

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ - UNIFEI  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E  
RECURSOS HÍDRICOS - POSMARH**

**IMPACTO DA MICROFÍSICA DAS TEMPESTADES NAS  
CARACTERÍSTICAS FÍSICAS E ELÉTRICAS DOS  
RELÂMPAGOS**

**RAQUEL GONÇALVES PEREIRA**

**Itajubá, MG, Brasil  
2023**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ - UNIFEI  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E  
RECURSOS HÍDRICOS - POSMARH**

**RAQUEL GONÇALVES PEREIRA**

**IMPACTO DA MICROFÍSICA DAS TEMPESTADES NAS  
CARACTERÍSTICAS FÍSICAS E ELÉTRICAS DOS  
RELÂMPAGOS**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos, como parte das exigências obrigatórias para obtenção do título de Mestre.

**Orientador:** Prof. Dr. Enrique Vieira Mattos  
**Área de concentração:** Meio Ambiente e Recursos Hídricos  
**Vinculação:** 427673/2018-6 (CNPq) - DPI 733 (Interno)

**Itajubá, MG, Brasil  
2023**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ - UNIFEI  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MEIO AMBIENTE E  
RECURSOS HÍDRICOS - POSMARH**

**IMPACTO DA MICROFÍSICA DAS TEMPESTADES NAS  
CARACTERÍSTICAS FÍSICAS E ELÉTRICAS DOS  
RELÂMPAGOS**

**RAQUEL GONÇALVES PEREIRA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos, como parte das exigências obrigatórias para obtenção do título de Mestre.

**data: 21/03/2023**

**À Banca Examinadora composta pelos membros:**

*Enrique Vieira Mattos*

**Dr. Enrique Vieira Mattos (Orientador) – UNIFEI**

*Thiago Souza Biscaro*

**Dr. Thiago Souza Biscaro (Coorientador) - INPE**

*Michelle S. Reboita*

**Dra. Michelle Simões Reboita – UNIFEI**

*Izabelly Carvalho da Costa*

**Dra. Izabelly Carvalho da Costa - INPE**

**Itajubá, MG, Brasil  
2023**

*Dedico à minha mãe Elane, meu pai Marcelo e irmão Marcelo, que são todo meu amor.*

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente, agradeço a Deus, por ter permitido que eu tivesse saúde e determinação e fazendo com que os meus objetivos fossem alcançados durante todos os meus anos de estudos.

Agradeço à minha família, especialmente minha mãe Elane e meu pai Marcelo por todo o apoio e ajuda durante toda a minha vida, sem vocês nada disso estaria acontecendo e nada faria sentido sem vocês ao meu lado. Agradeço ao meu irmão Marcelo por todo o companheirismo e amor. Agradeço as minhas avós Evanise e Enói e ao querido Tio Marco por toda a proteção e carinho e a todos meus tios e primos. Agradeço ao meu namorado e melhor amigo Vinicius por todo incentivo, amor e sempre estar ao meu lado.

Agradeço a todos os professores que contribuíram para minha formação, em especial ao professor e orientador Enrique e coorientador Thiago Biscaro pelas correções e ensinamentos que me permitiram apresentar um melhor desempenho neste trabalho. Aos meus antigos amigos de Caxambu e aos que fiz em Itajubá, com vocês todo o processo fica mais leve e divertido.

Por fim agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo financiamento do projeto número 427673/2018-6, DPI 733 (Interno), o qual este trabalho está inserido, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado e ao Programa de Pós-Graduação em Meio Ambiente e Recursos Hídricos. Ao projeto CHUVA financiado pela FAPESP processo número 2009/15235-8 pelo fornecimento e processamento dos dados da pesquisa.

## RESUMO

PEREIRA, Raquel Gonçalves. **Impacto da microfísica das tempestades nas características físicas e elétricas dos relâmpagos**. 2023. 87 f. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2023.

O Brasil possui anualmente alta incidência de relâmpagos (aproximadamente 96 milhões), tornando os setores de energia, telecomunicação e a própria população brasileira altamente suscetíveis aos impactos desse fenômeno. O estudo dos relâmpagos e das propriedades das nuvens de tempestades é estratégico e de fundamental importância para subsidiar o desenvolvimento e melhorias de ferramentas de previsão imediata do tempo. No entanto, ainda existe uma lacuna no entendimento de como as propriedades microfísicas das nuvens de tempestades impactam as características dos relâmpagos (como: tipo, polaridade, tamanho e duração). Para isto, os radares meteorológicos e redes de detecção de relâmpagos em superfície têm sido instrumentos empregados amplamente ao longo das últimas décadas. Nesse contexto, o objetivo geral do presente estudo é avaliar o impacto da microfísica das tempestades nas características físicas e elétricas dos relâmpagos. As tempestades foco desta pesquisa são aquelas ocorridas na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) entre novembro de 2011 e março de 2012, que foram obtidas durante a campanha CHUVA-Vale do Paraíba. Na primeira etapa do trabalho foram utilizadas fontes de *Very High Frequency* (VHF) provenientes da rede São Paulo *Lightning Mapper Array* (SPLMA) e descargas de retorno da rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT). Com esta base de dados foi avaliado o ciclo diurno das propriedades dos relâmpagos. Os resultados mostraram que a maior quantidade de relâmpagos ocorre no período da tarde, aproximadamente das 14 às 17 hora local. Embora a frequência de relâmpagos seja maior no período da tarde, nesse período predominam relâmpagos de comprimento menor. Foi observado também que o período do dia com maior ocorrência de relâmpagos não coincide com o período do dia que apresenta os maiores picos de corrente, indicando que tempestades causadas por instabilidade termodinâmica de final de tarde envolvem relâmpagos menos intensos em termos de correntes elétricas. Na segunda e terceira etapa do trabalho foi examinada a relação entre as propriedades microfísicas e as propriedades físicas e elétricas dos relâmpagos. Tanto a duração quanto o comprimento dos relâmpagos apresentaram uma relação positiva com a variável Eco Top de 45 dBZ, ou seja, quanto maior a duração/comprimento são encontrados hidrometeoros grandes em maiores alturas. Em contrapartida, a área dos relâmpagos apresentou maior correlação com as variáveis microfísicas volume de cristal e *graupel*; enquanto a quantidade de fontes dos relâmpagos foi mais bem correlacionada com a Altura de Waldvogel. Em adição, os relâmpagos intranuvem e nuvem-solo são bem correlacionados ao *Vertically Integrated Ice*. Em termos de ciclo de vida, as tempestades começaram a apresentar relâmpagos na fase 1 (iniciação) do seu ciclo de vida, e aumentam até atingir seu pico na fase entre a iniciação e a maturação. Comportamento semelhante ocorreu em relação a quantidade de fontes, área e duração dos relâmpagos, que aumentam desde o início da tempestade e atingem seu máximo na fase 2. Após o pico na fase 2 (tempo intermediário entre o primeiro eco do radar e a maturação), as variáveis citadas anteriormente decresceram durante seu ciclo de vida até sua dissipação. Em contrapartida, a variável pico de corrente da rede BrasilDAT atingiu seu pico na fase 3 (maturação). Também foi analisado em maiores detalhes um estudo de caso de duas tempestades, uma com poucos relâmpagos e outra com muitos. Este projeto aprofundou o conhecimento sobre o impacto da microfísica nas propriedades dos relâmpagos e abriu oportunidades para a melhoria de modelos

de previsão do tempo, e como consequência poderá propiciar a minimização dos prejuízos ligados aos efeitos negativos das tempestades.

