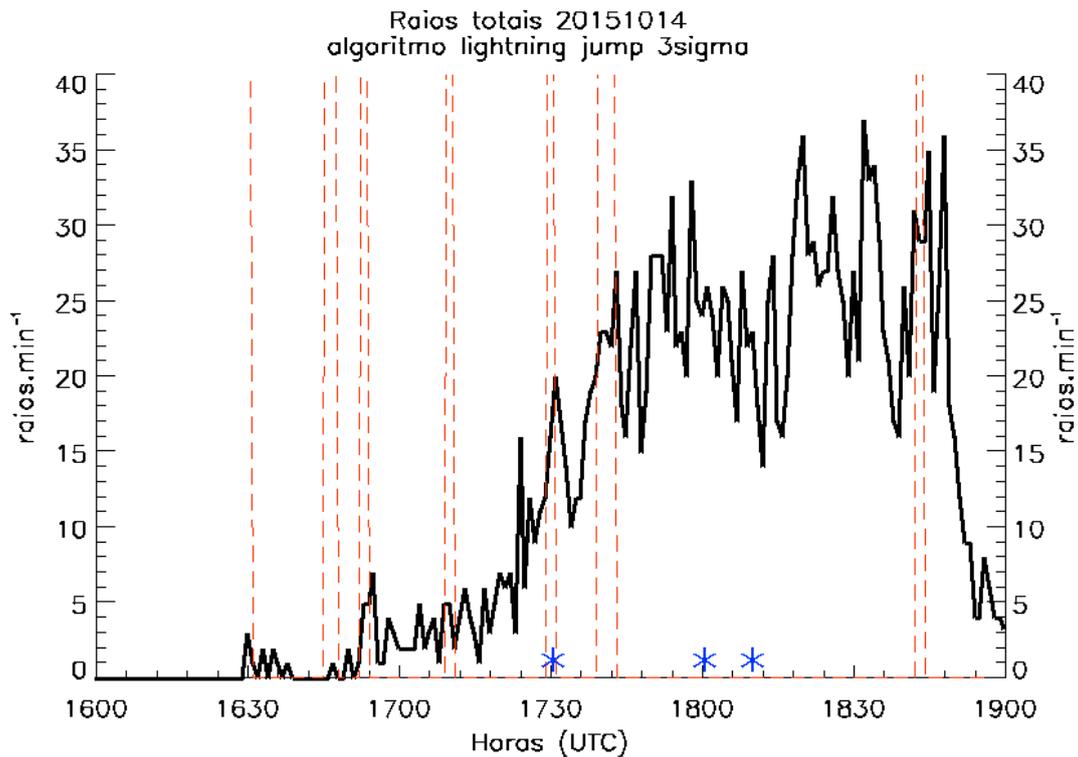


Fonte: Produção do autor.

- **3-sigma**

A Figura 7.17 mostra os raios totais acumulados a cada 1 minuto aplicando o algoritmo *lightning-jump* versão 3-sigma. O desempenho desta versão do algoritmo de detecção automática de tempo severo é semelhante àquele da versão 2-sigma, porém na versão 3-sigma, foram gerados 18 alertas antes do granizo ser registrado na superfície. O primeiro alerta de tempo severo ocorreu as 1631 UTC e o último as 1752 UTC, sempre considerando os alertas antes do último registro de granizo (1810 UTC).

Figura 7.17 – Idem à Figura 7.15, exceto para a versão 3-sigma do algoritmo *lightning-jump*.

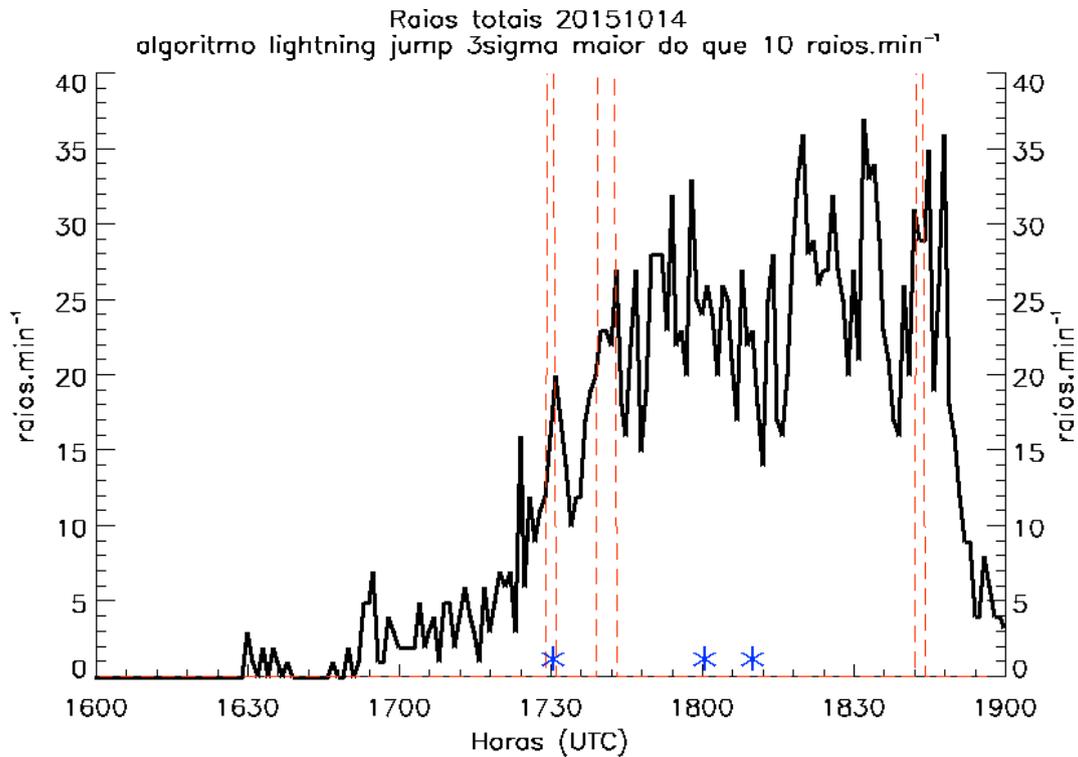


Fonte: Produção do autor.

- **3-sigma maior do que 10 raios totais por minuto**

A Figura 7.18 mostra os raios totais acumulados a cada 1 minuto aplicando o algoritmo *lightning-jump* para a versão 3-sigma mais o limite pré-estabelecido, ou seja, o alerta ocorrerá quando a tempestade ultrapassar 10 raios por minuto e ao mesmo tempo ter variação de 3-sigma. Esta versão do algoritmo de detecção automática de tempo severo mostrou os mesmos 10 alertas da versão 2-sigma mais limite pré-estabelecido antes do granizo ser registrado na superfície. O primeiro alerta de tempo severo ocorreu as 1724 UTC, 6 minutos antes da ocorrência de granizo as 1730 UTC, e o último as 1752 UTC.

Figura 7.18 – Idem à Figura 7.15, exceto para a versão 3-sigma com limite pré-estabelecido do algoritmo *lightning-jump*.



Fonte: Produção do autor.

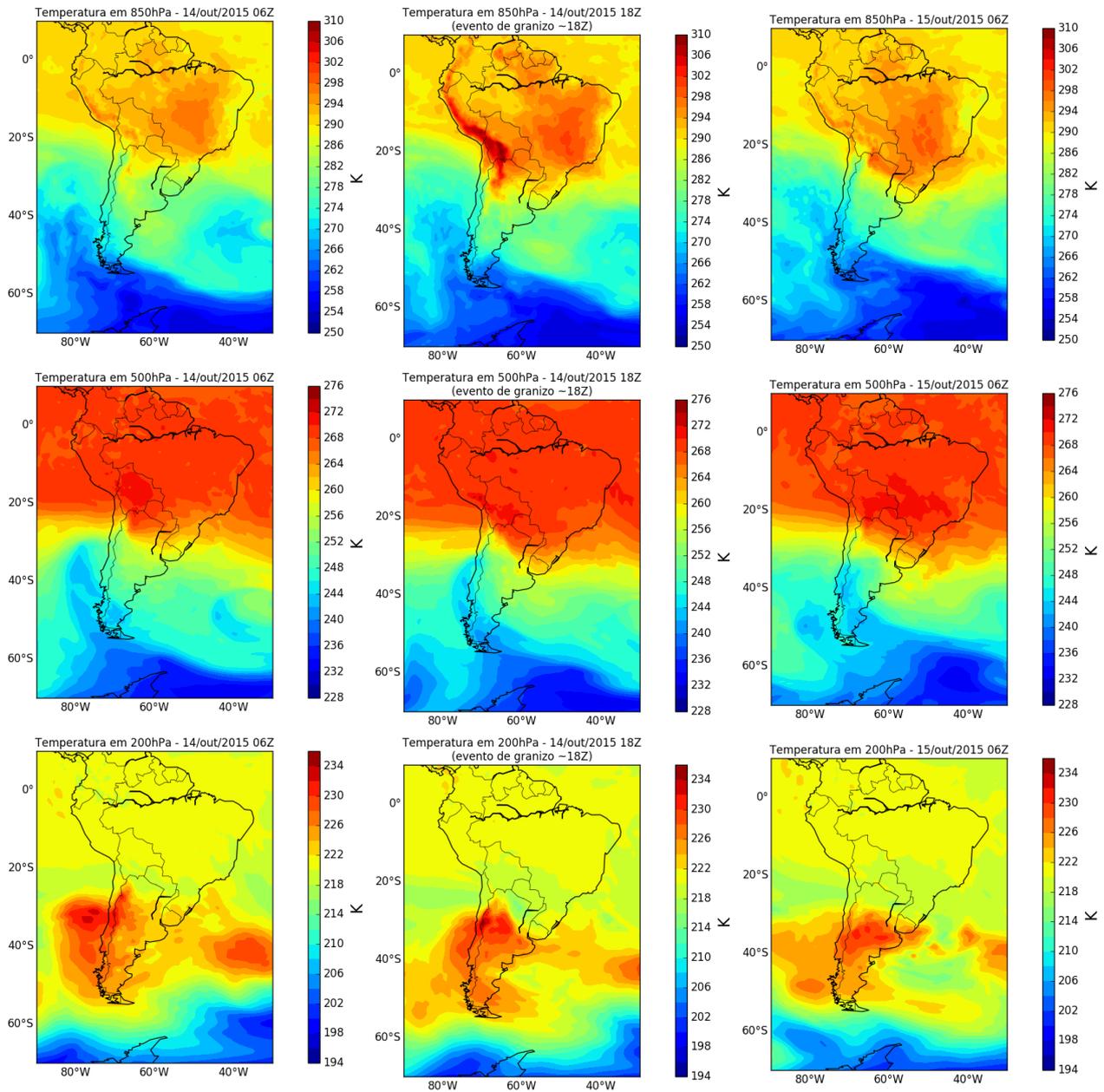
Em resumo, nos resultados desta seção fica claro que quanto maior o valor dos parâmetros microfísicos da precipitação (refletividade, VIL, VII e massa de gelo total) e elétricos (densidade de taxa de raios totais e DFRDT) dos sistemas convectivos analisados, maior o tamanho das pedras de gelo (granizo) observadas na superfície. Esta supercélula de tempestade teve impactos sem precedentes sobre a população, tanto econômico quanto social e, como mostraram as reportagens mencionadas no início desta seção, um ano depois da ocorrência do fenômeno meteorológico extremo, a população ainda não esqueceu a trágica situação por qual passaram, evidenciando a necessidade de monitoramento e comunicados de tempo severo em curto/curtíssimo prazo de tempo para a população do estado do RS.

7.1.2 Análise sinótica preliminar do evento de granizo extremo no RS no dia 14 de outubro de 2015

O estudo de caso escolhido para ilustrar detalhadamente os comportamentos médios dos eventos de granizo no estado do RS discutidos acima (Seção 5.1) foi uma tempestade de granizo que ocorreu no dia 14 de outubro de 2015 sobre o estado do Rio Grande do Sul e que deixou diversos estragos associados às pedras de granizo maiores que 6 cm nos municípios de Santa Maria, Restinga Seca e Cachoeira do Sul. Este mesmo caso será discutido em termos da estrutura da precipitação e atividade elétrica na Seção 7.1.

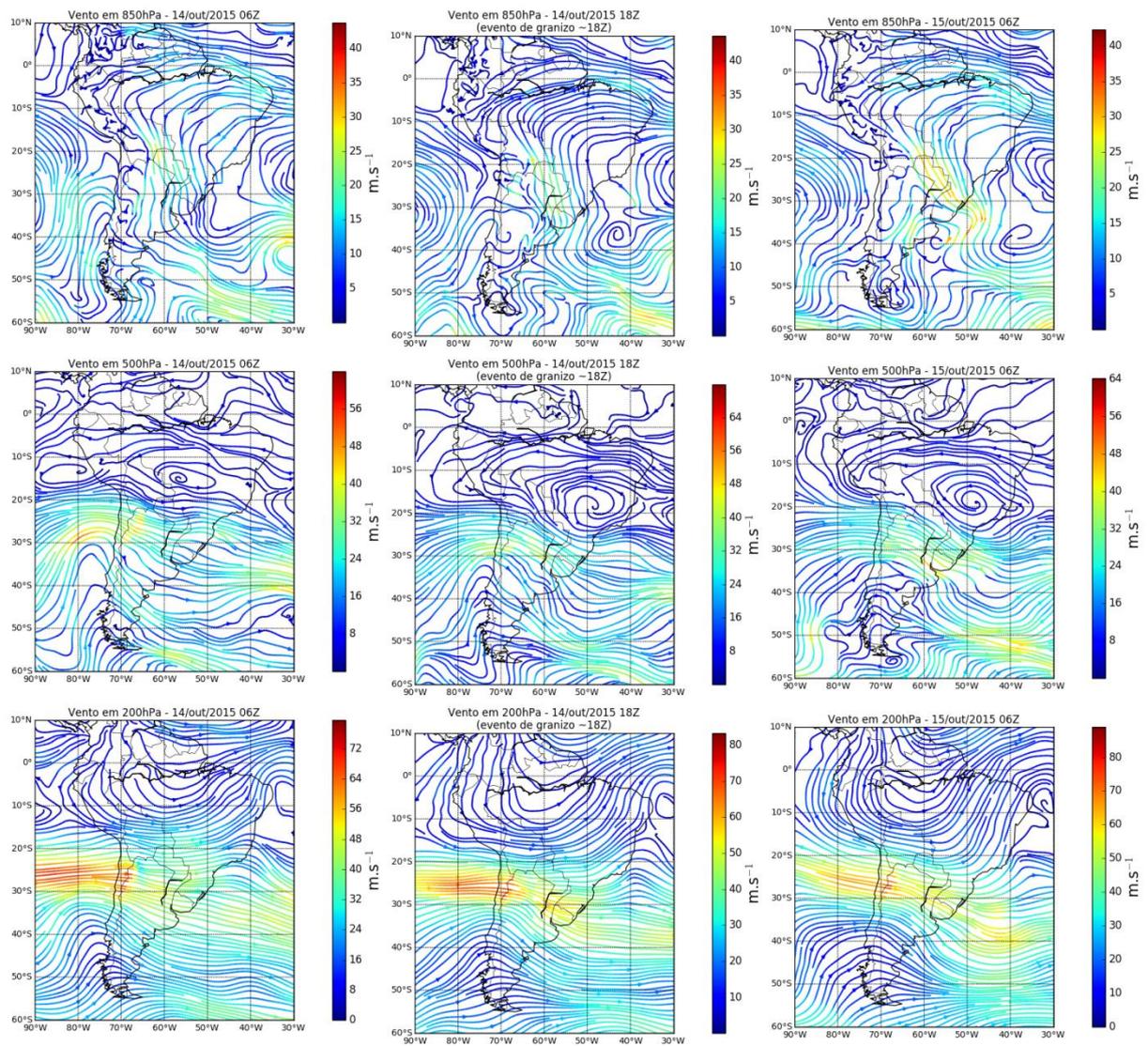
As Figuras 7.19 e 7.20 mostram, respectivamente, a temperatura do ar e as linhas de corrente em 850, 500 e 200 hPa para 12 horas antes, no momento mais próximo e 12 horas depois da ocorrência de granizo deste evento específico no estado do RS. Em 850 hPa, nota-se a entrada de ar mais quente vinda das latitudes mais baixas (Figura 7.19) que é advectado pelo fluxo de noroeste para sudeste neste nível (Figura 7.20). Das 12 horas que antecedem até o momento do granizo, a temperatura aumenta aproximadamente 12K (de 280 K para 292 K), ilustrando o desenvolvimento da tempestade dentro da massa de ar quente (no setor quente) que se desloca no sentido do fluxo de NW/SE em baixos níveis. Em 500 hPa, nota-se a entrada de ar frio a oeste dos Andes, suportado pelo eixo do cavado, posicionado ao sul de 30°S. No momento da tempestade de granizo, o ar frio está sobre os Andes em 500 hPa e posteriormente (12 horas depois) este ar mais frio cruza a cordilheira. Ainda no nível de 500 hPa também é possível observar a entrada de ar mais quente sobre a região da tempestade no RS que é suportado dinamicamente pela ação do cavado neste nível. Semelhantemente ao nível de 500 hPa, o nível de 200 hPa mostra a advecção de ar quente cruzando a cordilheira dos Andes, a leste do eixo do cavado também presente nos altos níveis. Nas linhas de corrente em 850 hPa, é possível notar que a tempestade ocorre durante o direcionamento do fluxo de NW/SE sobre a região evidenciando uma situação pré-frontal como demonstrado nos ambientes médios na seção anterior. Nas linhas de corrente em 500 e 200 hPa, nota-se o eixo do cavado cruzando os Andes nesta sequência de 24 horas. Também no nível de 200 hPa, as linhas de corrente mostram uma difluência no escoamento sobre o estado do RS, fator que influencia diretamente para a instabilidade atmosférica, favorecendo fortemente os movimentos verticais ascendentes.

Figura 7.19 – Temperatura do ar em 850, 500 e 200 hPa para 3 momentos: -12 horas do granizo (coluna da esquerda), momento aproximado do granizo (coluna do meio), 12 horas depois das tempestades de granizo (coluna da direita) do estudo de caso no estado do RS no dia 14 de outubro de 2015.



Fonte: Produção do autor.

Figura 7.20 – Idem à Figura 7.19, exceto para linhas de corrente.



Fonte: Produção do autor.

7.2 Estudo de caso de tempestade de granizo em Santa Catarina

7.2.1 Análise das características elétricas e da precipitação de evento de granizo extremo no dia 13 de outubro de 2014

Em uma tarde de primavera, precisamente no dia 13 de outubro de 2014 as 1830 UTC ocorreu uma intensa tempestade de granizo no município de Lages no estado de Santa Catarina, conforme os registros observados na Figura 7.21. Enormes prejuízos socioeconômicos foram causados por esta tempestade, com relatos de centenas de casas destelhadas, vários carros destruídos pelas pedras de granizo, como mostra o registro da Figura 7.21. Este estudo de caso é apresentado devido a grande deficiência de informações sobre os processos físicos que ocorrem nas intensas tempestades desta região objetivando demonstrar aqui quais são os processos físicos dominantes nesta intensa tempestade de granizo. A mídia jornalística mostra a seguinte reportagem:

“Chuva de granizo gera prejuízos em Lages, na Serra catarinense”

Portal G1 de Notícias, RRBSTV, 13 de outubro de 2014.

<http://g1.globo.com/sc/santa-catarina/noticia/2014/10/chuva-de-granizo-gera-prejuizos-em-lages-na-serra-catarinense.html>

(Acessado em 21 de janeiro de 2018);

Figura 7.21 – Registros de granizo na superfície no dia 13 de outubro de 2014, aproximadamente, às 1830 UTC no município de Lages/SC.



Fonte: Globo RBSTV (2014).