**Palavras-chave:** Radares meteorológicos, rede de detecção de relâmpagos, microfísica, tempestades.

## ABSTRACT

Brazil has a higher annual (approximately 96 million) incidence of lightning, making the energy, telecommunication sectors and the Brazilian population highly susceptible to the impacts of this phenomenon. The study of lightning and the properties of storm clouds is strategic and of fundamental importance to support the development and improvement of immediate weather forecasting tools. However, there is still a gap in understanding how the microphysical properties of storm clouds impact lightning characteristics (such as type, polarity, size and duration). widely used over the last few decades. In this context, the general objective of the present study is to evaluate the impact of the microphysics of storms on the physical and electrical characteristics of lightning. The storms that are the focus of this research are those that occurred in the Metropolitan Region of São Paulo (RMSP) between November 2011 and March 2012, which were obtained during the CHUVA-Vale do Paraíba campaign. In the first stage of the work, Very Higher Frequency (VHF) sources from the São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA) network and return discharges from the Brazilian Atmospheric Discharge Detection Network (BrasilDAT) were used. With this database, the diurnal cycle of lightning properties was evaluated. The results showed that the highest amount of lightning occurs in the afternoon, approximately from 2 pm to 5 pm local time. Although the frequency of lightning strikes is higher in the afternoon, shorter lightning strikes predominate in this period. It was also observed that the period of the day with the highest occurrence of lightning does not coincide with the period of the day that presents the highest current peaks, indicating that storms caused by late afternoon thermodynamic instability involve less intense lightning in terms of electrical currents. In the second and third stages of the work, the relationship between the microphysical properties and the physical and electrical properties of lightning was examined. Both the duration and the length of the lightning flashes showed a positive relationship with the Eco Top variable of 45 dBZ, that is, the greater the duration/length are large hydrometeors found at greater heights. On the other hand, the area of the lightning showed a higher correlation with the microphysical variables crystal volume and graupel; while the amount of lightning sources was better correlated with the Waldvogel Height. In addition, intracloud and cloud-to-ground lightning are well correlated with Vertically Integrated Ice. In lifecycle terms, storms begin to flash in phase 1 (initiation) of their lifecycle, and increase until they reach their peak in the phase between initiation and maturation. A similar behavior occurred in relation to the number of sources, area and duration of lightning, which increase since the beginning of the storm and reach their maximum in phase 2. After the peak in phase 2 (intermediate time between the first radar echo and maturation), the variables mentioned above decreased during their life cycle until their dissipation. On the other hand, the peak current variable of the BrasilDAT network reached its peak in phase 3 (maturation). Also analyzed in greater detail was a case study of two storms, one with a few lightning strikes and the other with a lot of lightning. This project deepened the knowledge about the impact of microphysics on the properties of lightning and opened opportunities for the improvement of weather forecast models, and as a consequence, it may provide the minimization of damages linked to the negative effects of these storms.

**Keywords:** Meteorological radars, lightning detection network, microphysics, storms.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Diagrama básico dos componentes do radar. Adaptado de Rinehart (2010). ..... 10
- Figura 2** - Parâmetros importantes para a operação do radar: a) ângulo de elevação, b) ângulo azimute e c) bin do radar. .... 12
- Figura 3** - Emissão de radiação pelo radar e retorno da radiação após a interação com um alvo meteorológico. .... 12
- Figura 4** - (a) Produto PPI e (b) produto RHI. A linha tracejada em vermelho em a) representa o corte em azimute que foi feito para o produto RHI na figura b). .... 14
- Figura 5** - Exemplo do produto CAPPI a 3 km de altura. .... 15
- Figura 6** - Região de estudo indicando a localização do radar da FCTH (quadrado na cor cinza e o círculo da distância de 190 km), sensores da rede de relâmpagos SPLMA (cruz na cor vermelha e o círculo da distância de 150 km) e BrasilDAT (círculos fechados na cor verde). Cruz na cor azul representa a localização inicial das 23 tempestades estudadas. .... 22
- Figura 7** - Exemplo da determinação da área de um relâmpago mapeada pela Rede São Paulo Lightning Mapping Array (SPLMA) através do método Convex Hull (casco convexo). .... 25
- Figura 8** - Fluxograma da metodologia aplicada no presente estudo. .... 29
- Figura 9** - Ciclo diurno de relâmpagos intra-nuvem (curva em preto), nuvem-solo negativo (curva em azul) e positivo (curva em vermelho) da rede BrasilDAT para a) novembro e b) dezembro de 2011, e c) janeiro, d) fevereiro e e) março de 2012. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o momento do nascer e do pôr do sol de cada mês, respectivamente... 33
- Figura 10** - Ciclo diurno total de relâmpagos intra-nuvem (curva em preto), nuvem-solo negativo (curva em azul) e positivo (curva em vermelho) da rede BrasilDAT. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o tempo médio dos meses do nascer e do pôr do sol, respectivamente. .... 34
- Figura 11** - Pico de corrente (kA) médio dos relâmpagos nuvem-solo negativo (curva em azul) e positivo (curva em vermelho) detectados pela rede BrasilDAT para: a) novembro e b) dezembro de 2011, e c) janeiro, d) fevereiro e e) março de 2012. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o momento médio do nascer e do pôr do sol de cada mês, respectivamente. .... 35

**Figura 12** - Média do pico de corrente (kA) nuvem-solo negativo (curva em azul) e positivo (curva em vermelho) da rede BrasilDAT. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o tempo médio dos meses do nascer e do pôr do sol, respectivamente. .... 36

**Figura 13** - Ciclo diurno dos relâmpagos detectados pela rede SPLMA para os meses de (a-e) novembro de 2011 a março de 2012. São mostradas as seguintes propriedades: frequência de relâmpagos (curva em verde), altura média das fontes de VHF (curva em cinza), quantidade de fontes de VHF média por relâmpago (curva em vermelho), comprimento (curva em preto) e duração (curva em azul) médio dos relâmpagos. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o tempo médio do nascer e do pôr do sol de cada mês, respectivamente. .... 37

**Figura 14** - Ciclo diurno médio dos relâmpagos detectados pela rede SPLMA. São mostradas as seguintes propriedades: frequência de relâmpagos (curva em verde) altura média das fontes de VHF (curva em cinza), quantidade de fontes de VHF média por relâmpago (curva em vermelho), comprimento (curva em preto) e duração (curva em azul) médio dos relâmpagos. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o tempo médio do nascer e do pôr do sol de cada mês, respectivamente. .... 38

**Figura 15** – Distribuição da duração (em horas) das tempestades. O valor médio é apresentado na legenda da figura. .... 40

**Figura 16** - Gráfico *heatmap* mostrando a correlação de Pearson entre os parâmetros físicos das tempestades e as propriedades dos relâmpagos. .... 41

**Figura 17** - Relação de dispersão entre: a) duração dos relâmpagos e o Eco Top de 45 dBZ, b) área dos relâmpagos e volume de cristal, c) área dos relâmpagos e volume de *graupel*, d) comprimento dos relâmpagos e Eco Top de 45 dBZ, e) quantidade de fontes dos relâmpagos e Altura do Waldvogel (AW), f) quantidade de relâmpagos e *Vertically Integrated Ice* (VII). Os dados de relâmpagos utilizados são provenientes da rede SPLMA. .... 43

**Figura 18** - Relação de dispersão entre a quantidade de relâmpagos: a) IC e *Vertically Integrated Ice* (VII) e b) CG e *Vertically Integrated Ice* (VII). Os dados de relâmpagos utilizados são provenientes da rede BrasilDAT. .... 44

**Figura 19** – Ciclo de vida da: a) quantidade de relâmpagos (eventos/5min), fontes(eventos /5min), duração (s) e área (km<sup>2</sup>) dos relâmpagos da rede SPLMA; b) relâmpagos IC (eventos /5min), relâmpagos CG (eventos /5min) e pico de corrente (kA) dos relâmpagos da rede BrasilDAT; c) massa de cristal (kg), volume de cristal (km<sup>3</sup>), massa de *graupel* (kg) e volume de *graupel* (km<sup>3</sup>) durante as etapas do ciclo de vida de 1) iniciação, 2) tempo intermediário entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação. .... 46