A fim de analisar a evolução temporal desta intensa tempestade, a Figura 7.22 mostra a refletividade do radar em 3 km de altura (CAPPI) entre as 1630 e 1900 UTC do dia 13 de outubro de 2014 e a Figura 7.23 mostra a mesma figura, porém com os raios totais sobrepostos às imagens. Durante a análise do ciclo de vida desta tempestade de granizo (pedras maiores que 6 cm, como mostra a Figura 7.21) é possível determinar a direção de propagação do sistema convectivo, que ocorreu de noroeste para sudeste (NW-SE), mesma direção do fluxo dos ventos em baixos níveis (850 hPa – Figura 5.16) aliado também a uma forte difluência no escoamento em altos níveis (200 hPa – Figura 5.16) sobre a região. Na Figura 7.22 nota-se que o sistema convectivo apresenta vários núcleos convectivos intensos (refletividade >50 dBZ) as 1630 UTC embebidos dentro da área do cluster de 35 dBZ apresentando características de um sistema convectivo multicelular. Nos tempos posteriores até as 1710 UTC, o sistema convectivo de 35 dBZ apresenta uma curvatura provavelmente associada ao forte fluxo de retaguarda em baixos níveis. As 1720 UTC ocorre uma divisão da tempestade convectiva, ou seja, há uma separação dos clusters e rastreou-se a tempestade deflagradora do granizo em superfície. Após a divisão das células convectivas, as 1720 UTC, a célula convectiva que evolui para uma intensa tempestade convectiva apresenta um desvio para a direita na trajetória de propagação da convecção, típico padrão associado a intensas tempestades. A tempestade permanece intensa (com refletividade >60 dBZ) por mais de 1 hora e, às 1830 UTC, a tempestade atinge o município de Lages/SC, momento no qual o granizo é registrado, segundo a mídia (Figura 7.21). Neste momento e às 1840 UTC a tempestade apresenta uma assinatura extremamente severa visto nos valores de refletividade >55 dBZ. Na Figura 7.23 é possível observar muitos raios totais associados à tempestade. As 1800 UTC nota-se uma grande concentração de raios (284 raios totais acumulados em 10 minutos) dentro da tempestade convectiva, 30 minutos antes da ocorrência do granizo.

Figura 7.22 – Ciclo de vida da tempestade de granizo no dia 13 de outubro de 2014 das 1610 as 1900 UTC através do CAPPI em 3 km de altura da refletividade do radar de Morro da Igreja/SC. As isolinhas grossas de cor preta assinala o sistema convectivo identificado pelo ForTraCC-Radar. As isolinhas finas de cor preta indicam o município de Lages/SC. No momento do granizo, a figura possui um contorno de caixa preta.

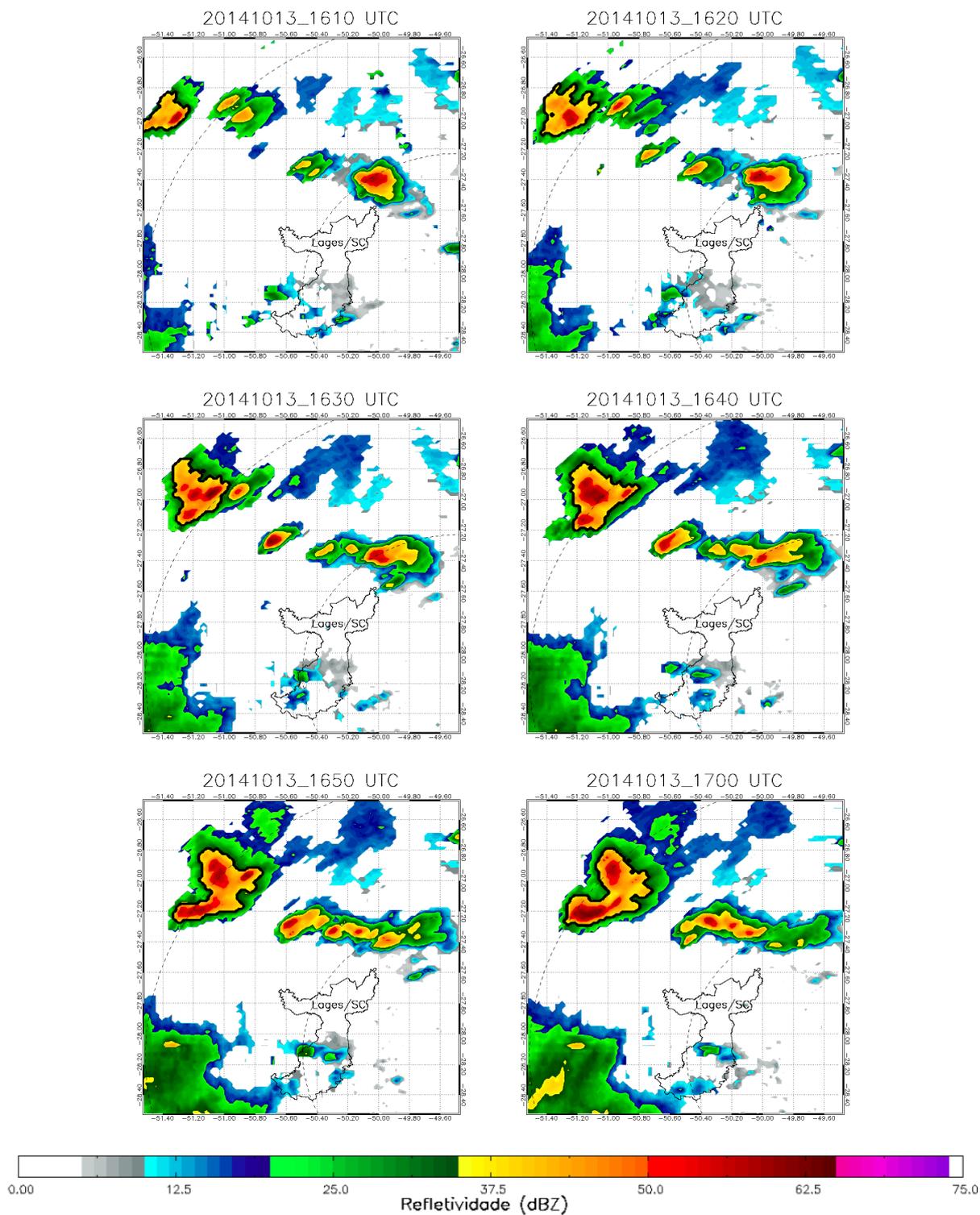


Figura 7.22 – Continuação.

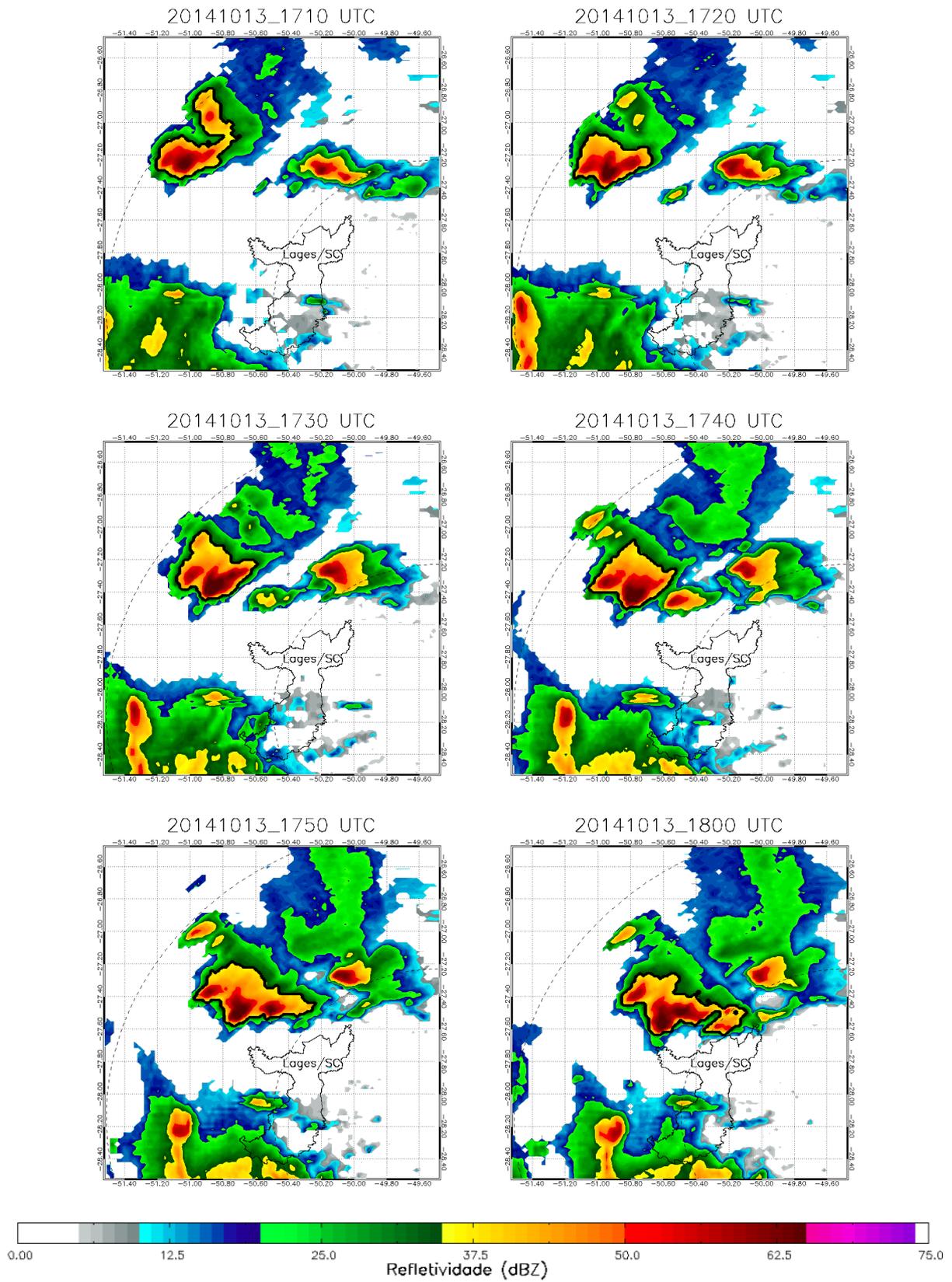
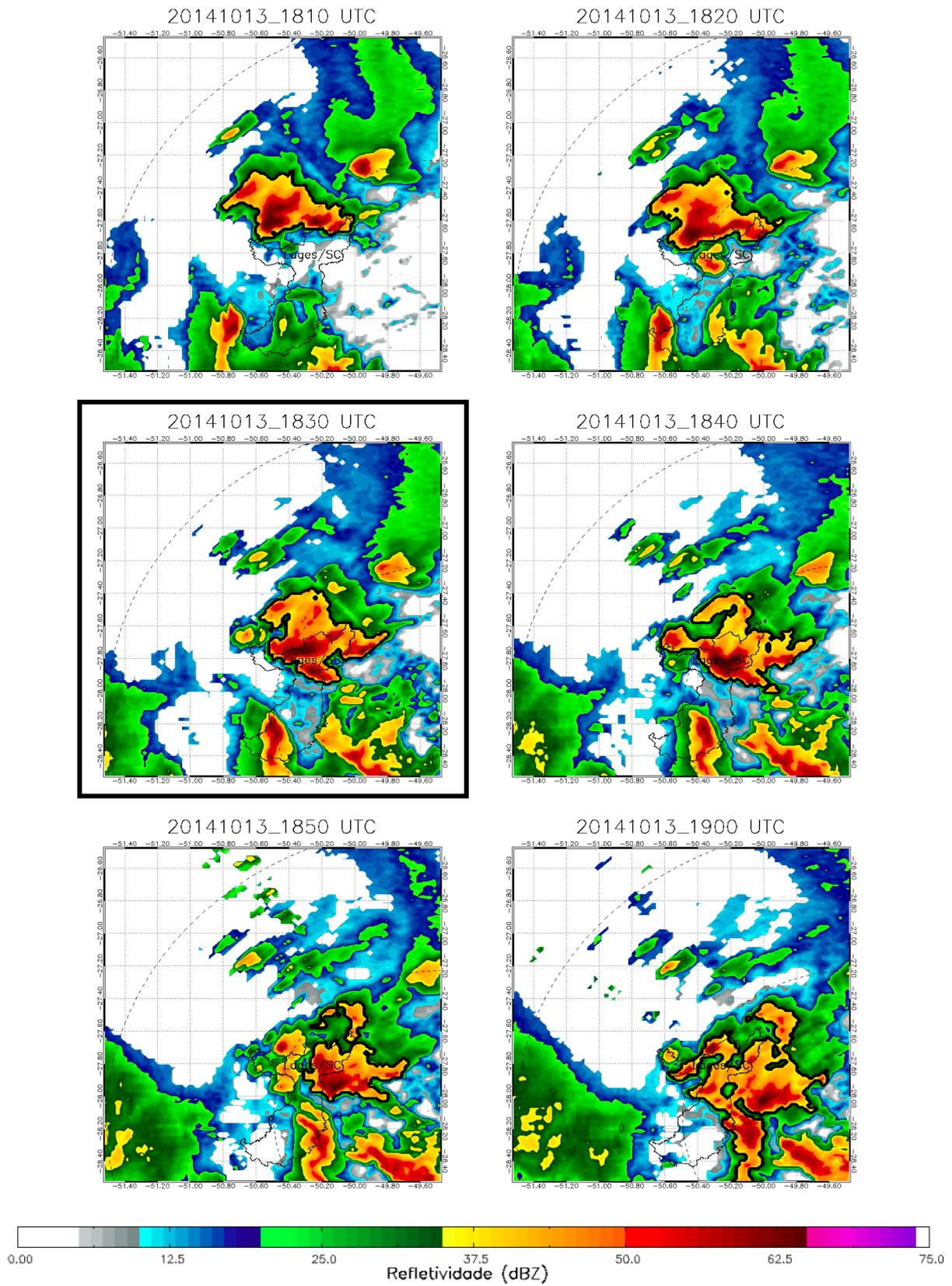


Figura 7.22 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

Figura 7.23 – Idem à Figura 7.22, exceto com a sobreposição dos raios totais (pontos pretos).

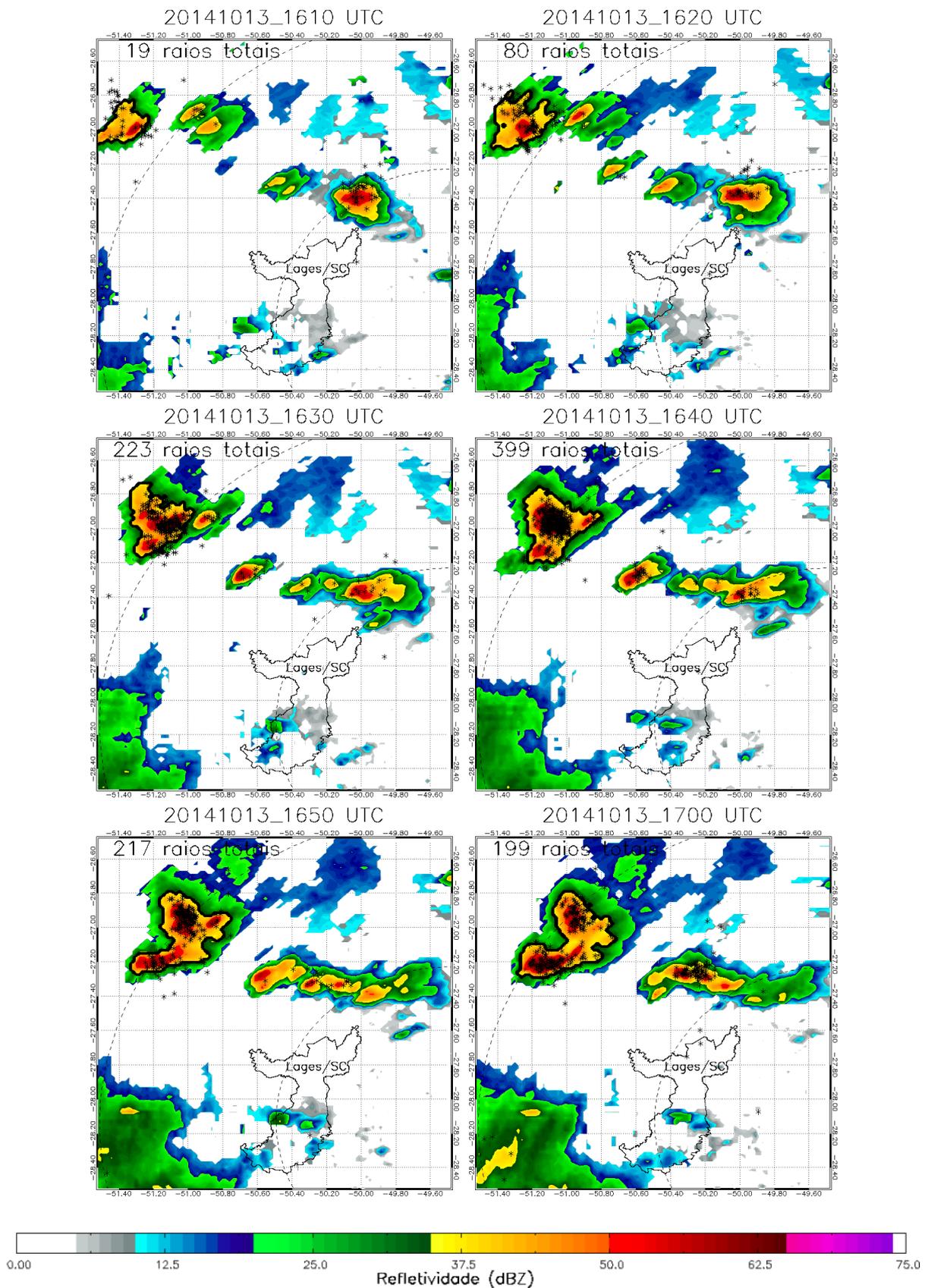


Figura 7.23 – Continuação.

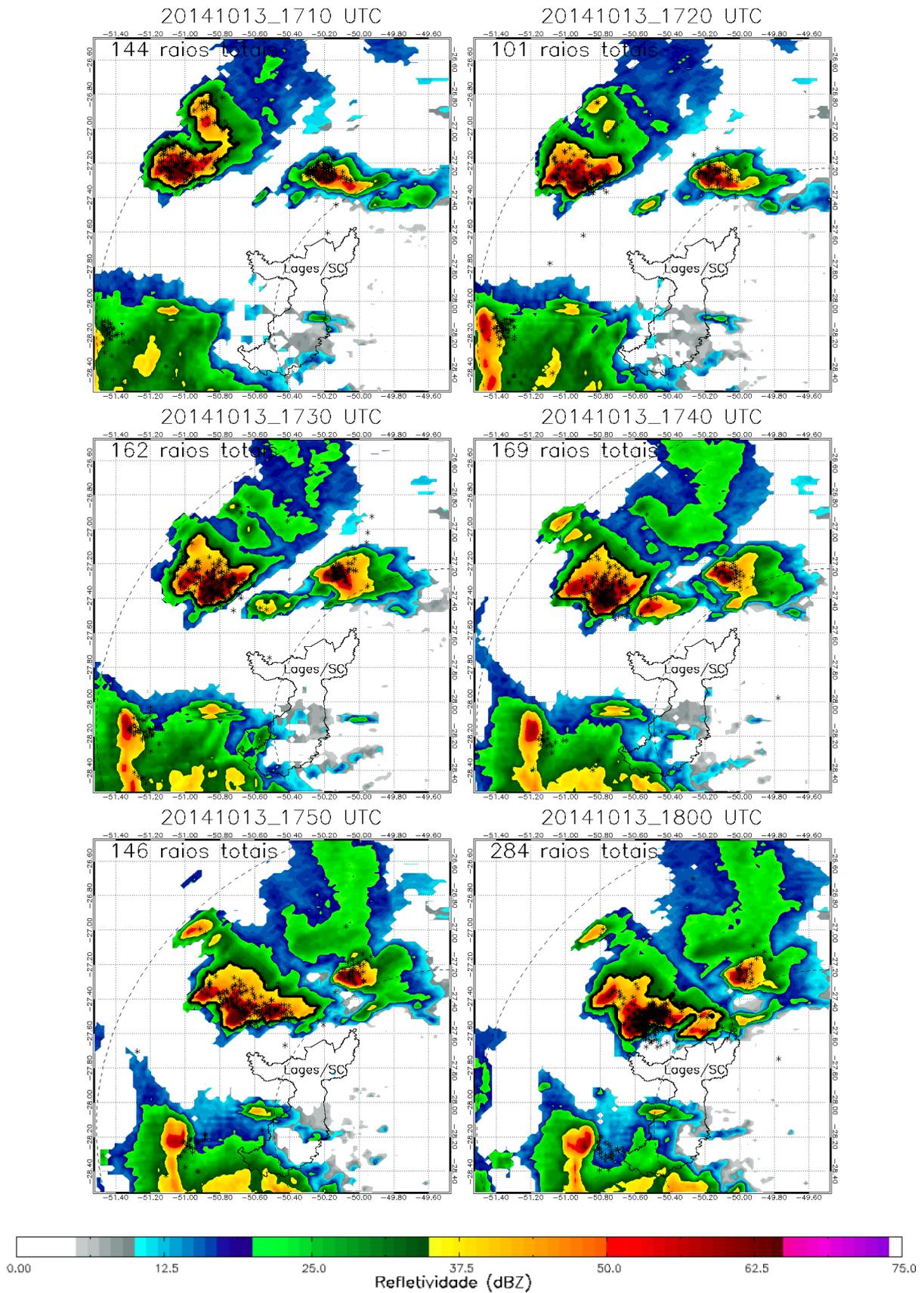
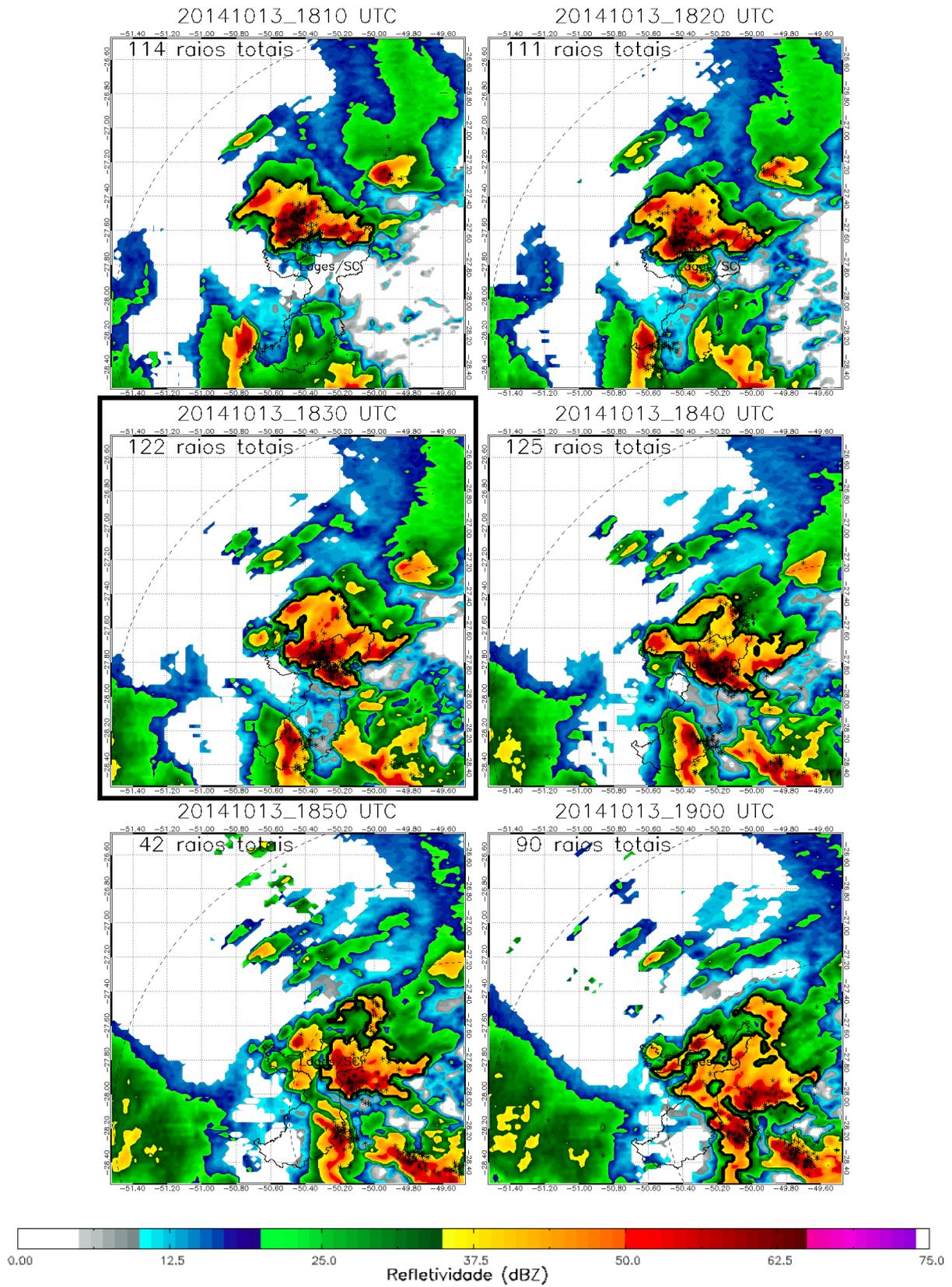


Figura 7.23 – Conclusão.

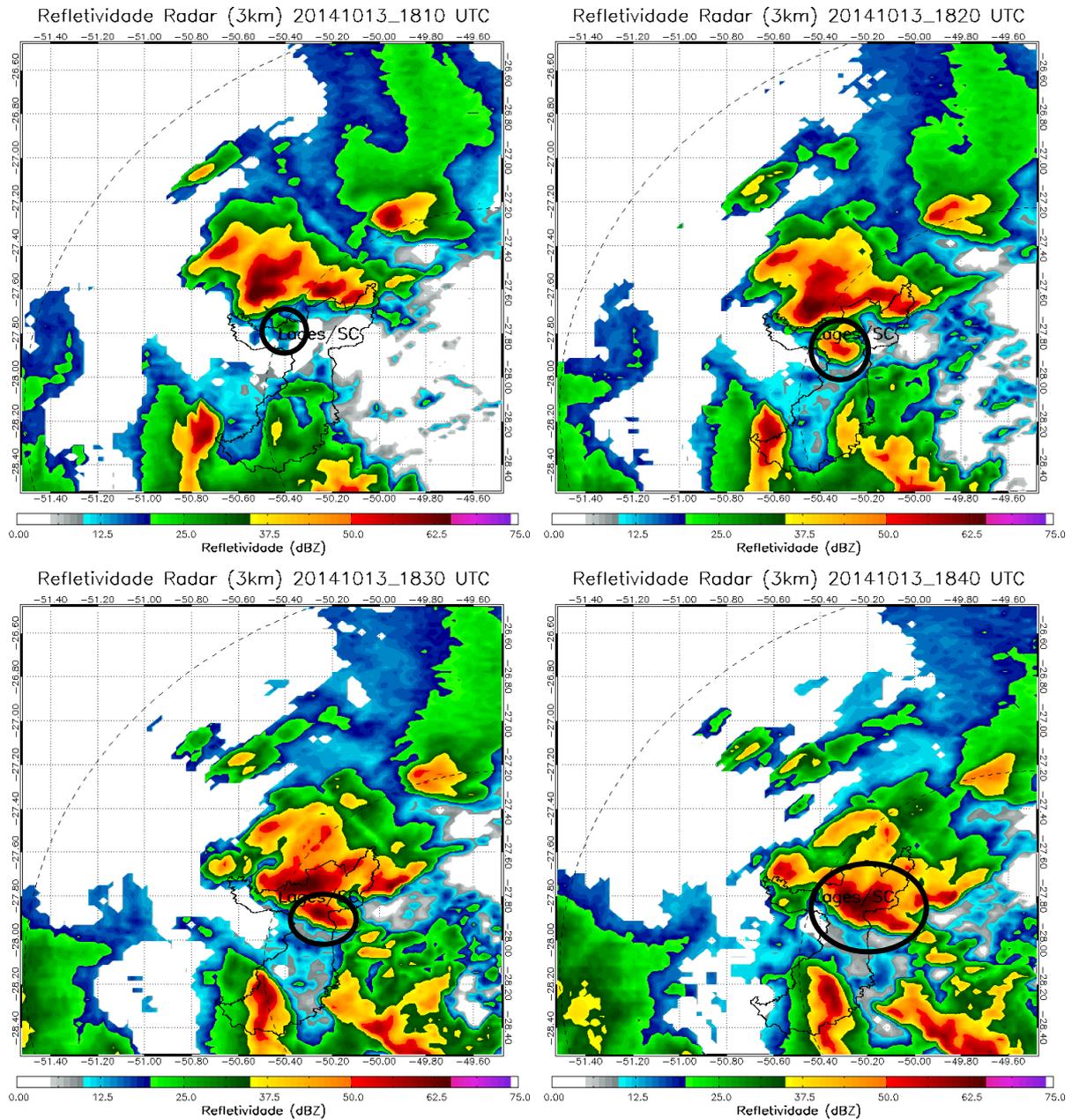


Fonte: Produção do autor.

A Figura 7.24 evidencia o processo de regeneração que ocorreu neste caso de tempestade de granizo. As 1810 UTC, na vanguarda da tempestade convectiva maior e muito intensa, surge uma nova célula convectiva menor (destacada pelo círculo preto na Figura 7.24) e muito intensa com valores de refletividade do radar em torno de 25 dBZ que se aproxima da cidade de Lages/SC. No momento posterior, as 1820 UTC, a nova célula convectiva já apresenta valores de refletividade do radar acima de 50 dBZ sugerindo um crescimento explosivo. Já as 1830 UTC, a célula convectiva cresce e se intensifica (refletividade do radar acima de 60 dBZ) mas ainda não faz parte do SCM. As 1840 UTC a célula convectiva isolada e muito intensa se funde ao SCM. Neste momento é possível observar uma assinatura de tempestade extremamente severa sobre a cidade de Lages/SC. A hipótese levantada sobre os pulsos que ocorrem ao longo do ciclo de vida das intensas tempestades convectivas torna-se evidente nesta tempestade severa em Santa Catarina, mostrando a importância das novas células convectivas menores que surgem na vanguarda das tempestades convectivas maiores para manutenção e grau de severidade destas tempestades. As novas células convectivas surgem, possivelmente, associadas ao levantamento mecânico devido à piscina de ar frio gerada entre a fase madura e de dissipação do desenvolvimento do sistema convectivo. Este padrão de mesoescala observado ocorre na baixa troposfera pela evaporação, e/ou derretimento e/ou sublimação dos hidrometeoros em precipitação (HOUZE, 1993) e, neste caso, foi fundamental na manutenção e regeneração da tempestade convectiva durante várias horas.

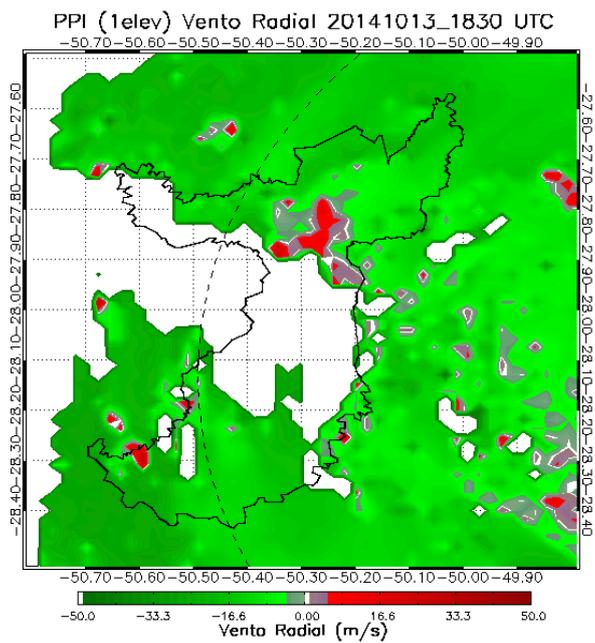
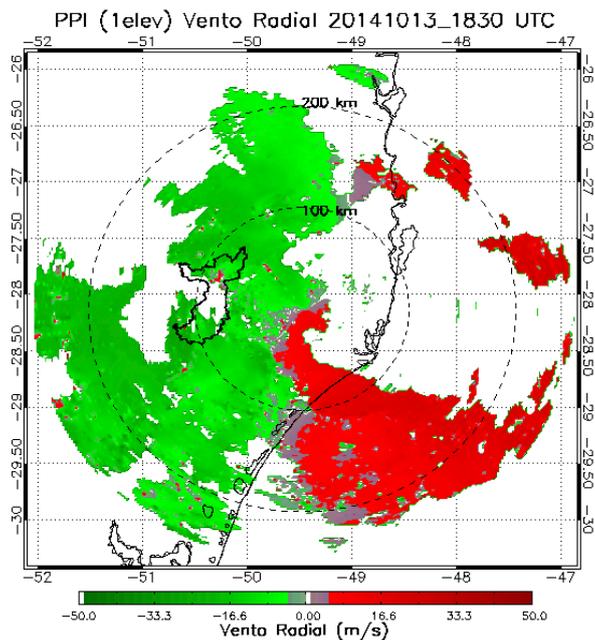
Analisando os dados de vento radial (m s^{-1}) do radar meteorológico de Morro da Igreja/SC, conforme a Figura 7.25, constata-se que a tempestade severa apresentou rotação, com vento radial se afastando do radar (pontos nas cores vermelhas) contrastando com vento radial se aproximando do radar (as cores verdes), paralelamente, possivelmente, associado ao mesociclone dentro da tempestade convectiva.

Figura 7.24 – Refletividade do radar (dBZ) para o CAPPI 3 km de altura no dia 14 de outubro de 2013 das 1810 as 1840 UTC. Os círculos pretos mostram a regeneração da tempestade convectiva através da fusão com a intensa célula convectiva menor e isolada.



Fonte: Produção do autor.

Figura 7.25 – PPI do vento radial (m s^{-1}) para o dia 14 de outubro de 2013 as 1830 UTC.



Fonte: Produção do autor.

A evolução temporal da estrutura vertical da precipitação deste caso de granizo extremo em SC é mostrada na Figura 7.26. No corte vertical das 1630 UTC a tempestade encontra-se a mais de 200 km de distância do radar meteorológico e apresenta valores de refletividade do radar acima de 50 dBZ até 7 km de altura, sugerindo a presença de grandes hidrometeoros no estado líquido. A partir das 1700 UTC a tempestade já apresenta uma camada muito intensa (valores de refletividade do radar ≥ 50 dBZ desde 15 km de altura até a superfície) mostrando o crescimento dos hidrometeoros de gelo nesta região da nuvem de tempestade. Das 1710 até as 1900 UTC a tempestade apresenta valores de refletividade do radar acima de 65dBZ, porém é entre 1710 e 1720 UTC que a tempestade passa por um rápido crescimento vertical durante o qual o eco de refletividade do radar superior a 65dBZ desenvolve-se na região de -10° a -40°C , indicando que as partículas de tamanho de precipitação cresceram e tornaram-se mais numerosas. Conforme Schultz et al. (2011), isto sugere crescimento intenso da corrente ascendente através da região de fase mista, o que favorece o crescimento de grandes pedras de granizo. Em ~ 90 km de distância do radar, a refletividade >50 dBZ encontra-se entre 5 e 15 km de altura e logo adiante, 10 km depois (~ 100 km de distância do radar) esses valores de refletividade estão entre a superfície e 7 km de altura, caracterizando uma região de forte corrente ascendente em ~ 90 km de distância do radar, seguida de intensa precipitação em superfície na retaguarda da corrente ascendente (~ 100 km de distância). As mesmas características são encontradas às 1830 UTC (momento do granizo em superfície), porém entre 80 e 90 km de distância do radar com refletividade ainda maior (acima de 65 dBZ). Nos momentos seguintes, essa assinatura desaparece e a corrente ascendente da tempestade se desintensifica.

Figura 7.26 – Cortes verticais na refletividade do radar para o cluster da tempestade de granizo do dia 13 de outubro de 2014 das 1630 às 1900 UTC. No momento do granizo, a figura possui um contorno de caixa preta.

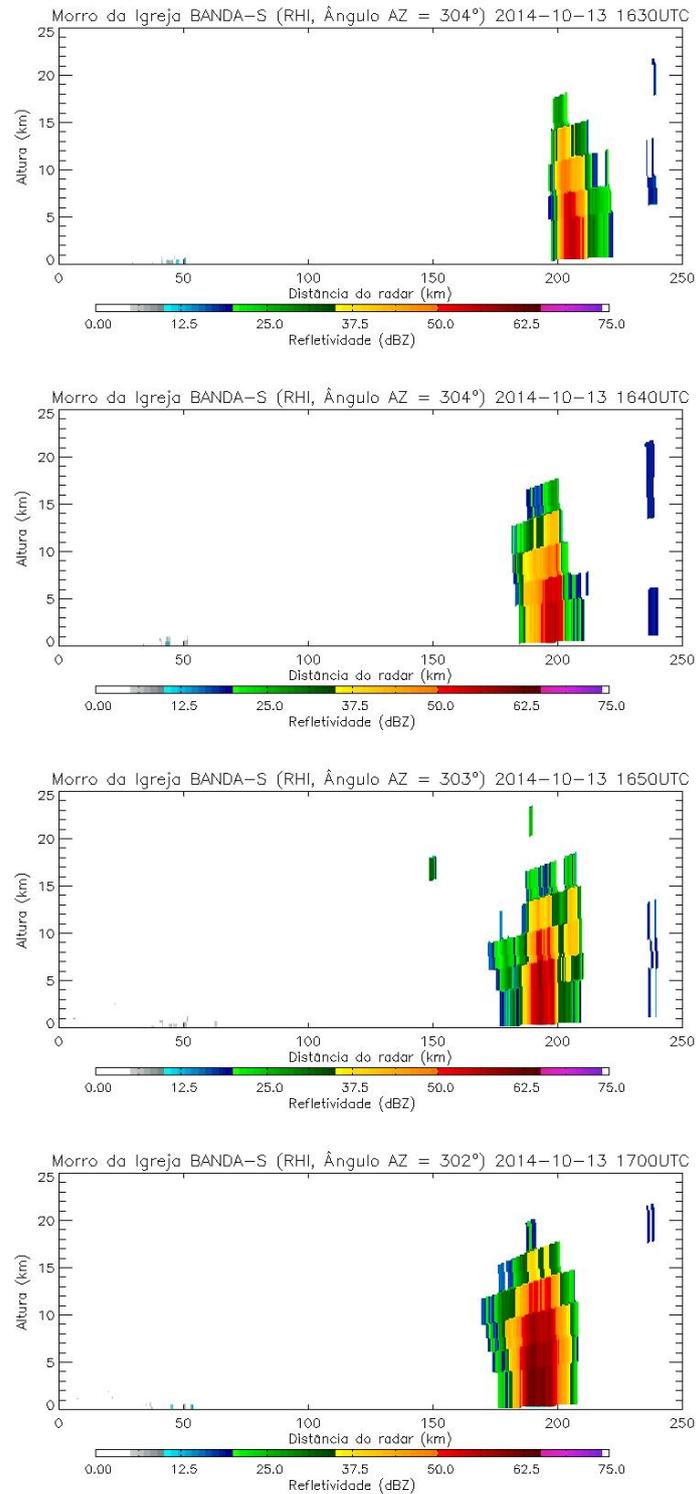


Figura 7.26 – Continuação.