**Figura 20** - Ciclo de vida das variáveis: a) VIL Total (km/m<sup>2</sup>), VIL Quente (km/m<sup>2</sup>), VIL Frio (km/m<sup>2</sup>) e VII (km/m<sup>2</sup>); b) área da tempestade (km<sup>2</sup>), refletividade máxima (dBZ) e altura da

refletividade máxima (km); c) EcoTop20dBZ (km), EcoTop35dBZ (km), EcoTop45dBZ (km) e AW (km) durante as etapas do ciclo de vida de 1) iniciação, 2) tempo intermediário entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação. .... 48

**Figura 21** – CAPPI de 3 km de altura de refletividade para uma tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012 das 00:03 às 01:08 UTC. Relâmpagos (intra-nuvem + nuvem-solo) da rede BrasilDAT estão representados por x na cor azul, enquanto as fontes de *Very High Frequency* (VHF) dos relâmpagos da rede SPLMA são representados por pontos na cor vermelha. .... 51

**Figura 22** - Série temporal do perfil de refletividade máxima para a tempestade que ocorreu no 9 de janeiro de 2012 das 00:13 às 01:08 UTC..... 52

**Figura 23** - Evolução da distribuição vertical de fontes de VHF da tempestade do dia 9 de janeiro de 2012. (a) distribuição total das fontes SPLMA. (b) distribuição vertical da primeira fonte SPLMA. (c) distribuição vertical 10% primeiras fontes SPLMA. São mostrados também os relâmpagos da rede SPLMA (ocorrências/5min, linha contínua preta), fontes de *Very High Frequency* (VHF) (ocorrências/5min, linha tracejada preta) e relâmpagos totais (intranuvem + nuvem-solo) da rede BrasilDAT (ocorrências/5 min, linha tracejada azul). A região colorida indica a ocorrência de fontes de VHF para cada horário e nível de altura. A resolução espacial vertical utilizada foi de 500 m. .... 53

**Figura 24** - Ciclo de vida da tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012. (a) relâmpagos da rede SPLMA (ocorrência a cada 5 minutos, linha contínua preta), relâmpagos da rede BrasilDAT (ocorrência a cada 5 minutos, linha tracejada preta), fontes de *Very High Frequency* (VHF) (ocorrência a cada 5 minutos, linha contínua cinza), duração (em segundos, linha contínua azul) e comprimento dos relâmpagos fornecidos pela rede SPLMA (km, linha contínua laranja). (b) Massa de *graupel* (kg, linha contínua preta), massa cristal (kg, linha contínua cinza), volume de *graupel* (km<sup>3</sup>, linha contínua azul) e volume de cristal de gelo (km<sup>3</sup>, linha contínua laranja). (c) Área (, km<sup>2</sup>, linha contínua preta), ecotop (km, linha contínua azul), Altura de Waldvogel (WW, km, linha contínua laranja) e refletividade máxima (dBZ, linha contínua vermelho)..... 55

**Figura 25**– (a) CAPPI de refletividade (dBZ) em 3 km de altura para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 às 00:38 UTC (horário de máxima ocorrência de relâmpagos da SPLMA). Linhas tracejadas na cor vermelha representam a seção transversal vertical realizada na latitude (-24,43°) e longitude (-47,23°). Seção transversal vertical realizada em (b) latitude e (c) longitude. Nas três figuras os relâmpagos da rede SPLMA e BrasilDAT são representados por círculos fechados na cor preta e cruces na cor azul, respectivamente. A localização dos relâmpagos da rede SPLMA (círculos fechados na cor preta) representam a localização da primeira fonte de VHF dos relâmpagos, denominado como local de iniciação do relâmpago. 56

**Figura 26** – (a) CAPPI de refletividade (dBZ) em 3 km de altura para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 às 00:48 UTC (horário de máximo tamanho (área) da tempestade). Linhas

tracejadas na cor vermelha representam a seção transversal vertical realizada na latitude (-24,43°) e longitude (-47,31°). Seção transversal vertical realizada em (b) latitude e (c) longitude. Nas três figuras os relâmpagos da rede SPLMA e BrasilDAT são representados por círculos fechados na cor preta e cruzeiros na cor azul, respectivamente. A localização dos relâmpagos da rede SPLMA (círculos fechados na cor preta) representam a localização da primeira fonte de VHF dos relâmpagos, denominado como local de iniciação do relâmpago.57

**Figura 27**– CAPPI de 3 km de altura de refletividade para uma tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012 das 17:03 às 18:53 UTC. Relâmpagos (intranuvem + nuvem-solo) da rede BrasilDAT estão representados pelos pontos na cor azul, enquanto as fontes de *Very High Frequency* (VHF) dos relâmpagos da rede SPLMA são representados por pontos na cor vermelha. ....58

**Figura 28** - Série temporal do perfil de refletividade máxima para a tempestade que ocorreu no 9 de janeiro de 2012 das 1703 às 1853 UTC.....59

**Figura 29** - Evolução da distribuição vertical de fontes de VHF da tempestade do dia 9 de janeiro de 2012. (a) distribuição total das fontes SPLMA. (b) distribuição vertical da primeira fonte SPLMA. (c) distribuição vertical 10% primeiras fontes SPLMA. São mostrados também os relâmpagos da rede SPLMA (ocorrências/5min, linha contínua preta), fontes de *Very High Frequency* (VHF) (ocorrências/5min, linha tracejada preta) e relâmpagos totais (intranuvem + nuvem-solo) da rede BrasilDAT (ocorrências/5 min, linha tracejada azul). A região colorida indica a ocorrência de fontes de VHF para cada horário e nível de altura. A resolução espacial vertical utilizada foi de 500 m. ....60

**Figura 30** - Ciclo de vida da tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012. (a) relâmpagos da rede SPLMA (ocorrência a cada 5 minutos, linha contínua preta), relâmpagos da rede BrasilDAT (ocorrência a cada 5 minutos, linha tracejada preta), fontes de *Very High Frequency* (VHF) (ocorrência a cada 5 minutos, linha contínua cinza), duração (em segundos, linha contínua azul) e comprimento dos relâmpagos fornecidos pela rede SPLMA (km, linha contínua laranja). (b) Massa de *graupel* (kg, linha contínua preta), massa cristal (kg, linha contínua cinza), volume de *graupel* (km<sup>3</sup>, linha contínua azul) e volume de cristal de gelo (km<sup>3</sup>, linha contínua laranja). (c) Área (, km<sup>2</sup>, linha contínua preta), ecotop (km, linha contínua azul), Altura de waldvogel (WW, km, linha contínua laranja) e refletividade máxima (dBZ, linha contínua vermelho).....62

**Figura 31** - (a) CAPPI de refletividade (dBZ) em 3 km de altura para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 às 17:43 UTC (horário de máxima ocorrência de relâmpagos SPLMA). Linhas tracejadas na cor vermelha representam a seção transversal vertical realizada na latitude (-22,92°) e longitude (-47,08°). Seção transversal vertical realizada em (b) latitude e (c) longitude. Nas três figuras os relâmpagos da rede SPLMA e BrasilDAT são representados por círculos fechados na cor preta e cruzeiros na cor azul, respectivamente. A localização dos relâmpagos da rede SPLMA (círculos fechados na cor preta) representam a localização da primeira fonte de VHF dos relâmpagos, denominado como local de iniciação do relâmpago.63

**Figura 32** - (a) CAPPI de refletividade (dBZ) em 3 km de altura para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 às 18:08 UTC (horário de máximo tamanho (área) da tempestade). Linhas tracejadas na cor vermelha representam a seção transversal vertical realizada na latitude ( $-22,92^\circ$ ) e longitude ( $-47,05^\circ$ ). Seção transversal vertical realizada em (b) latitude e (c) longitude. Nas três figuras os relâmpagos da rede SPLMA e BrasilDAT são representados por círculos fechados na cor preta e cruces na cor azul, respectivamente. A localização dos relâmpagos da rede SPLMA (círculos fechados na cor preta) representam a localização da primeira fonte de VHF dos relâmpagos, denominado como local de iniciação do relâmpago.64