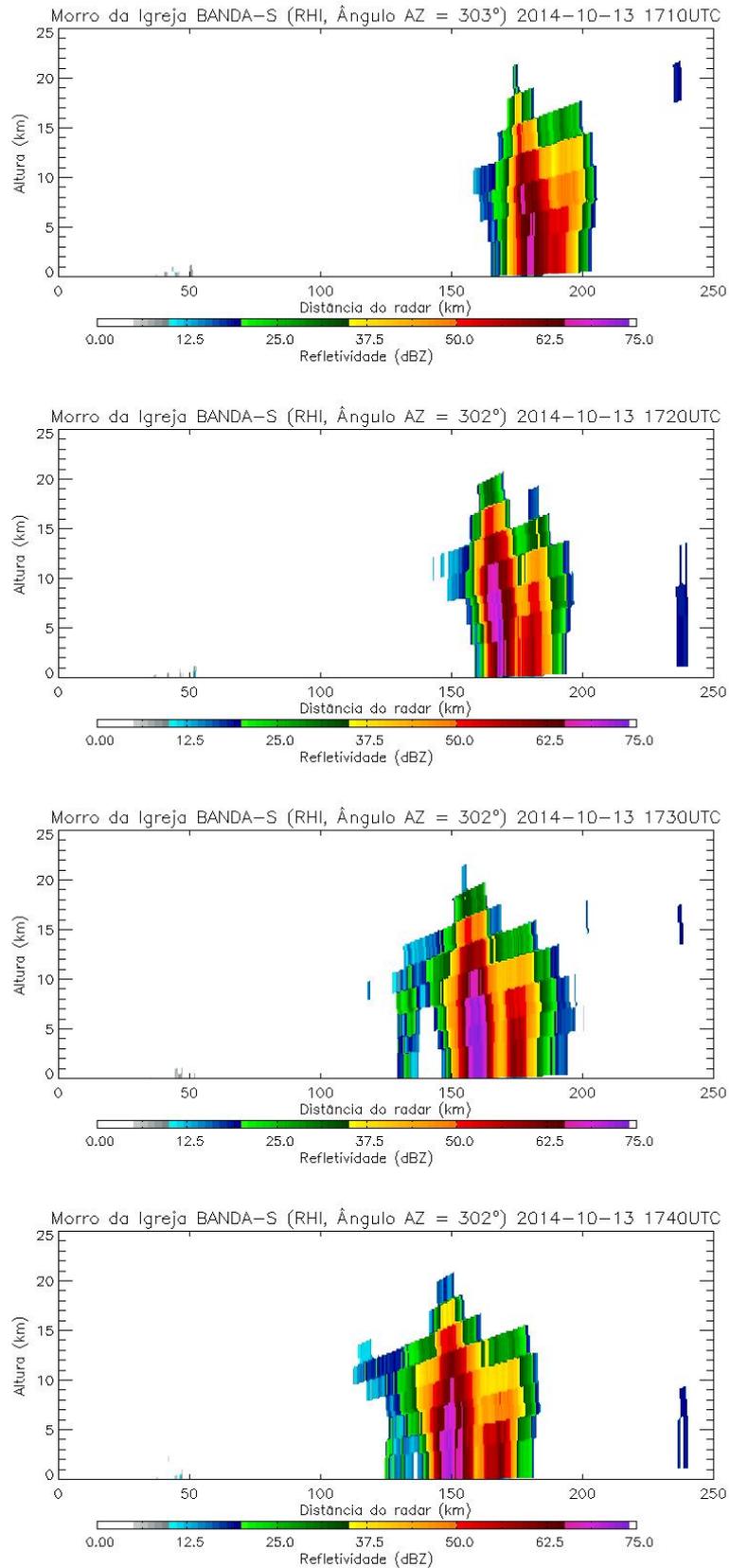


Figura 7.26 – Continuação.

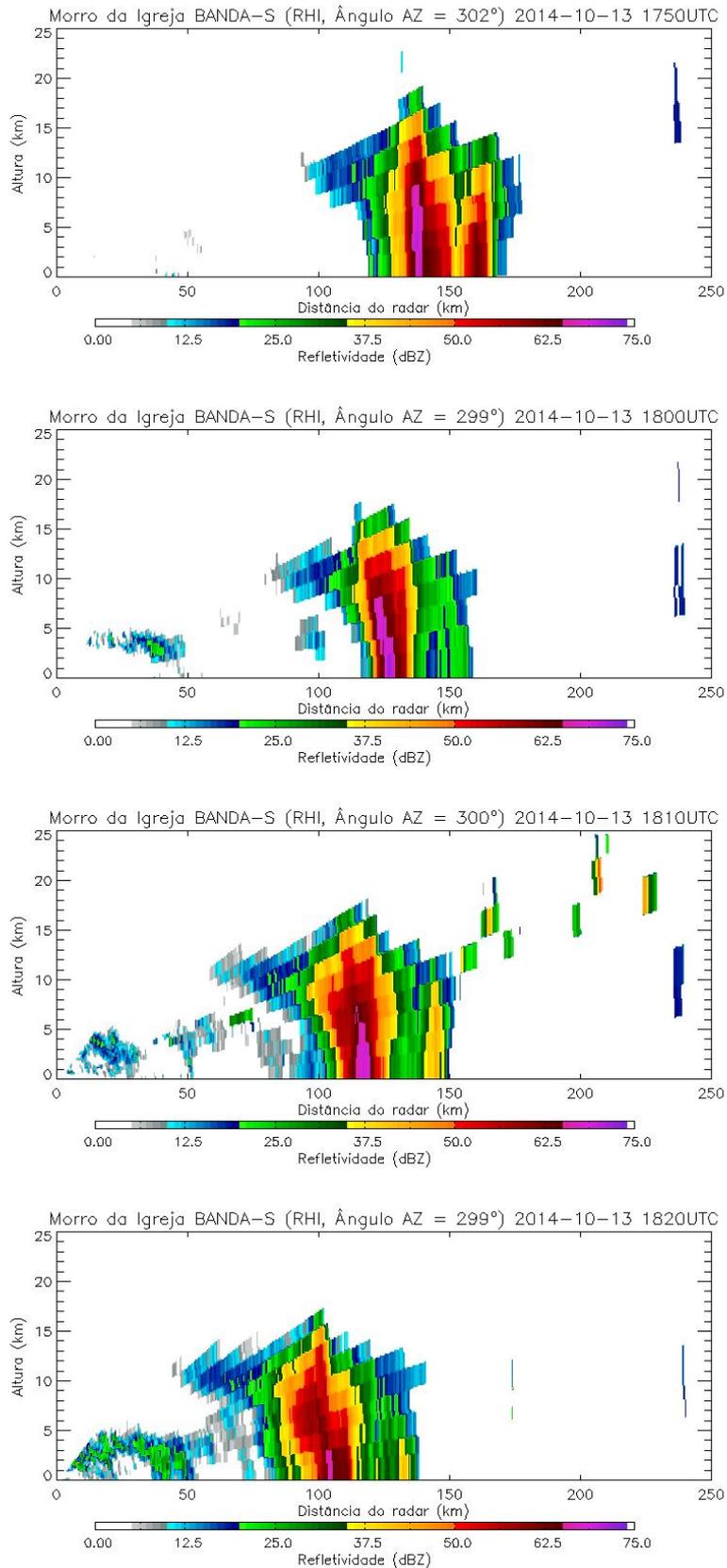
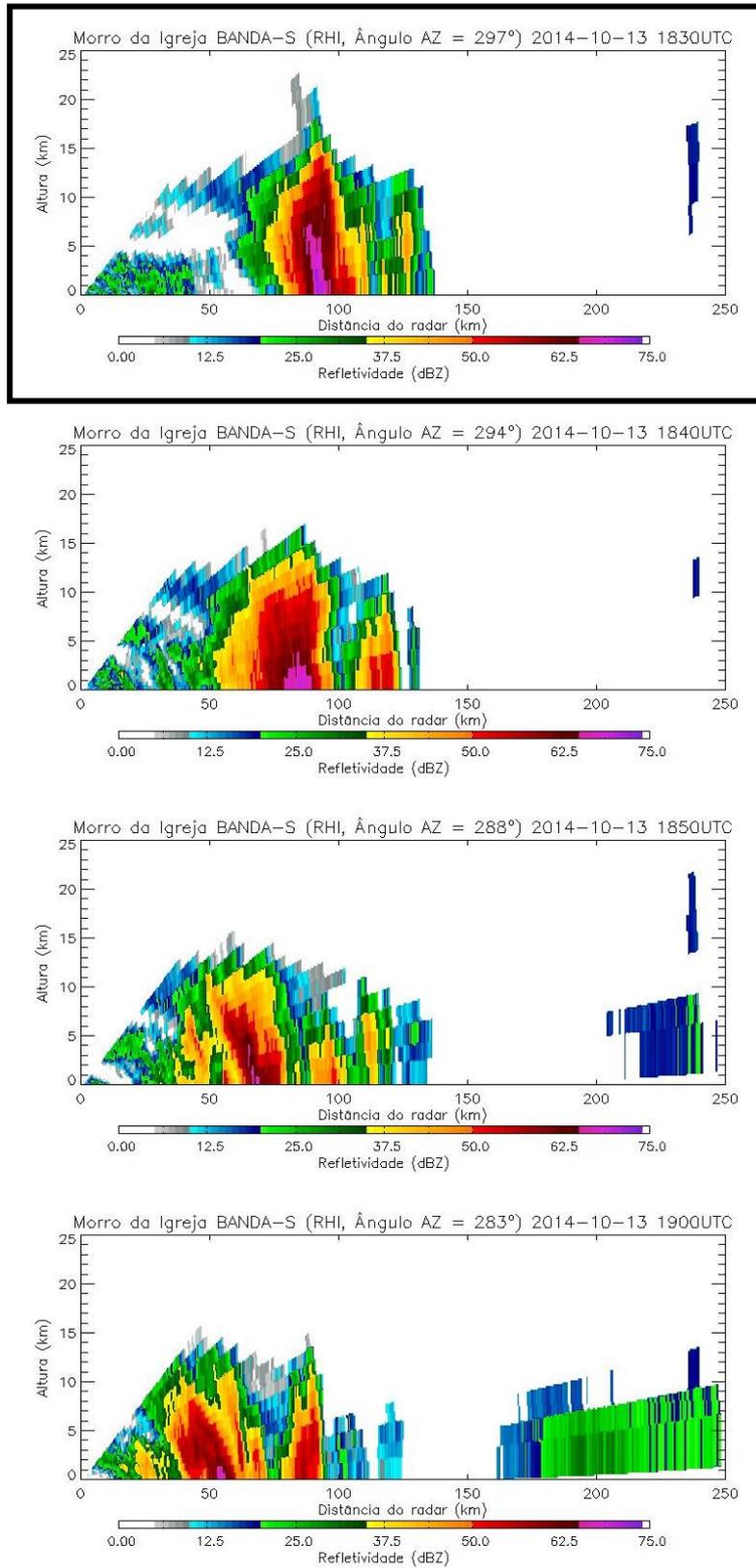


Figura 7.26 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 7.27 mostra o conteúdo integrado de gelo (kg m^{-2}) das 1610 às 1900 UTC para o dia 13 de outubro de 2014. No início do rastreamento, entre 1610 até as 1700 UTC, o sistema convectivo apresenta valores mais baixos de conteúdo integrado de gelo, variando entre 10 e 40 kg m^{-2} para a maioria dos perfis de refletividade do radar. Baseando-se nos parâmetros microfísicos integrados verticalmente, o sistema convectivo apresenta um crescimento abrupto da quantidade de gelo a partir das 1710 UTC mostrando a intensificação da corrente de ar ascendente. O sistema convectivo apresenta bolsões de gelo, com valores de conteúdo integrado de gelo acima de 80 kg m^{-2} (cores vermelho e vermelho escuro) para os perfis de refletividade do radar. Como visto no caso anterior, o sistema convectivo mantém estes bolsões de gelo por mais de 1 hora, das 1710 as 1830 UTC, e então a produção de gelo se desintensifica.

Figura 7.27 – Ciclo de vida da tempestade de granizo no dia 13 de outubro de 2014 das 1610 as 1900 UTC através do conteúdo integrado de gelo (kg m^{-2}) observado pelo radar de Morro da Igreja/SC. As isolinhas finas de cor preta indicam o município de Lages/SC. No momento do granizo, a figura possui um contorno de caixa preta.

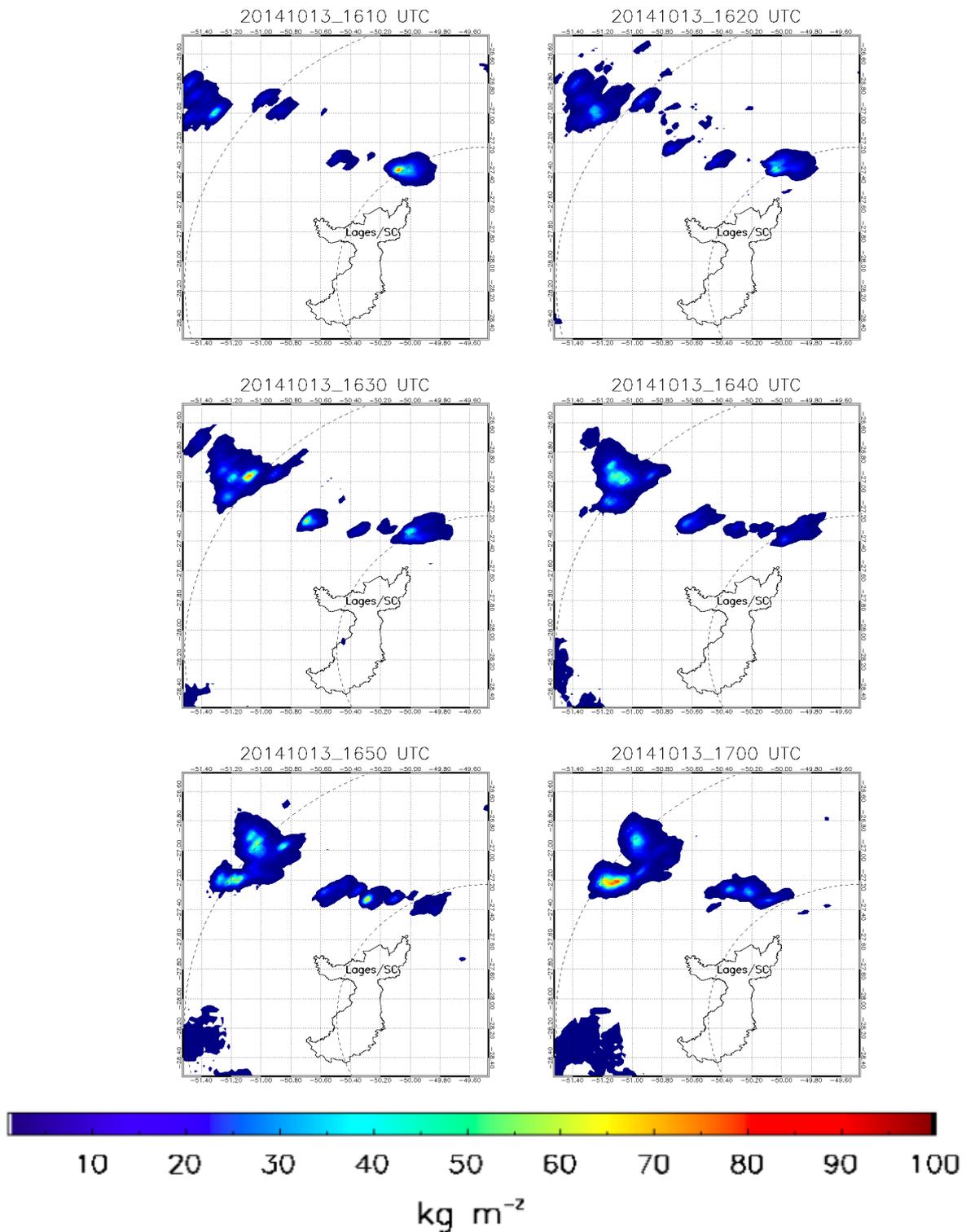


Figura 7.27 – Continuação.

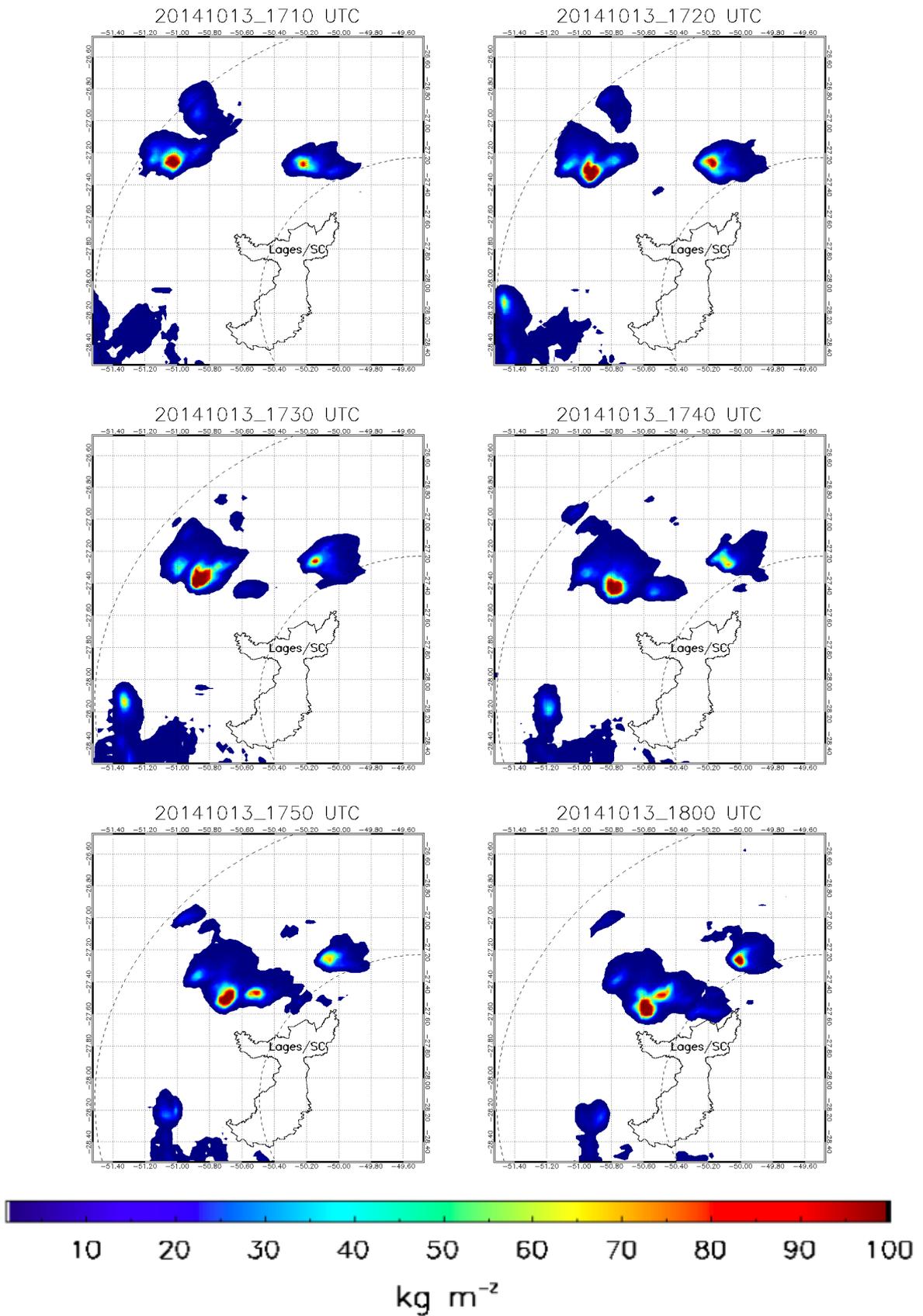
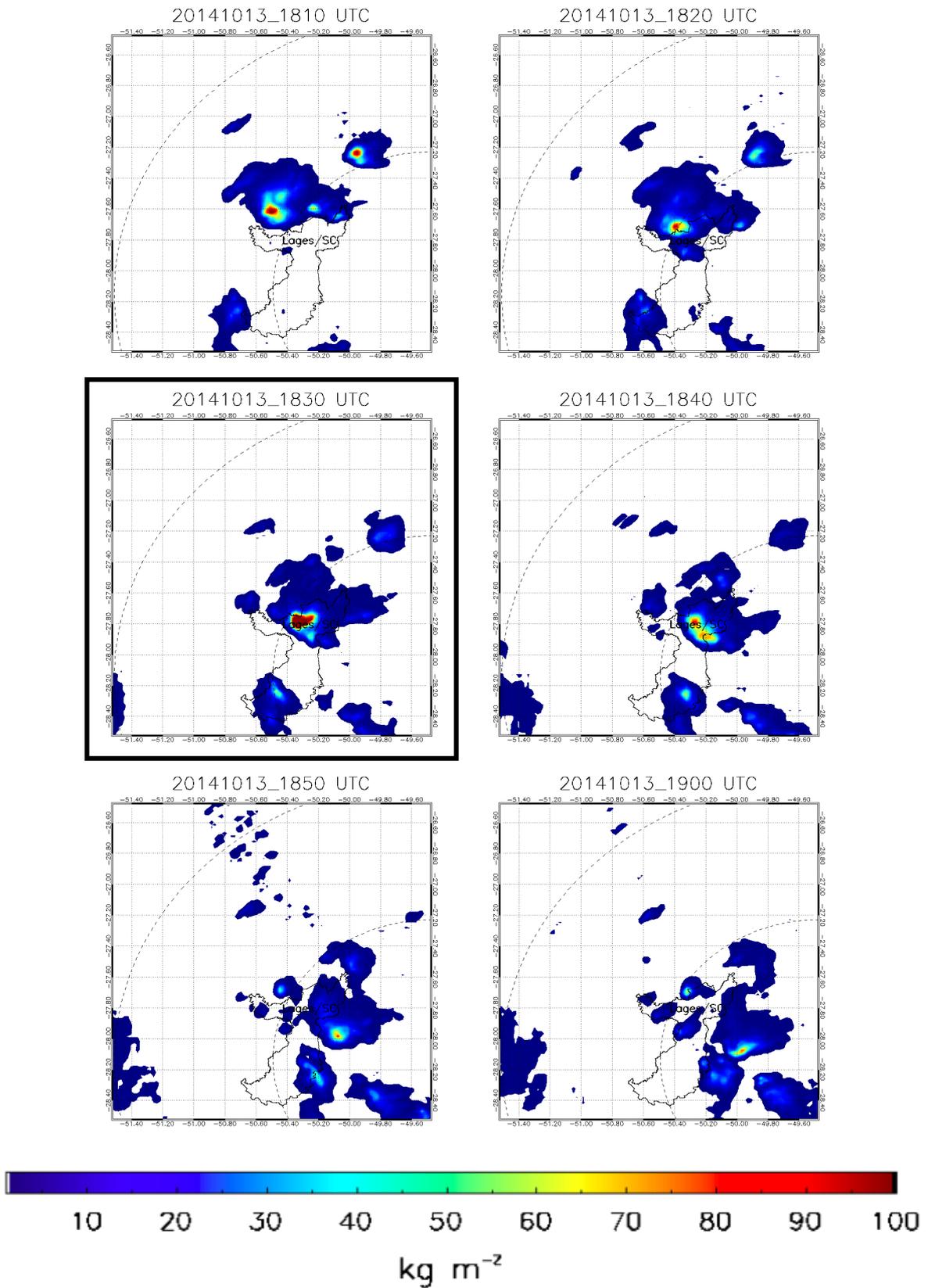


Figura 7.27 – Conclusão.

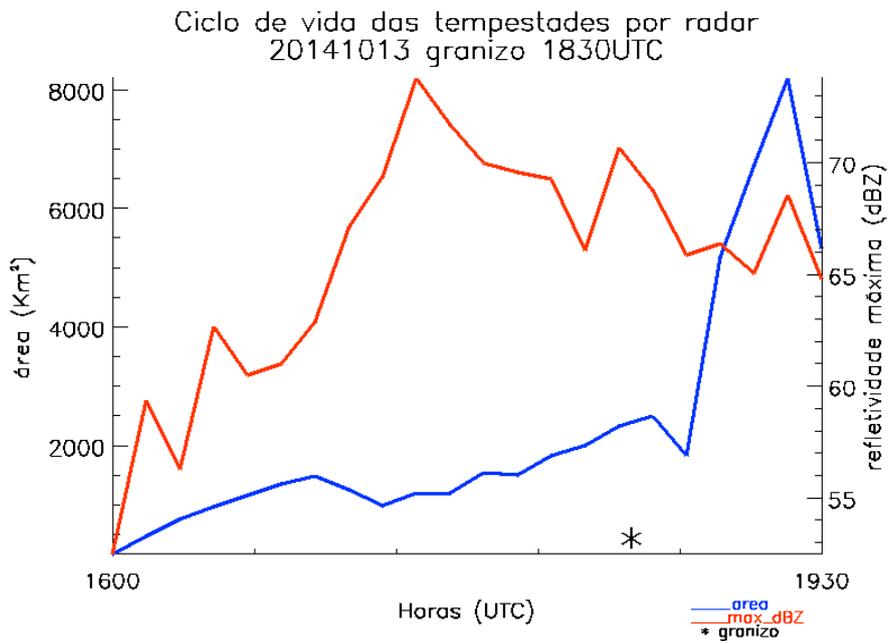


Fonte: Produção do autor.

A Figura 7.28 mostra que o primeiro eco de refletividade ≥ 35 dBZ da tempestade convectiva é detectado as 1600 UTC com uma área de 176 km^2 e as 1830 UTC (momento do granizo) o sistema convectivo apresenta um área de 2332 km^2 , mostrando um rápido crescimento em área desta tempestade de granizo severo. As 1900 UTC ocorre uma fusão da tempestade convectiva com outro sistema convectivo maior que se propaga do quadrante sul para o quadrante norte, aumentando bruscamente a área ≥ 35 dBZ. A máxima refletividade do radar em 3 km de altura aumenta de 41 dBZ (1600 UTC) para 74 dBZ (1730 UTC) e no momento do granizo as 1830 UTC a máxima refletividade do radar é 71 dBZ.

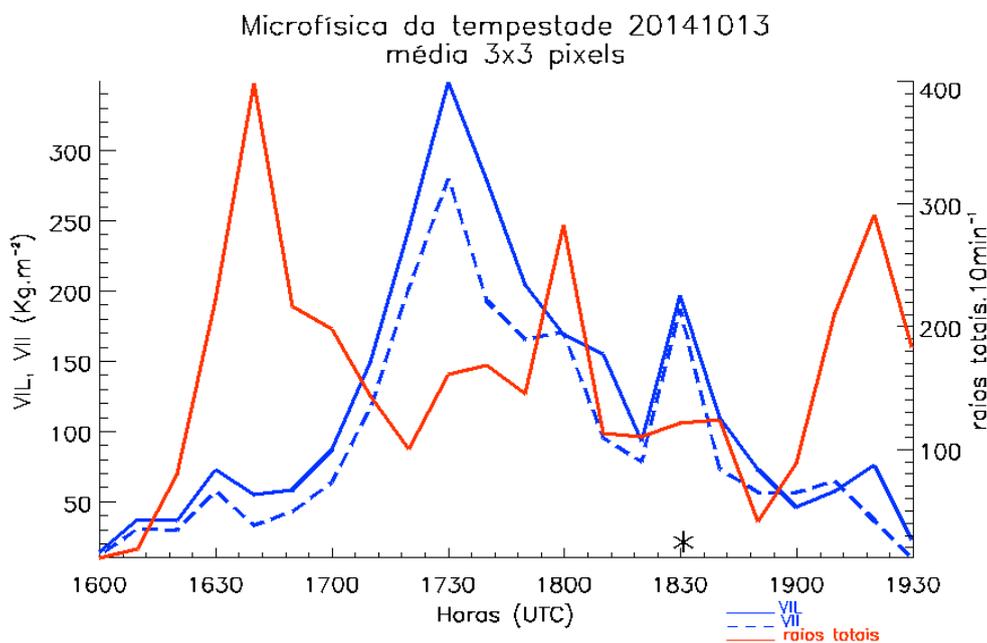
A Figura 7.29 mostra a evolução temporal dos parâmetros microfísicos associados à tempestade e as 1600 UTC (primeiro eco ≥ 35 dBZ) a tempestade convectiva apresenta valores de VIL de 14 kg m^{-2} e valores de VII de 12 kg m^{-2} . O crescimento abrupto dos hidrometeoros ocorre entre as 1700 e 1730 UTC, onde os valores de VIL saltam de 88 para 349 kg m^{-2} e os valores de VII saltam de 65 para 281 kg m^{-2} , registrando-se neste momento 162 raios totais em 10 minutos. A tempestade apresentou um crescimento explosivo em 30 minutos (das 1700 até às 1730 UTC), onde o eco de 65 dBZ passou de 3 km para 13 km de altura (Figura 7.26) sugerindo o crescimento de grandes hidrometeoros na zona de fase mista da tempestade. Entre o momento de maior produção de hidrometeoros (1730 UTC) dentro da tempestade e o momento de máxima atividade elétrica (1800 UTC) tem-se um tempo de resposta de 30 minutos, ou seja, ocorre uma grande produção de grandes pedras de gelo dentro do sistema de tempestade e, posteriormente, ocorre um salto na atividade elétrica, de 101 (1720 UTC) para 284 (1800 UTC) raios totais acumulados em 10 minutos, sendo esta a máxima atividade elétrica observada nesta tempestade, 30 minutos antes do registro do granizo na superfície. Este rápido aumento da quantidade de raios totais dentro da tempestade convectiva ($\geq 35\text{dBZ}$) ocorre devido à rápida intensificação da corrente de ar ascendente, que acarreta em um maior número de colisões entre o *graupel* e os cristais de gelo na presença de água líquida superesfriada (GATLIN; GOODMAN, 2010; SCHULTZ et al., 2011).

Figura 7.28 – Ciclo de vida da área (km^2) e da máxima refletividade do radar (dBZ) em 3km de altura para a tempestade de granizo ocorrida no dia 13 de outubro de 2014 das 1600 às 1930 UTC. O asterisco marca o momento do registro de granizo.



Fonte: Produção do autor.

Figura 7.29 – Idem à Figura 7.28, exceto para o conteúdo integrado de água líquida – VIL (kg m^{-2}), do conteúdo integrado de gelo – VII (kg m^{-2}) e raios totais (10 minutos).



Fonte: Produção do autor.

A Figura 7.30 mostra os clusters de densidade de raios totais das 1610 até as 1900 UTC para o dia 13 de outubro de 2014 para o caso de tempestade extrema em Santa Catarina e a Figura 7.31 mostra o ciclo de vida da densidade de raios totais (100km^2 e 10 minutos) e da área (km^2) da tempestade de granizo.

Na Figura 7.31 nota-se que entre as 1750 e 1800 UTC o sistema convectivo elétrico apresenta um rápido aumento na máxima densidade de raios totais, saltando de 0,026 para 0,102 a cada 100 km^2 em 10 minutos (i.e., 26 para $102\text{ km}^2\text{ min}^{-1}$). Já a máxima derivada da densidade de raios totais (DFRDT), aqui considerado como o salto na atividade elétrica ocorre entre as 1750 e 1800 UTC, sendo um aumento de 475 vezes, evidenciando um aumento abrupto da atividade elétrica em 10 minutos e, 30 minutos antes do registro de granizo na superfície. As 1850 UTC a DFRDT já apresenta valor de -94, sugerindo a rápido decaimento da corrente ascendente que governa a atividade elétrica dentro da tempestade.

Figura 7.30 – Clusterização da densidade de raios totais (100 km^2 e 10 minutos) no dia 13 de outubro de 2014 das 1610 às 1900 UTC. No momento do granizo, a figura possui um contorno de caixa preta.

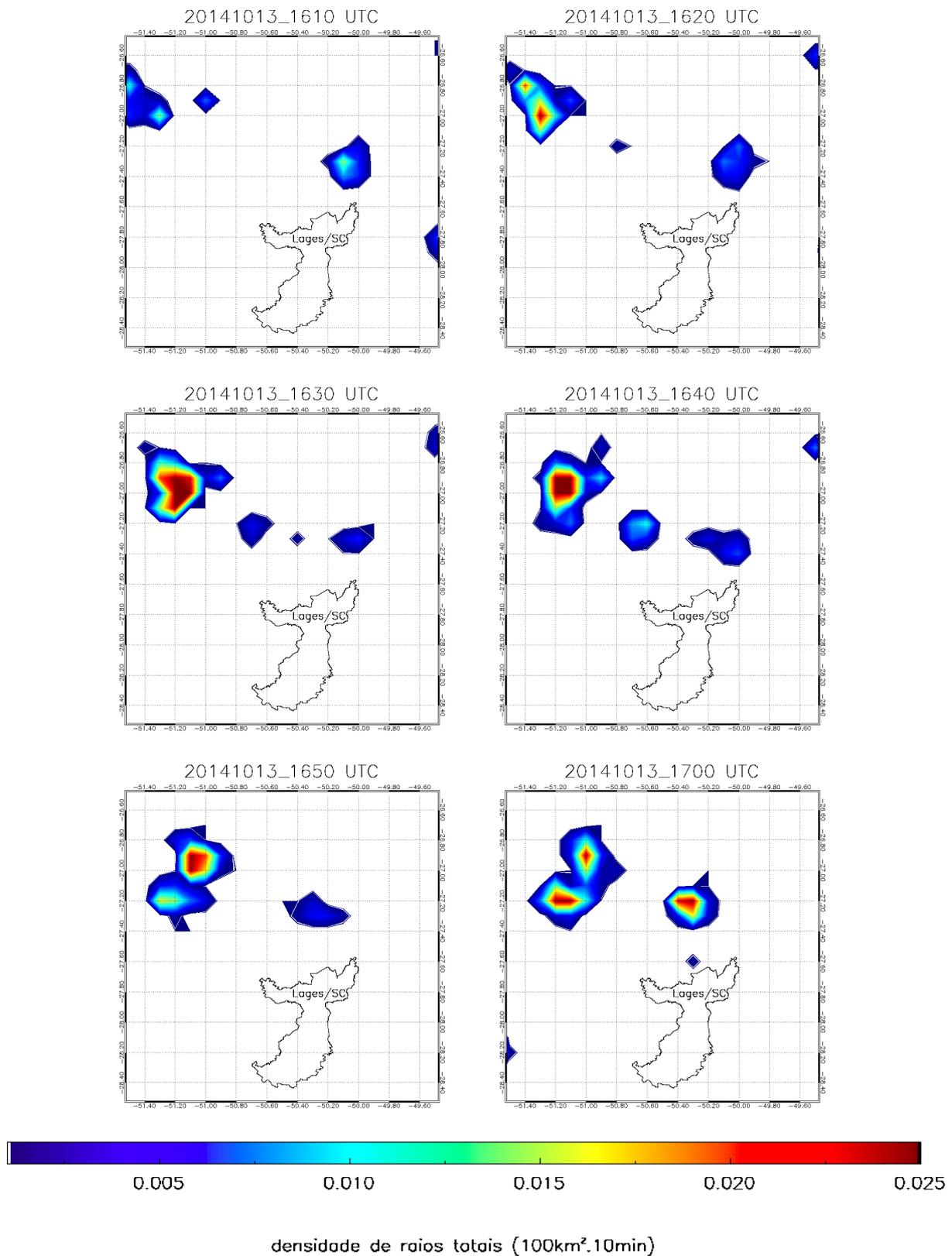


Figura 7.30 – Continuação.

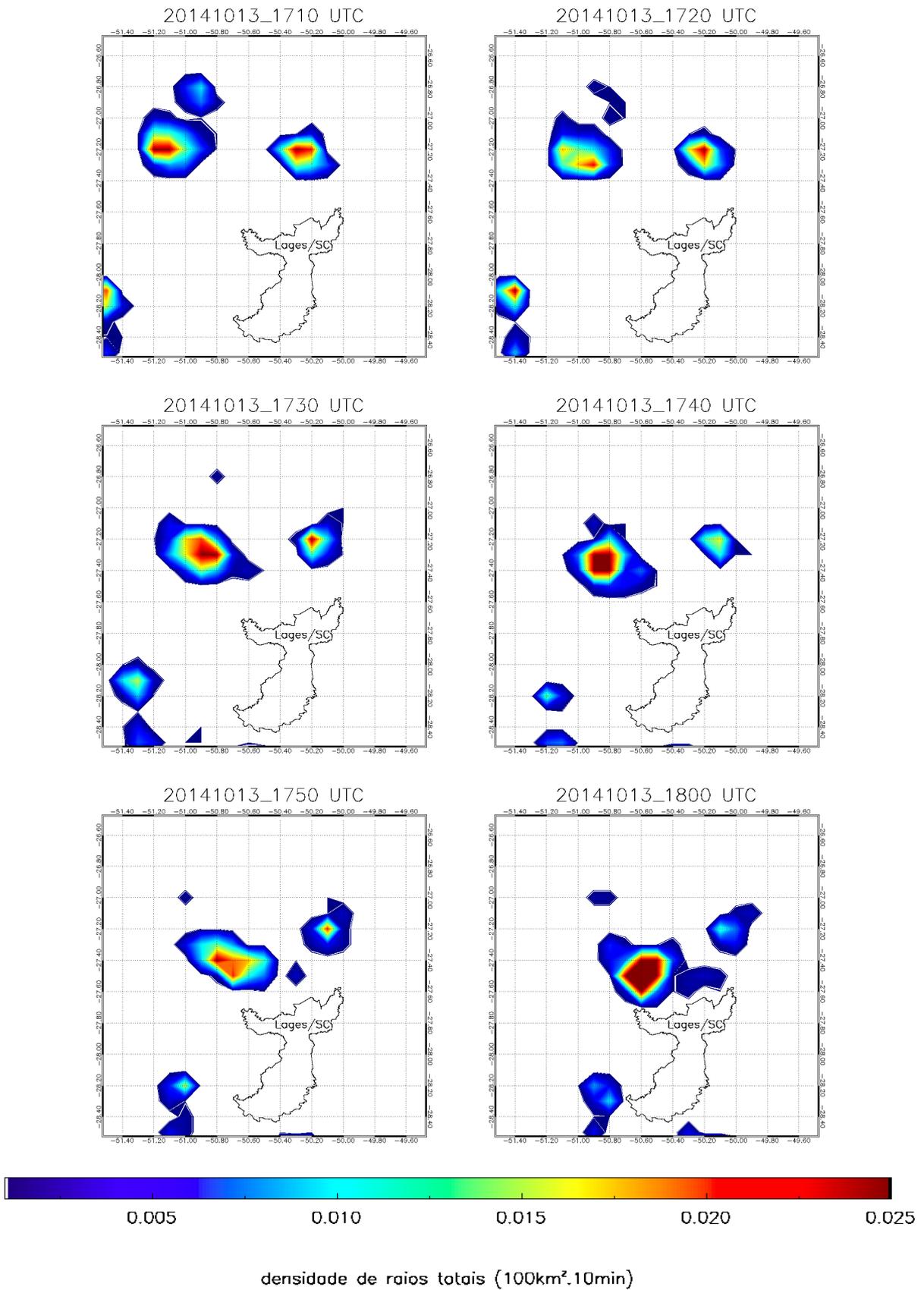
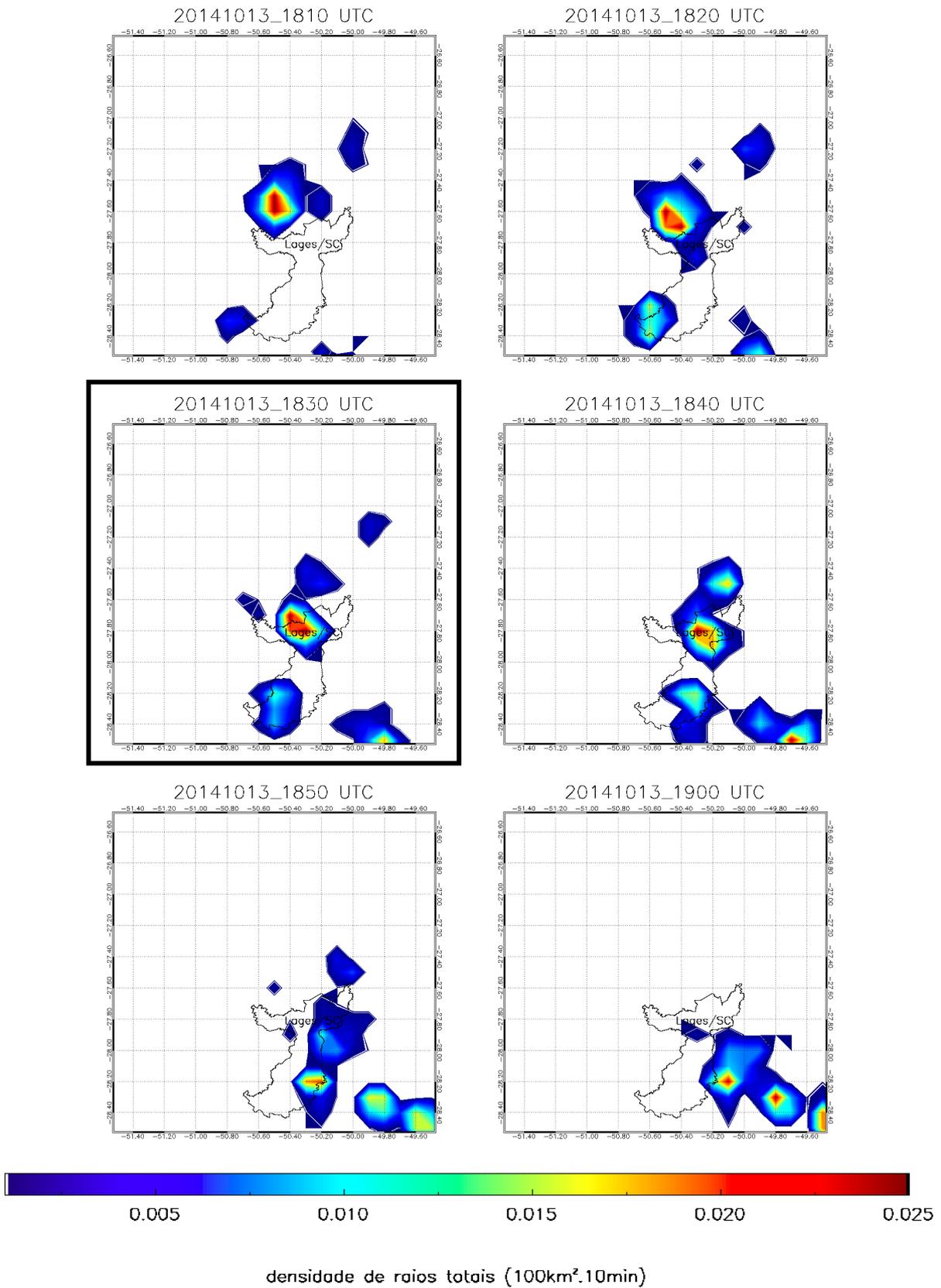
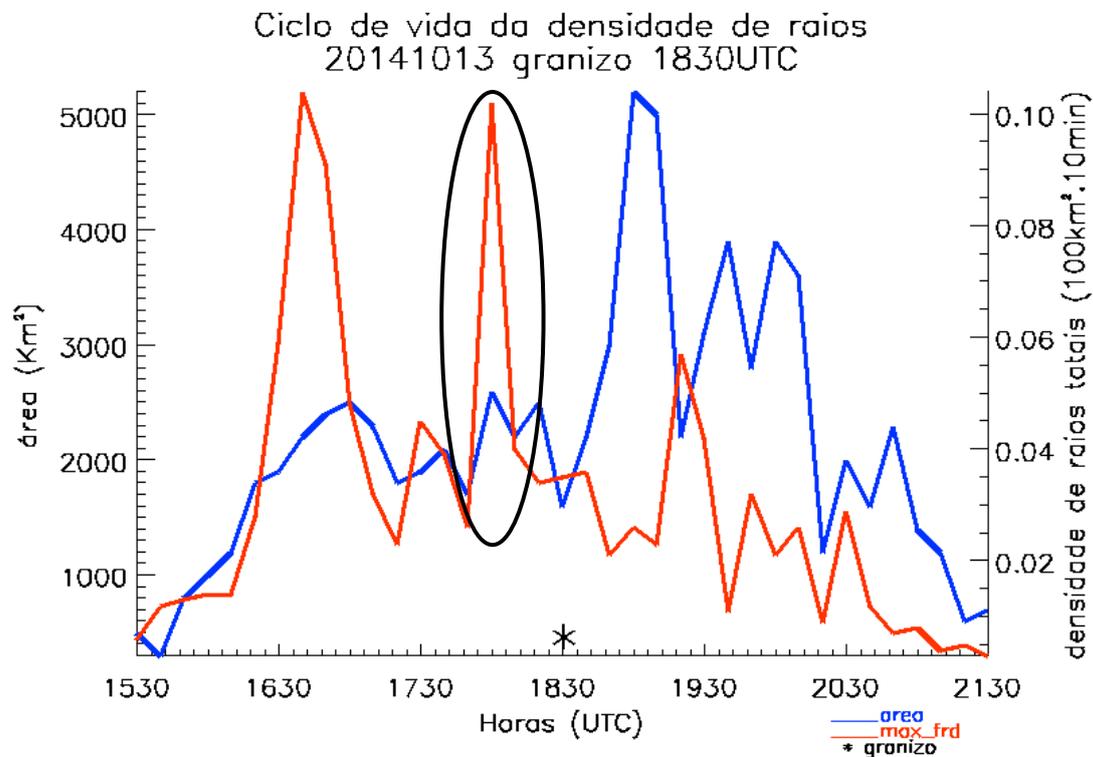