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> – Horário da máxima ocorrência de relâmpagos em alguns locais do Brasil. ....	17
<b>Tabela 2</b> - Número e porcentagem de relâmpagos detectados pela Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) e Rede São Paulo <i>Lightning Mapping Array</i> (SPLMA) durante os 5 meses da campanha CHUVA-Vale. ....	24
<b>Tabela 3</b> – Data, hora e minuto (UTC) da iniciação e dissipação e duração das 23 tempestades analisadas neste estudo. ....	39
<b>Tabela 4</b> – Valores do desvio padrão das propriedades microfísicas e elétricas das tempestades durante as etapas do ciclo de vida: 1) iniciação, 2) tempo intermediário entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação. ....	49

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AW	-	Altura de Waldvogel
BrasilDAT	-	Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
CAPE	-	Convective Available Potential Energy
CAPPI	-	Constant Altitude Plan Position
Cb	-	Cumulonimbus
CG	-	Cloud-to-ground
EUA	-	Estados Unidos da América
FCTH	-	Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica
GPM	-	GlobAl Precipitation Measurement
HF	-	High Frequency
IBGE	-	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IC	-	Intra-Cloud
INPE	-	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LF	-	Low Frequency
LIS	-	Lightning Imaging Sensor
NASA	-	National Aeronautics and Space Administration
PPI	-	Plan Position Indicator
PRF	-	Pulse Repetition Frequency
RHI	-	Range Height Indicator
RMSP	-	Região Metropolitana de São Paulo
SCM	-	Sistema Convectivo de Mesoescala
SPLMA	-	São Paulo Lightning Mapper Array
TRMM	-	Tropical Rainfall Measuring Mission
USP	-	Universidade de São Paulo
VHF	-	Very High Frequency
VII	-	Vertically Integrated Ice
VIL	-	Vertically Integrated Liquid
VLf	-	Very Low Frequency

# SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>6</b>
<b>2. OBJETIVO</b>	<b>8</b>
2.1 Objetivos Específicos	8
<b>3. REFERENCIAL TEÓRICO</b>	<b>8</b>
3.1 Conceitos básicos sobre radares	8
3.1.1 Histórico dos radares	8
<b>3.1.2 Principais componentes dos radares</b>	<b>9</b>
<b>3.1.3 Princípio de funcionamento dos radares</b>	<b>11</b>
<b>3.1.4 Estimativa de precipitação</b>	<b>12</b>
<b>3.1.5 Produtos fornecidos por radares</b>	<b>14</b>
3.2 Ciclo diurno de relâmpagos	15
3.3 Relação entre a microfísica das tempestades e os relâmpagos	18
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>21</b>
4.1 Região de estudo e campanha CHUVA-Vale	21
4.2 Rede São Paulo <i>Lightning Mapping Array</i> (SPLMA)	22
4.3. Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT)	23
4.4. Dados do radar da Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH)	23
4.5. Metodologia	23
<b>4.5.1 Distribuição temporal dos relâmpagos</b>	<b>23</b>
<b>4.5.2 Análise da relação entre a microfísica das tempestades e os relâmpagos</b>	<b>25</b>
4.5.2.1 Identificação e rastreamento das tempestades	25
4.5.2.2 Análise dos parâmetros microfísicos e dos relâmpagos das tempestades	26
<b>5. RESULTADOS</b>	<b>31</b>
5.1 Ciclo diurno dos relâmpagos	31
5.2 Análise geral das características microfísicas e elétricas das tempestades	39
5.3 Análise do ciclo de vida das tempestades	44
5.4 Análise de estudo de caso	50
<b>5.4.1 Tempestade com poucos relâmpagos</b>	<b>50</b>
<b>5.4.2 Tempestade com muitos relâmpagos</b>	<b>57</b>
<b>6. CONCLUSÃO</b>	<b>64</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>68</b>



## 1. INTRODUÇÃO

Os relâmpagos representam um dos mais importantes e intrigantes fenômenos atmosféricos. Eles são benéficos para o tempo e clima, sendo uma fonte de energia para a manutenção do circuito elétrico atmosférico global e produção de óxido de nitrogênio (NO<sub>x</sub>) (BRUNING; MACGORMAN, 2013; BRUNING; THOMAS, 2015; MECIKALSKI *et al.*, 2015). Em contrapartida, os relâmpagos são produzidos por nuvens de tempestades que podem produzir consequências negativas, como vendavais, queda de granizo, precipitações intensas e tornados. Neste contexto, estudos mostram que os relâmpagos causam centenas de mortes anualmente no Brasil (CARDOSO *et al.*, 2014). Eles são responsáveis por prejuízos da ordem de milhões de reais aos setores elétrico e de telefonia no Brasil. Estimativas indicam que no globo ocorrem aproximadamente 1,4 bilhão de relâmpagos anualmente (ALBRECHT *et al.*, 2016) e no Brasil ocorrem em média 96 milhões de relâmpagos anualmente (ODA *et al.*, 2022). Devido à alta incidência de relâmpagos que acontece no Brasil, é de extrema importância estudos que visam compreender a formação e ocorrência destes fenômenos.

Os relâmpagos são formados no interior das nuvens *Cumulunimbus* (Cb) e sua formação ocorre através das colisões entre *graupel* e cristais de gelo numa região da nuvem com fortes correntes ascendentes e gotículas de água líquida super-resfriadas, conhecida como fase mista, compreendida entre 0 e -40°C (REYNOLDS *et al.*, 1957). O processo gravitacional fornece subsídios para a separação das cargas elétricas e aumento do campo elétrico na nuvem. Se esse processo alcançar o potencial para quebrar a rigidez dielétrica do ar, é produzido desta forma o relâmpago (WALLACE; HOBBS, 2006). Os relâmpagos são classificados em função da sua região de formação e dissipação em: i) da nuvem para o solo (do inglês, *Cloud-to-Ground*, CG); ii) do solo para a nuvem (do inglês, *Ground-to-Cloud*, GC); iii) dentro de uma mesma nuvem (do inglês, *Intra-Cloud*, IC); iv) entre duas ou mais nuvens (do inglês, *Inter-Clouds*, CC) (OGAWA, 1995). Os relâmpagos IC são os mais comuns, seguidos pelas ocorrências dos relâmpagos CG (PINTO JR; PINTO, 2000; RAKOV; UMAN, 2003). Devido a maior facilidade na realização de medidas, e devido ao maior impacto provocado na sociedade pelos relâmpagos CG, eles são o tipo de relâmpagos mais estudados e mais bem compreendidos.

Os estudos sobre os relâmpagos apresentaram grande avanço com o desenvolvimento de instrumentos capazes de capturar a sua ocorrência e aqueles que fornecem informações sobre as tempestades. Nesse contexto, os instrumentos mais amplamente empregados para estudar os relâmpagos e as propriedades das tempestades são os radares meteorológicos e as redes de detecção de relâmpagos em superfície. Os radares meteorológicos possuem a importante capacidade de estimar a estrutura tridimensional da precipitação, quantificar e diferenciar as

características dos hidrometeoros como: distinção entre água líquida e congelada, quantidade, tamanho, orientação e grau de mistura dos hidrometeoros (RINEHART, 2010). Em contrapartida, as redes de superfície de monitoramento de relâmpagos possuem o diferencial de poderem estimar a localização e momento de ocorrência de um relâmpago de maneira precisa, assim como sua polaridade, intensidade, duração e tamanho. Dentre as redes de relâmpagos existentes, aquelas denominadas *Lightning Mapping Array* (LMA) são capazes de mapear os relâmpagos em três dimensões (RISON *et al.*, 1999). Nesse contexto, as redes LMAs podem mapear detalhadamente os relâmpagos e fornecer informações que podem contribuir para o entendimento da formação e propagação dos relâmpagos. As redes LMAs podem fornecer informações sobre as estruturas horizontais e verticais dos relâmpagos e o mapeamento do relâmpago desde sua formação na parte interna da nuvem até sua dissipação. Em contrapartida, as redes de relâmpagos como a Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) estimam a localização, polaridade e pico de corrente de relâmpagos IC e CG em duas dimensões. A combinação de informações de radares meteorológicos e de redes de relâmpagos podem contribuir no entendimento de como as propriedades dos relâmpagos são impactadas pela microfísica das nuvens. Além disso, podem trazer benefícios à sociedade, já que o entendimento do comportamento dos elementos meteorológicos oferece informações importantes que podem aprimorar a previsão imediata de tempo.