Figura 7.30 – Conclusão.



Fonte: Produção do autor.

Figura 7.31 – Ciclo de vida da área (km^2) e da densidade de raios totais (100 km^2 e 10 minutos) do cluster do dia 13 de outubro de 2014 das 1530 às 2140 UTC rastreado com o ForTraCC-Raios.



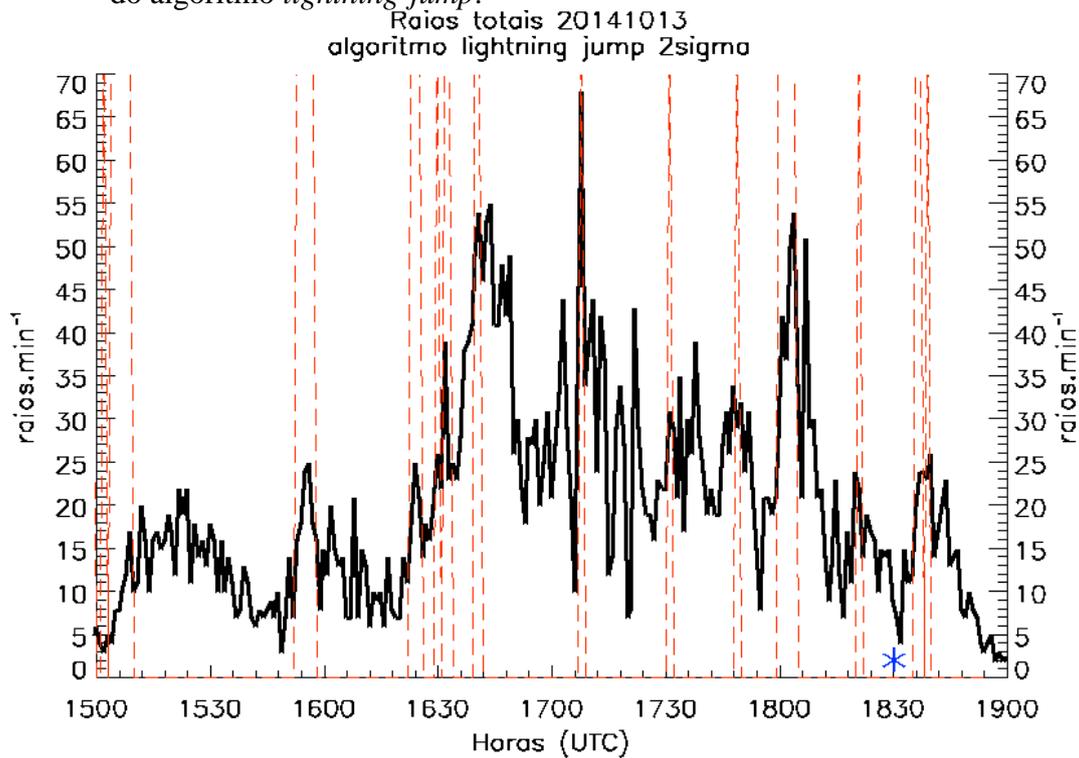
Fonte: Produção do autor.

Aplicando o método automático de detecção de tempo severo (algoritmo *lightning-jump*) para as mesmas 4 versões apresentadas no estudo de caso anterior (Seção 7.1). O algoritmo *lightning-jump* novamente demonstrou um relativo sucesso na antecipação de alertas para a tempestade extrema ocorrida sobre o estado de SC no dia 13 de outubro de 2014.

- **2-sigma**

A Figura 7.32 mostra os raios totais acumulados a cada 1 minuto (linha preta contínua). As linhas vermelhas pontilhadas são os alertas de tempo severo baseados no algoritmo *lightning-jump* versão 2-sigma. O asterisco azul representa o momento do registro do granizo na superfície. Este método de detecção automática de tempo severo mostrou 9 alertas antes da ocorrência do granizo na superfície. Considerando os alertas ocorridos até 1,5 horas antes do evento severo, o primeiro alerta do método ocorreu as 1703 UTC e o último alerta as 1821 UTC, antes do registro do granizo às 1830 UTC.

Figura 7.32 – Ciclo de vida dos raios totais a cada 1 minuto para a tempestade bow echo ocorrida no dia 13 de outubro de 2014 das 1500 às 1900 UTC. Versão 2-sigma do algoritmo *lightning-jump*.

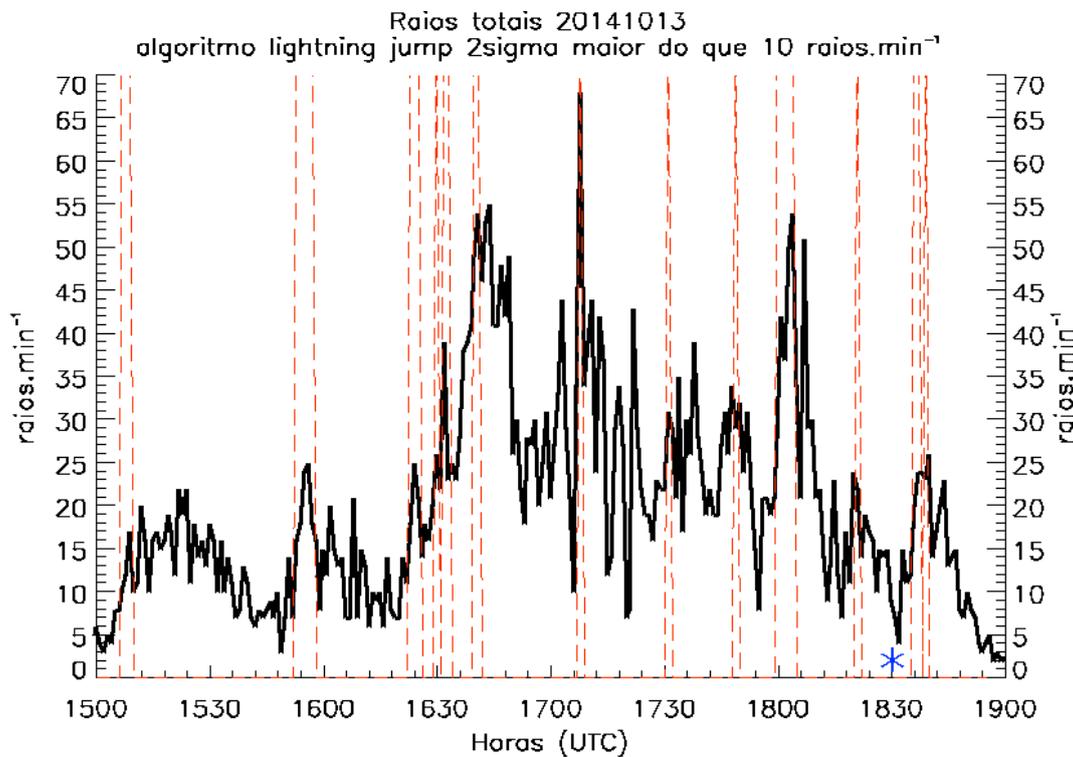


Fonte: Produção do autor.

- **2-sigma maior do que 10 raios totais por minuto**

A Figura 7.33 mostra os raios totais acumulados a cada 1 minuto aplicando o algoritmo *lightning-jump* versão 2-sigma com limite pré-estabelecido, ou seja, o alerta ocorrerá somente quando a tempestade ultrapassar 10 raios por minuto. Nesta versão do algoritmo ocorreram os mesmos 9 alertas da versão 2-sigma, antes do granizo ser registrado na superfície. O primeiro alerta do método ocorreu as 1703 UTC e o último alerta as 1821 UTC, antes do registro do granizo às 1830 UTC.

Figura 7.33 – Ciclo de vida dos raios totais a cada 1 minuto para a tempestade bow echo ocorrida no dia 13 de outubro de 2014 das 1500 às 1900 UTC. Versão 2-sigma com limite pré-estabelecido do algoritmo *lightning-jump*.

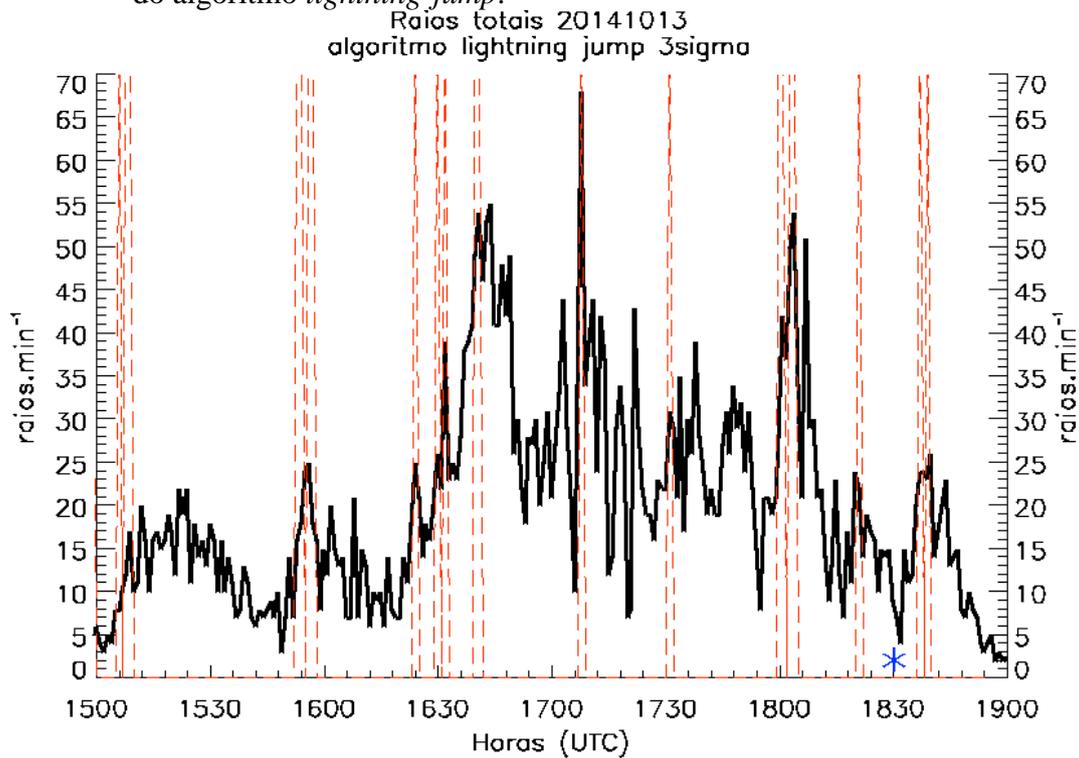


Fonte: Produção do autor.

- **3-sigma**

A Figura 7.34 mostra os raios totais acumulados a cada 1 minuto aplicando o algoritmo *lightning-jump* versão 3-sigma. Nesta versão do algoritmo de detecção automática de tempo severo foram gerados 7 alertas antes do granizo ser registrado na superfície. Novamente, foram considerados todos os alertas gerados até 1,5 horas antes do evento severo na superfície. O primeiro alerta de tempo severo ocorreu as 1708 UTC e o último as 1804 UTC, sempre considerando os alertas antes do registro do granizo na superfície (1830 UTC).

Figura 7.34 – Ciclo de vida dos raios totais a cada 1 minuto para a tempestade bow echo ocorrida no dia 13 de outubro de 2014 das 1500 às 1900 UTC. Versão 3-sigma do algoritmo *lightning-jump*.

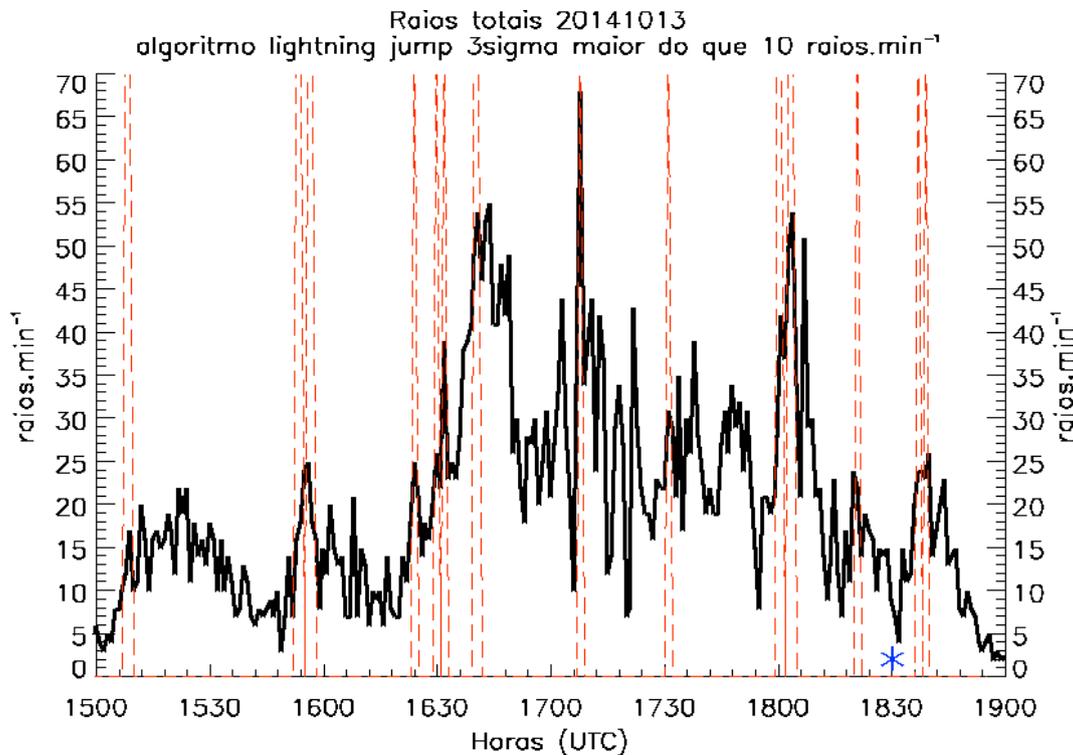


Fonte: Produção do autor.

- **3-sigma maior do que 10 raios totais por minuto**

A Figura 7.35 mostra os raios totais acumulados a cada 1 minuto aplicando o algoritmo *lightning-jump* versão 3-sigma mais o limite pré-estabelecido. Esta versão do algoritmo de detecção automática de tempo severo mostrou os mesmos 7 alertas da versão 3-sigma. O primeiro alerta de tempo severo ocorreu as 1708 UTC e o último as 1804 UTC.

Figura 7.35 – Ciclo de vida dos raios totais a cada 1 minuto para a tempestade bow echo ocorrida no dia 13 de outubro de 2014 das 1500 às 1900 UTC. Versão 3 sigma com limite pré-estabelecido do algoritmo *lightning-jump*.



Fonte: Produção do autor.

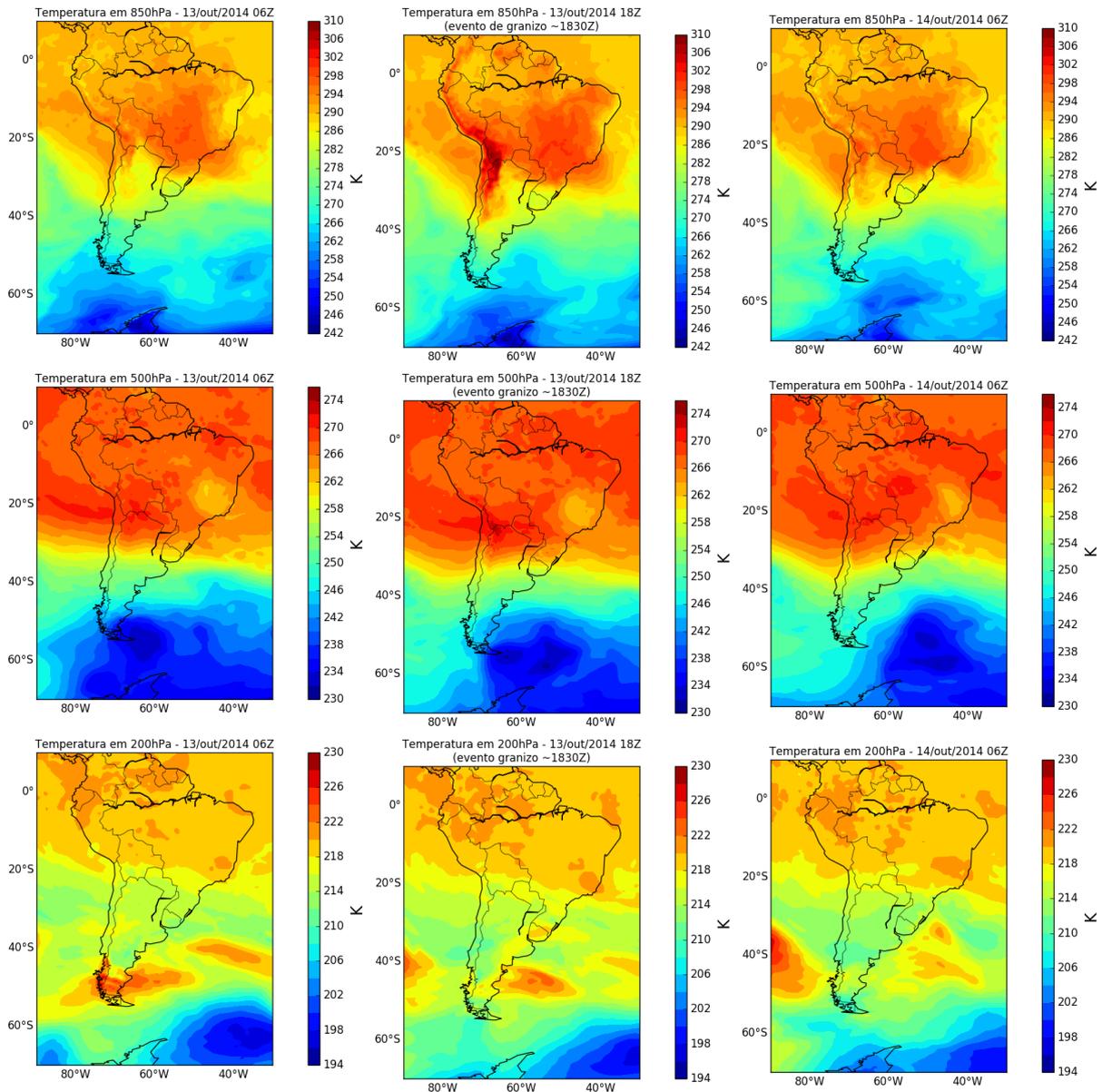
A aplicação de duas ferramentas de rastreamento de sistemas convectivos e elétricos, o ForTraCC-Radar e o ForTraCC-Raios, mostrou-se eficiente para este caso de tempestade extrema associada a precipitação de enormes pedras de gelo em Santa Catarina. Contudo, foi possível determinar o crescimento explosivo da tempestade que atingiu seu ápice uma hora antes dos registros de granizo. Já a ferramenta utilizando os dados de raios totais mostrou seu pico de atividade elétrica 30 minutos antes da ocorrência do granizo em superfície, evidenciando o potencial de monitoramento desta variável na previsão em curto prazo de tempo severo.

7.2.2 Análise sinótica preliminar do evento de granizo extremo em SC no dia 13 de outubro de 2014

O segundo estudo de caso sinótico apresentado é uma tempestade de granizo extremo (maior que 6 cm) que ocorreu no dia 13 de outubro de 2014 no município de Lages/SC.

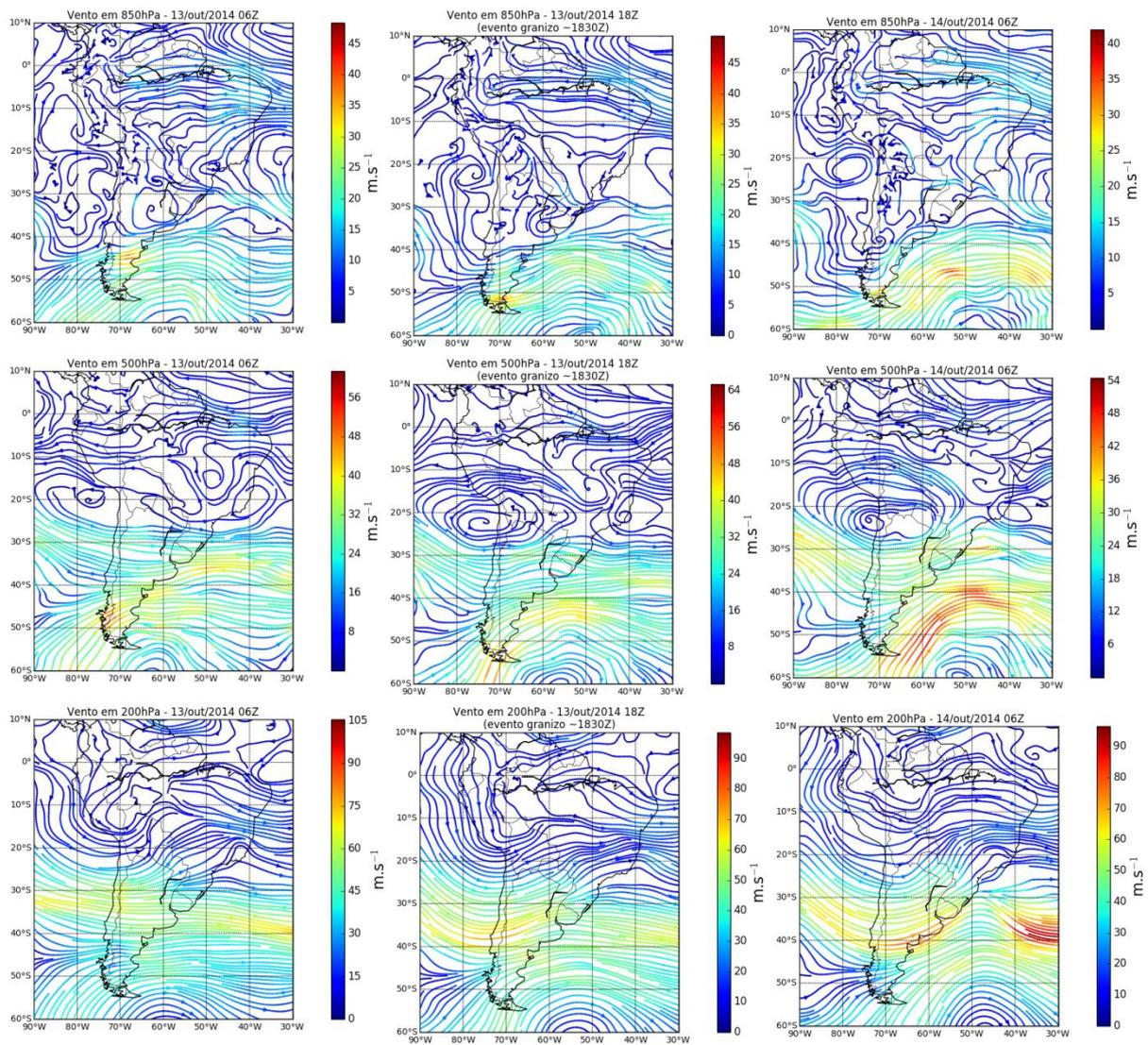
As Figuras 7.36 e 7.37 mostram, respectivamente, a temperatura do ar e as linhas de corrente em 850, 500 e 200 hPa para 12 horas que antecedem, no momento mais próximo e 12 horas depois da ocorrência de granizo deste evento específico no estado de SC. Em 850 hPa, observa-se um forte gradiente de temperatura sobre a região de ocorrência da tempestade em SC. O ar mais quente é advectado pelo fluxo de noroeste para sudeste, também presente neste caso, porém com uma intensidade muito menor quando comparado ao caso de granizo no RS, possivelmente devido a presença da frente estacionária sobre o RS. Nas linhas de corrente em 850 hPa, para 12 horas de antecedência da tempestade, nota-se a presença de uma circulação anticiclônica centrada em 35°S/62°W que, devido à vorticidade anticiclônica, faz com que o fluxo de NW/SE se curva em direção ao estado de SC. Ainda em 850 hPa, no momento mais próximo a ocorrência da tempestade, a circulação anticiclônica move-se para leste fazendo com que o fluxo neste nível seja praticamente zonal sobre a região. A leste do anticiclone nota-se uma convergência do vento com o fluxo de NW/SE, fator que instabiliza a atmosfera e favorece a formação de tempestades, associados a outros processos físicos dominantes. No nível de 500 hPa, o fluxo apresenta um escoamento zonal nas 12 horas de antecedência da tempestade, porém, no momento da tempestade, o fluxo em médios níveis apresenta uma difluência no escoamento que se intensifica ainda mais no momento posterior (12 horas depois). Já nos altos níveis, em 200 hPa, o escoamento é zonal 12 horas antes mas já apresentando uma difluência na saída deste escoamento sobre o estado de SC. Nos próximos momentos, o escoamento torna-se mais ondulado e difluente intensificando-se ainda mais sobre a região. Entre o momento de formação da tempestade e 12 horas depois, o cavado associado ao centro de baixa pressão (60°S/48°W) é amplificado, o que favorece a difluência no escoamento. Aproximadamente em 60°S, observa-se um ciclone barotrópico intenso, presente nos baixos, médios e altos níveis da atmosfera, favorecendo um escoamento mais zonal.

Figura 7.36 – Temperatura do ar em 850, 500 e 200hPa para 3 momentos: -12 horas do granizo (coluna da esquerda), momento aproximado do granizo (coluna do meio), 12 horas depois do granizo (coluna da direita) do estudo de caso no estado de SC no dia 13 de outubro de 2014.



Fonte: Produção do autor.

Figura 7.37 – Idem à Figura 7.36, exceto para linhas de corrente.



Fonte: Produção do autor.

Em resumo, as análises sinóticas das tempestades 12 tempestades de granizo ocorridas no RS apresentam como processos sinóticos dominantes i) a presença de um intenso fluxo de noroeste/sudeste em baixos níveis, acarretando em uma forte advecção de ar mais quente sobre a região; ii) em médios níveis, nota-se o cruzamento do eixo do cavado sobre os Andes e a leste do eixo do cavado tem-se um escoamento difluente; iii) em altos níveis da atmosfera nota-se um escoamento mais acelerado sobre a região com um aumento da difluência.

Já as 4 tempestades de granizo ocorridas em SC apresentam como processos sinóticos dominantes i) a convergência do vento em baixos níveis (850 hPa), ii) advecção de temperatura no setor quente sobre a região (intenso gradiente de temperatura), iii) escoamento difluente em médios níveis e forte divergência em altos níveis da atmosfera, resultante da aceleração do escoamento neste nível.

8 CONCLUSÕES

Reforçando o objetivo principal deste estudo, que é avaliar a relação entre a estrutura da precipitação, eletrificação e a ocorrência de precipitação de granizo, os resultados mostraram significativas contribuições para o entendimento das características físicas de precipitação das tempestades de granizo que ocorrem no Sul do Brasil. As principais conclusões das etapas demonstradas anteriormente são apresentadas a seguir:

- Foi determinada com base em dados de granizo nas estações meteorológicas de superfície do INMET uma climatologia das tempestades de granizo no Sul do Brasil e comprovou-se que esta região é frequentemente atingida por este tipo de fenômeno meteorológico que causa alto impacto socioeconômico. A grande contribuição científica desta etapa é fornecer informações climatológicas sobre eventos de tempo severo, como a precipitação de granizo grande, na região Sul do Brasil, permitindo definir os locais (regiões de altitude um pouco elevada no RS e de serra em SC – Figura 4.2) e os meses de maior frequência (meses de primavera – Figura 4.1) das mais intensas tempestades de granizo da Terra.
- Foi diagnosticado, de forma preliminar, os padrões de circulação atmosférica, associada aos eventos de granizo, permitindo caracterizar sinoticamente os principais sistemas meteorológicos atuantes durante a formação e ocorrência das tempestades de granizo. Os resultados evidenciam a forte influência do escoamento de noroeste-sudeste, em baixos níveis (Figuras 5.1 e 5.3), para a formação e manutenção destes intensos sistemas convectivos. A circulação atmosférica, em altos níveis, também favorece a formação de intensas tempestades, devido a influência do máximo de vento em 200 hPa (Figuras 5.9 e 5.11) próximo a região de ocorrência do granizo. A contribuição científica desta etapa foi determinar os padrões de circulação atmosférica associada às tempestades de granizo, contribuindo fortemente com a previsão de tempo operacional.
- Avaliou-se a estrutura da precipitação durante o ciclo de vida da tempestade que gerou a precipitação de granizo. A principal contribuição científica desta etapa foi caracterizar a estrutura horizontal e vertical da precipitação durante a queda de granizo, bem como fornecer informações importantes sobre em qual estágio de desenvolvimento do ciclo de vida das tempestades registra-se o granizo. O rastreamento dos sistemas convectivos com o ForTraCC-Radar mostrou que as precipitações de granizo ocorrem entre o estágio inicial

e maduro do ciclo de vida das tempestades de granizo. A etapa reforça as hipóteses científicas encontradas por outros autores e propõe uma hipótese científica relacionada à intensa estrutura vertical dentro dos sistemas convectivos, no qual é influenciada toda vez que uma nova célula convectiva (isolada, intensa e profunda) é embebida dentro do sistema convectivo de escala maior (Figura 6.37), tornando-se fundamental na manutenção dos sistemas convectivos por até várias horas de duração.

- Caracterizou-se a atividade elétrica observada nos sistemas convectivos associados ao granizo. Verificou-se a ocorrência do salto na atividade elétrica (*lightning-jump*) nas tempestades de granizo do Sul do Brasil, com uma antecedência de 45 minutos (média dos 16 estudos de casos) entre o salto de raios e os registros de granizo na superfície. Os principais avanços científicos desta etapa foram determinar diferentes formas de diagnosticar o salto de raios totais nas tempestades sulistas do Brasil e, possivelmente, contribuindo para a aplicação e validação de algoritmos baseados na atividade elétrica observada. O rastreamento dos sistemas convectivos elétricos (i.e., somente usando a densidade de raios) possibilitou determinar que o máximo valor e a maior variação na densidade de raios totais, dentro das nuvens de tempestades de granizo, ocorrem entre a iniciação e a maturação do estágio de desenvolvimento do ciclo de vida das tempestades de granizo. Além disso, é proposta uma metodologia para analisar e quantificar o salto na atividade elétrica bem como sua relação com a antecedência dos registros de granizo na superfície, mostrando resultados animadores na tentativa de gerar conhecimento e produtos que contribuam com a previsão de curto/curtíssimo prazo de tempo severo nesta região.

Os resultados encontrados respondem, parcialmente, as questões científicas investigadas neste estudo e são sintetizadas a seguir:

- ***Como conciliar as observações de sensores remotos com a falta de relatos de ocorrência de tempo severo?***

O presente trabalho mostrou peculiares características físicas de precipitação nas intensas tempestades associadas à precipitação de granizo grande que ocorrem na região Sul do Brasil. Foi possível diagnosticar, através de sensores remotos (dados volumétricos dos radares meteorológicos), um bolsão de gelo (conforme descrito na Seção 6.2) suspenso na atmosfera antecedendo os registros de granizo na superfície. Os resultados propõem que é possível

relacionar as observações de sensores remotos com o relato e também com a alta possibilidade (previsão) de queda de granizo grande na superfície, sendo assim, uma alternativa para a detecção e estudos destes intensos sistemas convectivos, mesmo sem os registros oficiais de tempo severo, além de potenciais aplicações na previsão de curto/curtíssimo prazo de tempo severo.

- ***Quais são os tipos mais comuns de estrutura horizontal e vertical da precipitação destas intensas tempestades de granizo que ocorrem na região Sul do Brasil?***

Levando em consideração a falta de estudos científicos para a região, os resultados desta pesquisa sugerem uma hipótese para a caracterização da intensa estrutura vertical e horizontal das tempestades de granizo aqui estudadas. Estas tempestades formam-se como núcleos convectivos isolados (pequena extensão horizontal), mas muito intensos e profundos (ampla extensão vertical). Geralmente, estes núcleos convectivos são formados de maneira isolada do sistema convectivo que apresenta maior organização horizontal e com características atmosféricas de escalas maiores (i.e., mesoescala e escala sinótica).

Os resultados encontrados confirmam a hipótese (não verificada devido a baixa amostragem temporal dos dados) de Romatschke e Houze (2010), onde, a convecção formada na borda dos Andes surge como tempestades contendo núcleos de convecção profunda e isolada e movem-se para o leste, ao longo das planícies, onde, crescem para sistemas de mesoescala contendo grandes núcleos de convecção e, finalmente, desenvolvem grandes regiões de precipitação estratiforme muito a leste da Cordilheira dos Andes. Isso indica que, os sistemas se expandem mais para o leste, e os núcleos convectivos profundos, relacionados com a produção de raios, continuam se formando sobre a América do Sul através da atuação do Jato de Baixos Níveis. O estudo do ciclo de vida das tempestades de granizo mostrou que os núcleos convectivos (intensos e profundos) tem forte relação com a presença do fluxo de noroeste/sudeste em baixos níveis da atmosfera, porém, os núcleos convectivos profundos surgem na vanguarda dos sistemas convectivos de mesoescala. A utilização de dados observacionais no estudo permitiu identificar que os núcleos convectivos menores, profundos e isolados são deflagradores de granizo na superfície e, neste momento (queda do granizo), geralmente não fazem parte da tempestade convectiva maior. Os dados de raios totais evidenciam a intensidade do núcleo convectivo pequeno e isolado e quando este núcleo convectivo é

embebido na tempestade convectiva maior os raios decaem rapidamente, sugerindo o rápido enfraquecimento da corrente de ar ascendente.

O conhecimento científico adquirido leva ao entendimento dos tipos mais comuns de estrutura horizontal e vertical da precipitação durante a queda de granizo grande na superfície na região Sul do Brasil.

- ***Estas tempestades produzem muito granizo grande ou grandes quantidades de granizo pequeno?***

Os resultados encontrados no estudo, tanto os registros de granizo na superfície (fotografias coletadas para os eventos estudados) quanto as evidências obtidas através dos sensores remotos, mostram que as mais intensas tempestades da Terra precipitam granizo grande, muitas vezes, extremamente severos e associados a impactos socioeconômicos sem precedentes para a população da região Sul do Brasil. As informações obtidas através dos dados volumétricos dos radares meteorológicos permitiram identificar grandes regiões de hidrometeoros de gelo grande dentro da nuvem de tempestade. A inferência física dos grandes hidrometeoros de gelo, nos dados de sensores remotos, é que as tempestades apresentam características de precipitação que sugerem fortemente a presença de grandes hidrometeoros de gelo, tais como, os altos valores de refletividade do radar $\geq 65\text{-}70\text{dBZ}$ na camada termodinâmica entre -20°C e -40°C . Além de tais características físicas de precipitação ainda há os registros de granizo na superfície que reforçam os estudos que indicam que a região possui as mais intensas tempestades de granizo da Terra.

8.1. Sugestões para trabalhos futuros

Os resultados obtidos nesta pesquisa mostraram uma nova hipótese científica para as tempestades de granizo na região Sul do Brasil, onde, estas tempestades extremas formam-se a partir de núcleos de convecção profunda e isolada. Levando em consideração o conhecimento adquirido, algumas sugestões para trabalhos futuros tornam-se necessárias:

- Adotar procedimentos padrões, para registros oficiais de tempo severo, que ocorrem no Brasil.
- Realizar estudos da caracterização sinótica e termodinâmica mais abrangente e profundo para as tempestades de granizo que ocorrem no Sul do Brasil, pois são as tempestades de granizo mais intensas da Terra.
- Os resultados sugerem, que os processos físicos dominantes nas tempestades de granizo, ocorrem em curtos intervalos de tempo, tornando necessária medidas da estrutura da precipitação em alta resolução temporal (< 10 minutos) e espacial.
- Sugere-se, fortemente, a investigação destes processos físicos através dos radares meteorológicos de dupla-polarização, assim permitindo uma caracterização microfísica da estrutura da precipitação destas intensas tempestades destrutivas.
- Investigar as características físicas da precipitação, associado a tempo severo, para outras regiões do Brasil.
- Expandir o número de casos de granizo, a fim de obter os limiares críticos associados a estas tempestades de granizo, como por exemplo, o limiar da máxima variação na densidade de raios totais que está relacionado com a queda de granizo severo.
- Verificar a habilidade de modelos numéricos de previsão de tempo em prever o potencial de ocorrência de granizo extremo.
- Implementação de métodos de *lightning-jump*: novas formas de “approach” do algoritmo bem como o uso real pelos previsores para ter o feedback dos previsores. Incluir mais casos para ter uma estatística de POD, FAR e CSI.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, R. I. **Eletrificação dos sistemas precipitantes na região Amazônica: processos físicos e dinâmicos do desenvolvimento de tempestades.** 2008. 197p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 2008.