A microfísica e a estrutura elétrica das tempestades estão fortemente correlacionadas entre si. Por exemplo, estudos que empregaram radares meteorológicos e informações de ocorrência de relâmpagos têm documentado a existência de uma forte correlação entre a massa de *graupel* na camada de fase mista (camada contida entre  $-10^{\circ}$  e  $-40^{\circ}\text{C}$ ) e a taxa de relâmpagos (CAREY; RUTLEDGE, 2000; WIENS *et al.*, 2005; BRUNING *et al.*, 2007). Contudo, mais trabalhos precisam ser realizados para entender como a massa e volume de gelo controlam a taxa, área e comprimento dos relâmpagos, uma vez também que o monitoramento da rápida mudança na massa de *graupel* pode ser um indicador do início, manutenção e término da produção de relâmpagos durante o ciclo de vida das tempestades. Em adição, a relação entre a massa de gelo e tamanho de relâmpagos pode ser importante para ser assimilada em modelos de previsão do tempo, melhorando assim a qualidade das previsões realizadas.

Embora o desenvolvimento das redes de relâmpagos e radares meteorológicos tenham apresentado grande avanço nas últimas décadas, pouco ainda é conhecido sobre as relações entre as características dos relâmpagos (pico de corrente, frequência, polaridade, comprimento, quantidade de fontes, altura e duração) e a microfísica das nuvens (volume e massa de *graupel*, *Vertically Integrated Ice* (VII), *Vertically Integrated Liquid* (VIL), volume e massa de gelo,

EcoTop de 20, 35 e 45 e Altura de Waldvogel). Nesse âmbito, entre novembro de 2011 e fevereiro de 2012, na região do Vale do Paraíba no Estado de São Paulo ocorreu a campanha CHUVA-Vale do Paraíba (CHUVA-Vale) (MACHADO *et al.*, 2014). Esta campanha teve como objetivo compreender como as nuvens evoluem para tempestades (nuvens que produzem relâmpagos). A variedade de dados coletados pode contribuir para melhorar o entendimento dos processos físicos de desenvolvimento de nuvens, bem como da eletrificação e produção de relâmpagos. Nesse contexto, o presente estudo avaliará as tempestades e relâmpagos que ocorreram na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), uma localidade muito significativa economicamente no Brasil.

## **2. OBJETIVO**

O objetivo geral do presente estudo é avaliar o impacto da microfísica da fase mista e glaciada das tempestades nas características físicas e elétricas dos relâmpagos.

### **2.1 Objetivos Específicos**

Os objetivos específicos são:

- a) Avaliar a distribuição temporal das propriedades dos relâmpagos na RMSP;
- b) Caracterizar a relação entre as propriedades microfísicas e as propriedades elétricas dos relâmpagos (pico de corrente, frequência e polaridade);
- c) Caracterizar a relação entre as propriedades microfísicas e as propriedades físicas dos relâmpagos (frequência, quantidade de fontes, altura, comprimento e duração).

## **3. REFERENCIAL TEÓRICO**

### **3.1 Conceitos básicos sobre radares**

#### **3.1.1 Histórico dos radares**

O radar meteorológico é um equipamento usado como ferramenta para detectar, localizar, monitorar e caracterizar alvos meteorológicos por meio de ecos de ondas eletromagnéticas. Através da radiação retroespalhada, o radar tem a capacidade de estimar o tipo (gelo ou água), tamanho, quantidade e orientação das partículas das nuvens (RINEHART, 2010). O radar auxilia em estimativas de precipitação mais realistas e possui o potencial de compreender e mostrar mais detalhadamente a microfísica de nuvens, e como consequência, colaborar na previsão imediata de tempo. Também é capaz de fornecer informações sobre estimativas de vento, detecção de turbulência e cisalhamento, classificação do tipo de partículas das nuvens e a detecção de granizo e gelo em aviões.

O termo RADAR é o acrônimo de *Radio Detection and Ranging*, que significa detecção de alvos por meio de ondas de rádio (RINEHART, 2010). O radar teve seu principal desenvolvimento quando a Inglaterra se preparava para a Segunda Guerra Mundial, na década de 1930, sendo utilizado para monitorar navios e aviões de guerra. A precipitação produzida por nuvens era um obstáculo, pois atrapalhava a visão dos operadores dos radares militares (BATTAN, 1962). As técnicas do radar foram usadas para medir a altura da ionosfera nos anos 1920, e a radiolocalização de tempestades usando esféricos (impulso eletromagnético de banda larga que ocorre como resultado de descargas atmosféricas naturais) já havia ocorrido antes mesmo da guerra (STITH, *et al.*, 2019). As primeiras aplicações de radar para observações meteorológicas envolviam o rastreamento de balões para fins de localização de vento. A preocupação com o efeito de nuvens e precipitação na propagação de microondas conduziu Ryde (1946) a produzir uma análise das propriedades de dispersão dos hidrometeoros e os resultados explicaram como os ecos se originavam. Nos anos seguintes, radares instalados para outros fins (ou às vezes destinado principalmente para observações meteorológicas) forneciam suporte meteorológico para operações militares variadas.

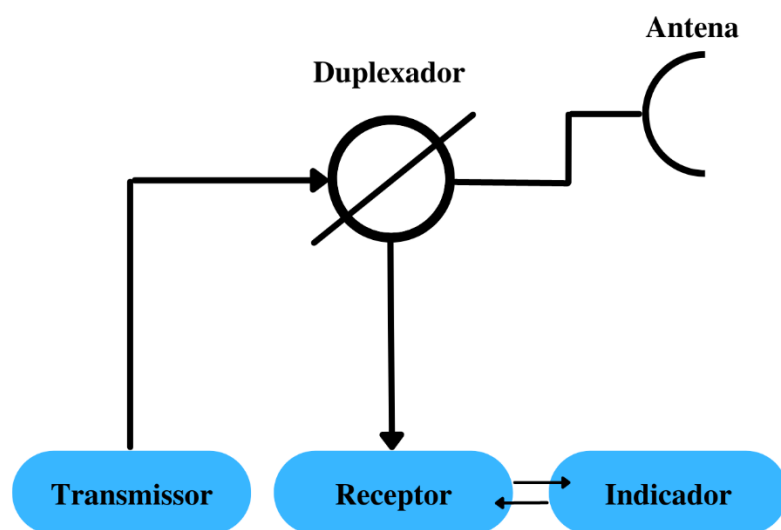
O primeiro artigo em uma revista da *American Meteorological Society* (AMS) detalhando as observações de radar meteorológico ocorreu na Edição de dezembro de 1945 do *Journal of Meteorology* (MAYNARD, 1945). Nesta revista científica foram descritas as características de tempestades, linhas de instabilidade, ondas frontais e ecos de furacões, e as limitações causadas pela atenuação em microondas de comprimentos de onda menores que 10 cm (STITH, *et al.*, 2019). Em contrapartida, o primeiro radar meteorológico operacional foi instalado no Panamá em 1943; enquanto no Brasil, o primeiro radar meteorológico foi instalado no IPMet na cidade de Bauru em 1974. Atualmente existem diversos radares no Brasil, operados por centros nacionais e regionais de meteorologia, e aqueles radares utilizados por tempo determinado em campanhas de campo, como do projeto CHUVA (MACHADO *et al.*, 2014) e projeto RELAMPAGO (NESBITT *et al.*, 2021).

### **3.1.2 Principais componentes dos radares**

Os radares tipicamente possuem cinco componentes básicos (Figura 1, RINEHART, 2010). O primeiro componente é o transmissor (componente 1), que tem a função de produzir os pulsos de ondas eletromagnéticas de alta potência e frequência. Esses pulsos possuem uma determinada largura e são repetidos com uma dada frequência (PRF - *Pulse Repetition Frequency*). Esses pulsos são direcionados ao duplexador (componente 2, tem a função de proteger o receptor da alta potência emitida pelo transmissor) que envia o sinal transmitido para

a antena. A antena (componente 3) é responsável por retransmitir o feixe no momento da emissão e concentrar o feixe em um ponto no momento da recepção. Quando o pulso deixa a antena, ele interage com os hidrometeoros e espalha uma certa energia. Parte desta energia é espalhada pelos hidrometeoros e retorna à antena, e o duplexador envia os sinais retro-espalhados para o receptor (componente 4), amplificando-os. Uma vez que o sinal foi detectado e amplificado no receptor, o sinal chega no indicador (componente 5), que é responsável por transformar a informação de uma forma que o cérebro humano consiga interpretar. A partir da energia que retorna ao radar (potência recebida), é estimada a refletividade (que está associada a distribuição do tamanho dos hidrometeoros), a partir do qual pode ser calculada a taxa de precipitação do volume observado pelo radar.

**Figura 1** - Diagrama básico dos componentes do radar. Adaptado de Rinehart (2010).



Existem diferentes tipos de radares meteorológicos, entre eles: monoestático e biestático, onda contínua e pulsado, doppler e polarimétrico (RINEHART, 2010). Radares monoestáticos são aqueles que utilizam a mesma antena para transmitir e receber a onda eletromagnética, enquanto os biestáticos possuem duas antenas, uma para transmitir o sinal e outra para receber. O radar de onda contínua e pulsado tem relação aos pulsos emitidos. Por exemplo, no radar pulsado é transmitido pulsos curtos de radiação eletromagnética e espera-se por um eco de retorno; enquanto no radar contínuo é transmitido continuamente o sinal eletromagnético. Um dos itens mais importantes que um radar pode estimar é a velocidade do alvo; este tipo de radar antigamente eram conhecidos como radares doppler. O princípio que envolve a tecnologia doppler foi descoberto por Christian J. Doppler (1853). Doppler descobriu

que a mudança na frequência causada por fontes sonoras em movimento era diretamente proporcional à velocidade da fonte. Em contrapartida, os radares polarimétricos são caracterizados pela emissão e recepção da energia eletromagnética de duas polarizações (vertical e horizontal) e são capazes de identificar várias características adicionais dos hidrometeoros, como sua orientação, formato, grau de achatamento e mistura gelo/água. Atualmente os radares polarimétricos são os tipos de radares mais modernos e empregados amplamente em pesquisas e centros operacionais de previsão de tempo.

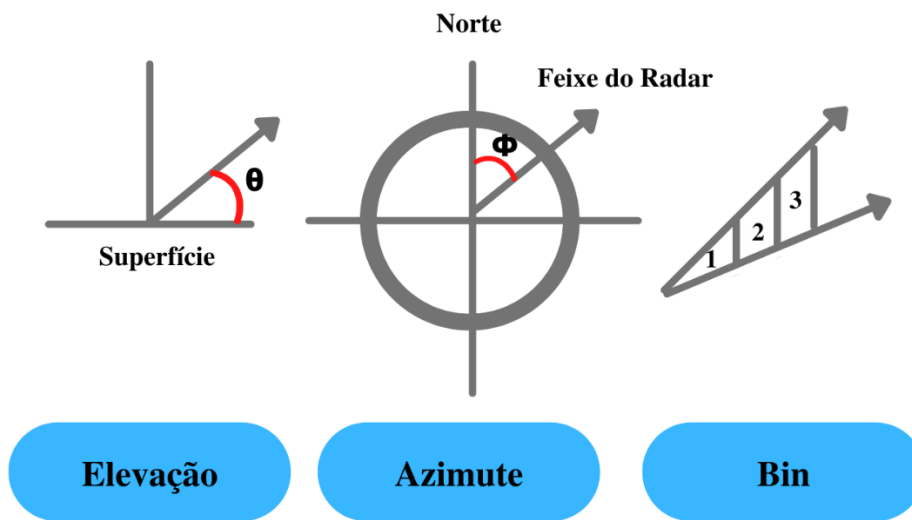
Os hidrometeoros congelados que o radar é capaz de identificar recebem diferentes nomes em decorrência de seu estágio de desenvolvimento, por exemplo: i) cristais de gelo (*ice crystal*): são partículas sub-micrométricas formadas a partir da deposição de vapor nos núcleos de gelo ou gotículas congeladas, que representa o primeiro estágio; ii) grãos de gelo (*graupel*): são partículas entre 0.1 e 1 mm que são geradas em um processo chamado incrustação (*riming*), que é a agregação de cristais de gelo e gotículas de água super-resfriada em sua superfície (segundo estágio de crescimento); iii) granizo (*hail*): são partículas geradas a partir do crescimento dos grãos de gelo em condições específicas da nuvem, sendo o estágio mais difícil do hidrometeoro alcançar (WALLACE; HOBBS, 2006). É importante salientar que radares polarimétricos também são capazes de identificar hidrometeoros como gotículas de água líquida super-resfriada e gotas de chuva.

### 3.1.3 Princípio de funcionamento dos radares

O radar meteorológico pode realizar varreduras de diferentes maneiras: em azimute, em elevação e volumétrica. A varredura em azimute é realizada levando em consideração o ângulo de elevação da antena fixo e a varredura é realizada a uma velocidade de rotação constante. Na varredura em elevação, a antena é posicionada em uma direção em relação ao Norte (azimute) e a varredura é feita na vertical. E por fim, a varredura volumétrica é um composto de várias varreduras em azimutes e com diferentes ângulos de elevação. É através deste tipo de varredura que é possível obter informações tridimensionais da atmosfera.

Logo, existem três parâmetros importantes na operação volumétrica de um radar (Figura 2), que são: i) Elevação: é o ângulo formado entre o feixe do radar e o plano horizontal; ii) Azimute: é o ângulo formado entre o feixe do radar e a direção Norte; iii) Volume Iluminado (bin): é a menor informação identificável no feixe do radar. Quanto mais bins um feixe do radar possuir, maior detalhamento será obtido.