ALBRECHT, R. I.; GOODMAN, S. J.; PETERSEN, W. A.; BUECHLER, D. E.; BRUNING, E. C.; BLAKESLEE, R. J.; CHRISTIAN, H. J. The 13 years of TRMM lightning imaging sensor: from individual flash characteristics to decadal tendencies. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 14., 2011, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro: ICAE, 2011a.

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: Atmospheres**, v.116, n.8, p.1-27, 2011b.

ALBRECHT, R. I. et al. Thunderstorm characteristics of summer precipitating systems during CHUVA-GLM Vale do Paraíba field campaign. In: INTERNATIONAL CONFERENCE CLOUD AND PRECIPITATION, 16., 2012, Leipzig. **Proceedings...** Leipzig: ICCP, 2012.

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, 2016.

AMBURN, S. A.; WOLF, P. L. VIL Density as a hail indicator. **Weather and Forecasting**, v.12, n.3, p.473-478, 1996.

ANABOR, V.; STENSRUD, D.; MORAES, O. de. Simulation of a serial upstream-propagating mesoscale convective system event over southeastern South America using composite initial conditions. **Monthly Weather Review**, v.137, n.7, p.2144-2163, 2009.

BAKER, M. B.; DASH, J. D. Mechanism of charge transfer between colliding ice particles in thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.99, n.5, p.10621-10626, 1994.

BENETI, C. A. A. et al. RIDAT – Rede integrada de detecção de descargas atmosféricas no Brasil: situação atual, aplicações e perspectivas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., Rio de Janeiro. **Anais...** 2000. p.1971-1979.

BROOKS, I. M. et al. The effect on thunderstorm charging of the rate of rime accretion by graupel. **Atmospheric Research**, v.43, n.3, p.277-295, 1997.

BROWNING, K. A.; WEXLER, R. The determination of Kinematic properties of a wind field using Doppler radar. **Journal of Applied Meteorology**, v.7, n.1, p.105-113, 1968.

BRUNNER, J. C. et al. Quantitative analysis of the enhanced-V feature in relation to severe weather. **Weather and Forecasting**, v.22, n.4, p.853-872, 2007.

- BUCSELA, E. J. et al. Lightning-generated NO_x seen by OMI during NASA's tropical composition, cloud and climate coupling experiment (TC⁴). **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.115, n.10, p.1-15, 2011.
- BUECHLER, D. E. et al. Lightning activity within a tornadic thunderstorm observed by the Optical Transient Detector (OTD). **Geophysical Research Letters**, v.27, n.15, p.2253–2256, 2000.
- BRUNING, E. C. et al. Electrical and polarimetric radar observations of a multicell storm in TEXAS. **Monthly Weather Review**, v.135, n.7, p.2525–2544, 2007.
- BRUNING, E. C. et al. Formation of charge structures in a supercell. **Monthly Weather Review**, v.138, n.10, p.3740–3761, 2010.
- CALHOUN, K. M. et al. Evolution of lightning activity and storm charge relative to dual-Doppler analysis of a high-precipitation supercell storm. **Monthly Weather Review**, v.141, n.7, p.2199–2223, 2013.
- CARDOSO, I. O. et al. Lightning casualty demographics in Brazil and their implications for safety rules. **Atmospheric Research**, v.135-136, p.374-379, 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, 2007.
- CAREY, L. D. et al. Lightning location relative to storm structure in a leading-line trailing-stratiform mesoscale convective system. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.110, n.3, p.1-23, 2005.
- CAREY, L. D.; PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. Evolution of cloud-to-ground lightning and storm structure in the Spencer, SD, tornadic supercell of 30 May 1998. **Monthly Weather Review**, v.131, n.8, p.1811-1831, 2003.
- CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.103, n.12, p.13979-14000, 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, 2000.
- CECIL, D. J. et al. Three years of TRMM precipitation features. part I: radar, radiometric, and lightning characteristics. **Monthly Weather Review**, v.133, n.3, p.543-566, 2005.
- CECIL, D.J.; BLANKENSHIP, C. B. Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite microwave imagers. **Journal of Climate**, v.25, n.2, p.687-703, 2012.
- CHEN, S.; COTTON, W. R. The sensitivity of a simulated extratropical mesoscale convective system to longwave radiation and ice-phase microphysics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.45, n.24, p.3897-3910, 1988.

CHRISTIAN, H. J. et al. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.108, n.1, p.1-15, 2003.

COTTON, W. **Storm and cloud dynamics**. New York: Academic Press, 2010.

DEIERLING, W.; PETERSEN, W. A. Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.113, n.16, p.1-11, 2008.

DOSWELL III, C. A.; BOSART, L. F. Extratropical synoptic-scale processes and severe convection. **Severe Convective Storms, Meteorological Monographs, American Meteorology Society**, Boston, v.50, p.27-69, 2001.

EICHHOLZ, C. W. **Características físicas dos sistemas convectivos de mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008**. 2011. 102p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, RS, Brasil, 2011.

FERRARO, R.; BEAUCHAMPB, J.; CECIL, D.; HEYMSFIELD, G. A prototype hail detection algorithm and hail climatology developed with the advanced microwave sounding unit (AMSU). **Atmospheric Research**, v.163, p.24-35, 2015.

FLETCHER, N. H. Surface structure of water and ice. **The Philosophical Magazine: A Journal of Theoretical Experimental and Applied Physics**, v.7, n.74, p.255-269, 1962.

FLETCHER, N. H. Surface structure of water and ice II: a revised model. **The Philosophical Magazine: A Journal of Theoretical Experimental and Applied Physics**, v.18, n.156, p.1287-1300, 1968.

FUCHS, B. R. et al. Climatological analyses of LMA data with an open-source lightning flash-clustering algorithm. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.121, n.14, p.8625-8648, 2016.

GATLIN, P. N.; GOODMAN, S. J. A total lightning trending algorithm to identify severe thunderstorms. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.27, n.1, p.3-22, 2010.

GATLIN, P. **Severe weather precursors in the lightning activity of Tennessee Valley thunderstorms**. 2006. 87p. Dissertação (Mestre em Ciências Atmosféricas) - The University of Alabama, Huntsville, Alabama, 2006.

GLOBO. RBSTV. **Temporal de granizo atinge o RS e danifica casas**. 2015. Disponível em: <http://g1.globo.com/rs/rio-grande-do-sul/noticia/2015/10/temporal-de-granizo-danifica-casas-e-chuva-volta-com-forca-ao-rs-videos.html>.

GLOBO. RBSTV. **Chuva de granizo gera prejuízos em Lages, na serra catarinense**. 2014. Disponível em: <http://g1.globo.com/sc/santa-catarina/noticia/2014/10/chuva-de-granizo-gera-prejuizos-em-lages-na-serra-catarinense.html>.

GOMES, A. M.; HELD, G. Determinação e avaliação do parâmetro densidade VIL para alerta de tempestades. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., Fortaleza. **Anais...** 2004. p.1-12.

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

GOODMAN, S. J. et al. The GOES-R Geostationary Lightning Mapper (GLM). **Atmospheric Research**, v.125-126, p.34-49, 2013.

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.

GRAY, W. M.; JACOBSON JR, R. W. Diurnal variation of deep cumulus convection. **Monthly Weather Review**, v.105, n.9, p.1171-1188, 1977.

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. 1985. 89p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 1985.

HOLLE, R. L.; LÓPEZ, R.E. A comparison of current lightning death rates in the U.S. with other locations and times. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING AND STATIC ELECTRICITY, 2003, Blackpool, England. **Proceedings...** Blackpool: ICOLSE, 2003.

HOLLE, R. L. A summary of recent national-scale lightning fatality studies. **Weather, Climate, and Society**, v.8, n.1, p.35-42, 2016.

HOUZE, R. A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v.42, n.4, p.1-43, 2004.

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

HOUZE JUNIOR, R. A.; WILTON, D. C.; SMULL, B. F. Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM precipitation radar. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.133, n.627, p.1389-1411, 2007.

HUNTRIESER, H. et al. Lightning activity in Brazilian thunderstorms during TROCCINOX: implications for NO_x production. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v.8, n.4, p.921-953, 2008.

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

JOHNS, R. H.; DOSWELL III, C. A. Severe local storms forecasting. **Weather and Forecasting**, v.7, n.4, p.588-612, 1992.

- KEITH, W. D.; SAUNDERS, C. P. R. Further laboratory study of the charging of *graupel* during ice-crystals interactions. **Atmospheric Research**, v.25, n.5, p.445-464, 1990.
- KNIGHT, C. A.; KNIGHT, N. C. Hailstorms. severe convective storms. **Meteorological Monographs, American Meteorology Society**, Boulder, Colorado, v.50, p.223-248, 2001.
- KNIGHT, C. A.; HALL, W. D.; ROSKOWSKI, P. M. Visual cloud histories related to first radar echo formation in northeast Colorado cumulus. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.22, n.6, p.1022-1040, 1983.
- KNUPP, K. R.; GEERTS, B.; GOODMAN, S. J. Analysis of a small, vigorous mesoscale convective system in low-shear environment. part I: formation, radar echo structure, and lightning behavior. **Monthly Weather Review**, v.126, n.7, p.1812-1836, 1998.
- KREHBIEL, P. R. **An analysis of the electrical field change produced by lightning**. 1981. 245p. Tese (Doutorado em Ciências e Tecnologia) - University of Manchester, England, 1981.
- KREHBIEL, P. R. **The Earth's electrical environment**. New York: Academy Press, 1986. p.90-113.
- LAING, A. G.; FRITSCH, J. M. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v.128, n.8, p.2756-2776, 2000.
- LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A. A framework for the statistical analysis of large radar and lightning datasets: results from STEPS 2000. **Monthly Weather Review**, v.139, n.8, p.2536-2551, 2011.
- LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A.; WIENS, K. C. Origins of positive cloud-to-ground lightning in the stratiform region of a mesoscale convective system. **Geophysical Research Letters**, v.31, n.10, p.1-4, 2004.
- LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A. Relationships between convective storm kinematics, precipitation, and lightning. **Monthly Weather Review**, v.130, n.10, p.2492-2506, 2002.
- 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, 2009.
- LYONS, W. A. et al. Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke from fires. **Science**, v.282, n.5386, p.77-80, 1998.
- MACGORMAN, D. R.; MORGENSTERN, C. D. Some characteristics of cloud-to-ground lightning in mesoscale convective systems. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.103, n.12, p.14011-14023, 1998.

- MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. **The electrical nature of storms**. Oxford; Oxford University Press, 1998. 422p.
- 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.1-3, p.304-309, 2009.
- MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v.126, n.6, p.1630-1654, 1998.
- MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. **Monthly Weather Review**, v.132, n.3, p.714-725, 2004.
- MACHADO, L. A. T.; GUEDES, R. L. Formação e propagação de sistemas convectivos na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., Campos do Jordão. **Anais...** 1996. p.1279-1283.
- MACHADO, L. A. T. et al. Ciclo de vida de sistemas convectivos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., Belo Horizonte. **Anais...** 1994. p.323-326.
- MADDOX, R. A. An objective technique for separating macroscale and mesoscale features in Meteorological data. **Monthly Weather Review**, v.108, N.8, p.1108-1121, 1980.
- MAGGIO, C. et al. Lightning initiation locations as a remote sensing tool of large thunderstorm electric field vectors. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.22, n.7, p.1059-1068, 2005.
- MARSHALL, T. C.; RUST, W. D. Two types of vertical electrical structures in stratiform precipitation regions of mesoscale convective systems. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.74, n.11, p.2159-2170, 1993.
- MARTINS, J. A. et al. Climatology of destructive hailstorms in Brazil. **Atmospheric Research**, v.184, n.1, p.126-138, 2017.
- MATTOS, E. V. et al. Electrification life cycle of incipient thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.122, n.8, p.4670-4697, 2017.
- MATTOS, E. V. et al. Polarimetric radar characteristics of storms with and without lightning activity. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.121, n.23, p.14201-14220, 2016.
- MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Cloud-to-ground lightning and mesoscale convective systems. **Atmospheric Research**, v.99, n.3-4, p.377-390, 2011.
- 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.2-3, p.477-488, 2010.

- MORALES, C. A.; NEVES, J. R.; ANSELMO, E. Sferics timing and ranging network-STARNET: evaluation over South America. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 14., 2011, Rio de Janeiro, Brasil. **Proceedings...** Rio de Janeiro: ICAE, 2011.
- MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. **Meteorological Monographs**, v.28, n.50, p.433-480, 2001.
- MURRAY, N. D.; ORVILLE, R. E.; HUFFINES, G. R. Effect of pollution from Central American fires on cloud-to-ground lightning in May 1998. **Geophysical Research Letters**, v.27, n.15, p.2249-2252, 2000.
- NACCARATO, K. P. **Eficiência de detecção da BrasilDAT** [comunicação pessoal]. Mensagem recebida por Rachel Ifanger Albrecht em 19 de janeiro de 2018.
- NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A. Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of Southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v.30, n.13, p.1-4, 2003.
- NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O. Lightning warning and analysis of lightning threats risks for human life protection in Brazil. In: INTERNATIONAL LIGHTNING METEOROLOGY CONFERENCE, 4., 2012, Broomfield, CO. **Proceedings...** Broomfield: ILMC, 2012.
- NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O. Improvements in the detection efficiency model for the Brazilian lightning detection network (BrasilDAT). **Atmospheric Research**, v.91, n.2-4, p.546-563, 2009.
- 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, n.1, p.121-140, 2005.
- NESBITT, S. W.; CIFELLI, R.; RUTLEDGE, S. A. Storm morphology and rainfall characteristics of TRMM precipitation features. **Monthly Weather Review**, v.134, n.10, p.2702-2721, 2006.
- ORVILLE, R. E.; HUFFINES, G. R. Cloud-to-ground lightning in the United States: NLDN results in the first decade, 1989-98. **Monthly Weather Review**, v.129, n.5, p.1179-1193, 2001.
- PEREYRA, R. G. et al. A laboratory study of graupel charging. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.105, n.16, p.20803-20812, 2000.
- PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A.; NACCARATO, K.P. Maximum cloud-to-ground lightning flash densities observed by lightning location systems in the tropical region: a review. **Atmospheric Research**, v.84, n.3, p.189-200, 2007.
- PINTO JR., O. et al. Cloud-to-ground lightning observations in Brazil. In: BERTZ H.D.; SCHUMANN U.; LAROCHE P. (Eds.). **Lightning: principles, instruments and applications**. Dordrecht: Springer, 2009. p.209-229.

RASMUSSEN, K. L.; HOUZE JR., R. A. Orographic convection in subtropical South America as seen by the TRMM satellite. **Monthly Weather Review**, v.139, n.8, p.2399-2420, 2011.

RASMUSSEN, K. L.; ZULUAGA, M. D.; HOUZE JR., R. A. Severe convection and lightning in subtropical South America. **Geophysical Research Letters**, v.41, n.20, p.7359-7366, 2014.

ROMATSCHKE, U.; HOUZE JR., R. A. Extreme summer convection in South America. **Journal of Climate**, v.23, n.14, p.3761-3791, 2010.

SAKAMOTO, M. S. **Sistemas convectivos de mesoescala observados na região subtropical da América do Sul durante o SALLJEX**. 2009. 243p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 2009.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over Southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v.135, n.4, p.1290-1309, 2007.

SAUNDERS, C. P. R. A review of thunderstorm electrification processes. **Journal of Applied Meteorology**, v.32, n.4, p.642-655, 1993.

SAUNDERS, C. P. R.; BAX-NORMAN, H.; AVILA, E. E.; CASTELLANO, N. E. A laboratory study of the influence of ice crystal growth conditions on subsequent charge transfer in thunderstorm electrification. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.130, n.599, p.1395-1406, 2004.

SAUNDERS, C. P. R.; KEITH, W. D.; MITZEVA, R. P. The effect of liquid water on thunderstorm charging. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.96, n.6, p.11007-11017, 1991.

SAUNDERS, C. P. R.; PECK, S. L. Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.103, n.12, p.13949-13956, 1998.

SCHULTZ, C. J.; PETERSEN, W. A.; CAREY, L. D. Lightning and severe weather: a comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. **Weather and Forecasting**, v.26, n.5, p.744-755, 2011.

SCHULTZ, C. J.; PETERSEN, W. A.; CAREY, L. D. 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, 2009.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, n.1, p.133-150, 1987.

SILVA DIAS, M.A.F. Complexos convectivos de mesoescala sobre a região sul do Brasil. **Climanálise Especial**, v.1, p.173-179, 1996.

SISTEMA METEOROLÓGICO DO PARANÁ. **Sistema integrado de monitoramento e análise de descargas atmosféricas nas linhas de transmissão da CTEEP: histórico.** 2005. Disponível em: http://www.cteep.com.br/port/institucional/artigos/Artigo_T12.pdf. Acesso em: 12 abr. 2018.

SMITH, S. B.; LADUE, J. G.; MACGORMAN, D. R. The relationship between cloud-to-ground lightning polarity and surface equivalent potential temperature during three tornadic outbreaks. **Monthly Weather Review**, v.128, n.9, p. 3320-3328, 2000.

SOUZA, C. A. DE; CAVALCANTI, I. F. DE A. Características sinóticas associadas ao jato em baixos níveis e a influência na atividade convectiva sobre a bacia do prata. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., Fortaleza. **Anais...** 2004. p.473-477.

STEINER, M.; HOUZE JR., R. A.; YUTER, S. E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. **Journal of Applied Meteorology**, v.34, n.9, p.1978-2007, 1995.

STOLZ, D.C. et al. A global lightning parameterization based on statistical relationships among environmental factors, aerosols, and convective clouds in the TRMM climatology. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.122, n.14, p.7461-7492, 2015.

STOLZENBURG, M. Observations of high ground flash densities of positive lightning in summertime thunderstorms. **Monthly Weather Review**, v.122, n.8, p.1740-1750, 1994.

STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions 2. Isolated storms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.103, n.12, p.14079-14096, 1998a.

STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions 3. Synthesis, **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.103, n.12, p.14097-14108, 1998b.

TAKAHASHI, T. Rimming electrification as a charging generation mechanism in thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.35, n.8, p.1536-1548, 1978.

TAKAHASHI, T. Thunderstorm electrification: a numerical study. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.41, n.17, p.2541-2558, 1984.

TEIXEIRA, M. A. de B. **Análise da trajetória e da circulação de sistemas precipitantes.** 2010. 113p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil, 2010.

TESTUD, J.; BREGER, G.; AMAYENC, P.; CHONG, M.; NUTTEN, B.; SAUVAGET, A. A doppler radar observation of a cold front: three-dimensional air circulation, related precipitation system and associated wavelike motions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.37, n.1, p.78-98, 1980.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.92, n.8, p.9591-9613, 1987.

VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: methodology and validation. **Weather and Forecasting**, v.23, n.2, p.233-245, 2008.

VONNEGUT, B. Some facts and speculation concerning the origin and role of thunderstorm electricity: severe local storms. **Meteorological Monographs**, v.5, n.27, p.224-241, 1963.

WIENS, K. C.; RUTLEDGE, S. A.; TESSENDORF, S. A. 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, 2005.

WILLIAMS, E. R. Large scale charge separation in thunderclouds. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.90, n.4, p.6013-6025, 1985.

WILLIAMS, E. R. The electrification of severe storms: severe convective storms. **Meteorological Monographs**, v.50, p.527-561, 2001.

WILLIAMS, E. R. The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.94, n.11, p.13151-13167, 1989a.

WILLIAMS, E. R. et al. The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. **Atmospheric Research**, v.51, n.3-4, p.245-265, 1999.

WILLIAMS, E. R.; WEBER, M. E.; ORVILLE, R. E. The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.94, n.11, p.13213-13220, 1989b.

WILLIAMS, E. R.; MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Stroke multiplicity and horizontal scale of negative charge regions in thunderclouds. **Geophysical Research Letters**, v.43, n.10, p.5460-5466, 2016.

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.87, n.8, p.1057-1071, 2006.

ZIPSER, E. J. **Use of a conceptual model of the life cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts**. New York: Academic Press, 1982. p.191-204.