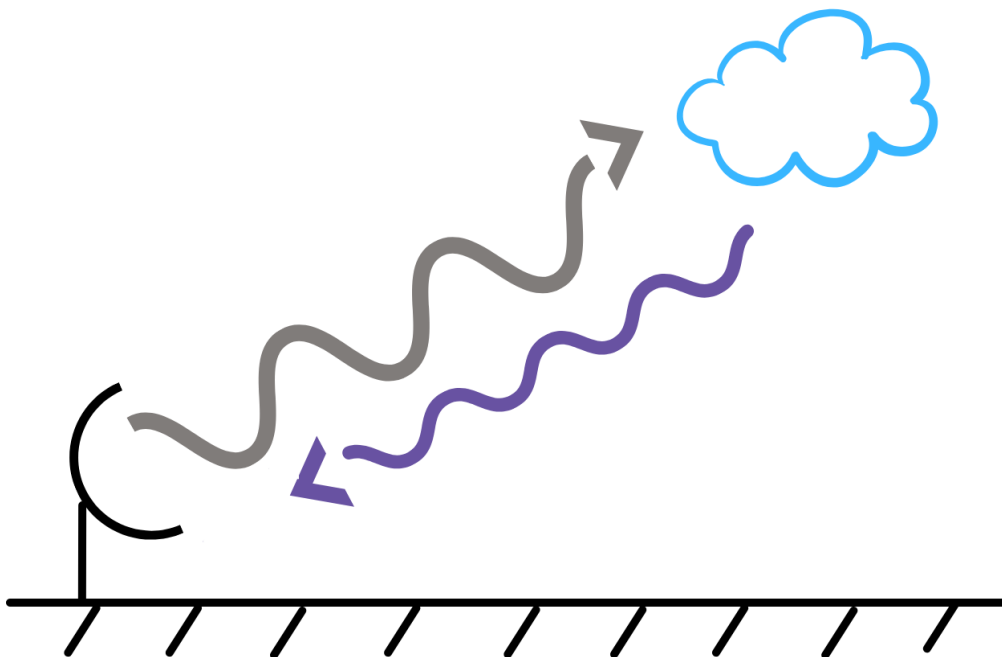
**Figura 2** - Parâmetros importantes para a operação do radar: a) ângulo de elevação, b) ângulo azimute e c) bin do radar.



### 3.1.4 Estimativa de precipitação

O radar é um sensor ativo, ou seja, ele emite a onda eletromagnética. A onda é emitida pelo radar e chega até um alvo meteorológico (gotícula e gota de água líquida, granizo, cristais de gelo e neve), ou alvos não meteorológicos (insetos, aviões, pássaros, montanhas, torres etc.) (Figura 3).

**Figura 3** - Emissão de radiação pelo radar e retorno da radiação após a interação com um alvo meteorológico.



A principal medida realizada pelos radares é a quantidade de energia que ao interagir com os alvos é refletida e retorna a antena. Alvos não meteorológicos, na sua maioria são filtrados pelo processador de sinal do radar. Através da potência que retorna ao radar pode-se definir informações sobre os alvos. Para tal, existe uma equação denominada de equação do radar que fornece uma relação entre a energia recebida pelo radar e as características dos hidrometeoros e as características do radar. A equação é apresentada a seguir: considere um radar que emite uma radiação de comprimento de onda  $\lambda$ , com potência  $P_t$  (potência de pico transmitida pelo radar) (AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2012) Esta potência de energia interage com um alvo distribuído e retorna do radar com potência  $P_r$  (potência recebida).

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2 \theta h}{1024 \pi^2 \ln 2} \frac{\eta}{r^2}$$

em que,  $G$  é o ganho da antena,  $r$  a distância até o alvo,  $\theta$  e  $\phi$  denotam as larguras de feixe da antena nos planos horizontal e vertical,  $h$  é o comprimento do pulso do sinal transmitido e  $\eta$  é a refletividade do alvo. Esta equação assume que o padrão da antena tem uma forma gaussiana e que o volume de espalhamento é preenchido uniformemente.

A partir da equação do radar, a propriedade mensurável fundamental da precipitação é a refletividade do radar  $\eta$ , que depende dos tamanhos e da concentração dos hidrometeoros e de sua fase termodinâmica. Para hidrometeoros pequenos o suficiente para a aproximação de espalhamento de Rayleigh,  $\eta$  é dado por:

$$\eta = \frac{|K|^2 \pi^5}{\lambda^4} Z$$

em que,  $|K|^2$  é um fator dielétrico, aproximadamente 0,93 para água e 0,21 para gelo. O fator  $Z$  é chamado de fator refletividade do radar. É igual à soma das sextas potências dos diâmetros das gotas de água em uma unidade de volume do espaço ou dos diâmetros derretidos das partículas de neve e gelo em uma unidade de volume. Pode ser expresso em termos da distribuição do tamanho da gota como:

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD$$

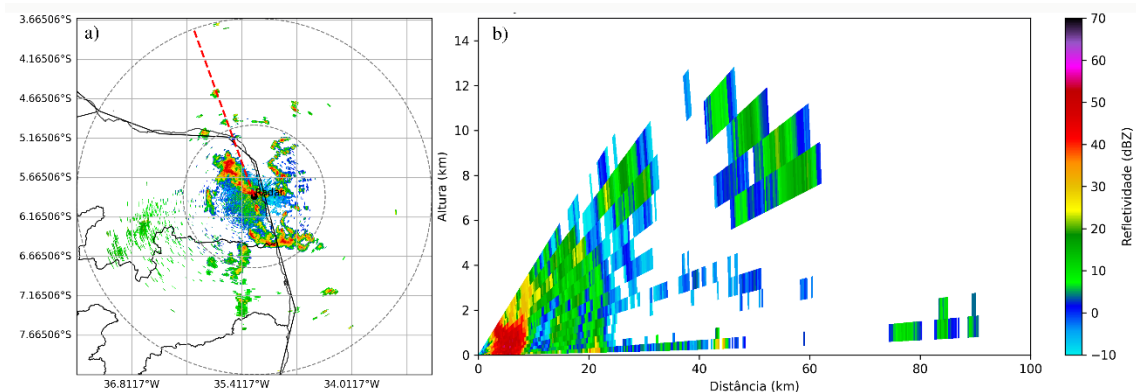
em que,  $N(D) dD$  é o número de gotas por unidade de volume com diâmetros no intervalo  $dD$ . (Para precipitação em fase de gelo,  $N(D)$  é a distribuição de diâmetros derretido).

### 3.1.5 Produtos fornecidos por radares

Os radares também são capazes de fornecer produtos realizados durante sua varredura e subprodutos produzidos a partir desses dados. A utilização de um determinado produto dependerá da aplicação no qual será empregada. Dentre os produtos existentes, os mais utilizados são: *Plan Position Indicator* (PPI) e *Range Height Indicator* (RHI). O *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) é o mais utilizado dentre os subprodutos.

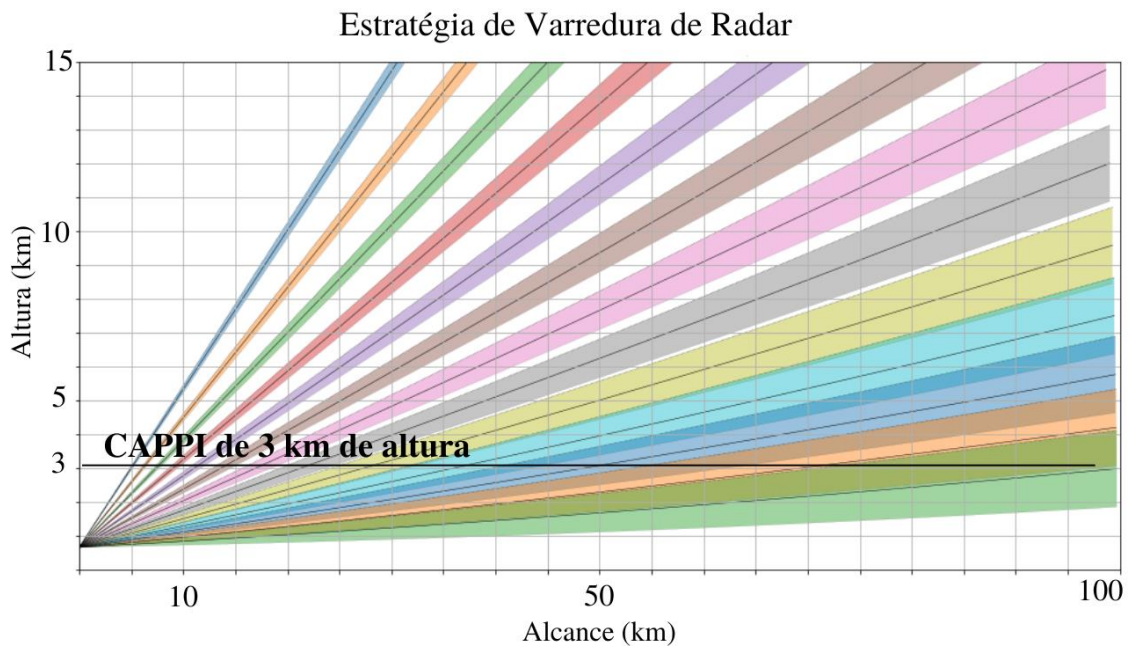
O PPI é um produto que fornece a projeção em um plano horizontal dos ecos recebidos pelo radar, sendo obtido fixando-se uma elevação em relação ao solo e rotacionando uma vez em torno do seu próprio eixo de rotação (Figura 4a). O RHI é obtido fixando-se um ângulo azimute e variando os ângulos de elevação em relação ao solo, e sua função é avaliar a estrutura vertical de uma nuvem de tempestade com alta resolução espacial, assim como a intensidade da tempestade numa certa região (Figura 4b).

**Figura 4** - (a) Produto PPI e (b) produto RHI. A linha tracejada em vermelho em a) representa o corte em azimute que foi feito para o produto RHI na figura b).



O CAPPI é o subproduto que representa os ecos das tempestades para uma mesma altura (Figura 5), por exemplo em uma imagem de CAPPI todas as tempestades estão na mesma altura. Para o monitoramento da precipitação próxima a superfície, a altura do CAPPI mais utilizada é de 3 km. A vantagem do CAPPI sobre os PPIs é que a altura do CAPPI é constante e pode ser usada para comparação com outros dados (de outros radares ou modelo por exemplo). Em contrapartida, o PPI não tem interpolação entre níveis verticais, logo não apresenta descontinuidade (o CAPPI é uma composição de dados de diversos PPIs).

**Figura 5-** Exemplo do produto CAPPI a 3 km de altura.



### 3.2 Ciclo diurno de relâmpagos

A partir da abordagem teórica sobre radares realizada na seção anterior, as seções seguintes abordarão os resultados de trabalhos sobre o ciclo diurno de relâmpagos e a relação entre a microfísica das nuvens e os relâmpagos. Estudos sobre o comportamento diurno da convecção através da caracterização do ciclo diurno dos relâmpagos é de suma importância. Estudos realizados em diferentes regiões, como nos EUA (WALLACE, 1975; ORVILLE *et al.*, 2000), Bacia do Prata (NASCIMENTO, 2008), Argentina (PAEGLE *et al.*, 1987), Estado do Amazonas e Altiplano Boliviano (GARREAUD; WALLACE, 1997) têm documentado que a convecção possui um caráter predominantemente vespertino-noturno, com o pico de intensidade no período da tarde (acompanhando o ciclo diário de insolação). Esta característica da convecção em relação à hora do dia está relacionada ao momento do dia em que são criadas as condições propícias de instabilidade e energia potencial disponível para a ocorrência de intensa convecção (*Convective Available Potential Energy* - CAPE). Em uma escala regional, a taxa de relâmpagos está relacionada ao aquecimento solar diurno (WILLIAMS; HECKMAN, 1993; WILLIAMS *et al.*, 2000; CECIL *et al.*, 2014).

Em relação ao Brasil, alguns estudos avaliaram o ciclo diurno dos relâmpagos (PINTO JR *et al.*, 2003; NACCARATO, 2005, BAILEY *et al.*, 2014; CHRONIS *et al.*, 2015;

PREISSER, 2019; ALBRECHT *et al.*, 2016, ODA *et al.*, 2022, PAULUCCI, *et al.*, 2019). Por exemplo, Pinto Jr *et al.* (2003) através de dados da Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT) documentaram um máximo de relâmpagos ocorrendo entre 16 e 18 hora local no Estado de Minas Gerais. Em consistência, Naccarato (2005) avaliou a ocorrência de relâmpagos na região Sudeste e observou máxima incidência de relâmpagos entre 15 e 16 hora local. Além disso, Naccarato (2005) notou que o máximo de relâmpagos CG negativos ocorre 1-2 h antes do máximo de relâmpagos CG positivos. Estes resultados são consistentes com o fato de que os relâmpagos positivos ocorrerem predominantemente na fase final das tempestades convectivas (RAKOV; UMAN, 2003). Bailey *et al.* (2014) empregaram dados de fontes de *Very Higher Frequency* (VHF) estimadas pela rede SPLMA na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) no verão de 2011 e observaram que fevereiro e março são os meses mais ativos de atividade elétrica naquela região, com máxima ocorrência no período da tarde, aproximadamente às 16 hora local. Esses resultados mostraram que apesar de cada região apresentar um máximo de ocorrência de atividade elétrica de relâmpagos em horários característicos, de modo geral a variabilidade diurna das tempestades exibe comportamento semelhante ao longo do dia. Mais recentemente, Preisser (2019) com os dados da BrasilDAT no período de 2013 a 2018, avaliou a distribuição espacial e temporal dos relâmpagos em Minas Gerais. O autor observou máximo e mínimo na ocorrência de relâmpagos aproximadamente às 16 e 9 hora local, respectivamente.

Em relação à extensão dos relâmpagos, Chronis *et al.* (2015) avaliaram os relâmpagos durante a campanha CHUVA-Vale e encontraram que os maiores relâmpagos ocorrem entre o início da madrugada e o período da manhã. Os autores salientaram que o máximo convectivo vespertino está associado ao aquecimento da superfície e o fortalecimento da corrente ascendente que transporta mais umidade na fase mista e resulta em concentrações mais altas dos ingredientes produtores de relâmpagos (ou seja, *graupel*, cristais de gelo, e água super-resfriada). Uma maior taxa de colisões entre as partículas de gelo que ocorrem em tempestades formadas no período da tarde propiciariam a ocorrência de relâmpagos mais frequentes, porém mais restritos espacialmente.

Albrecht *et al.* (2016) avaliaram a climatologia de 16 anos (1998–2013) de relâmpagos totais (CG e IC) do sensor *Lightning Imaging Sensor* (LIS) a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) para todo o globo. As análises do ciclo diurno mostraram que para a maioria dos continentes, o máximo de relâmpagos ocorreu durante à tarde, com exceções impulsionadas por circulações localmente forçadas (por exemplo, como brisa vale-montanha) e desenvolvimento noturno de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs). Essa variação

observada no horário do pico dos relâmpagos foi apresentada por Orville e Huffines (2001). Foi encontrado que diferentes regiões dos EUA exibem picos em horários distintos, uma vez que a região central do país apresentou um atraso de cerca de 4 h em relação às regiões leste e oeste. Assim, observa-se que o horário de pico da atividade de relâmpagos sofre a influência de fatores regionais. Nesse contexto, Paulucci *et al.* (2019) tiveram como foco a variabilidade espacial e temporal de relâmpagos CG na região metropolitana do Rio de Janeiro, onde realizaram uma análise estatística de dados de relâmpagos para o período de 16 anos de 2001-2016. Seus resultados mostraram que 64,3% dos eventos ocorreram no verão, 20,5% na primavera e 12,9%, e 2,3% no outono e inverno. Níveis máximos de atividade elétrica foram observados a partir de aproximadamente 18:00 às 19:00 hora local, quando há mais energia potencial disponível para convecção.

Mais recentemente, Oda *et al.* (2022) avaliaram a distribuição espaço-temporal da densidade da taxa de relâmpagos totais para o Brasil para um período de três anos (2018, 2019 e 2020). Foi encontrado que a maioria dos relâmpagos ocorreram entre 12 e 18 hora local. Contudo, em algumas regiões do país o máximo de relâmpagos ocorreu em diferentes horários do dia. Esse fato pode ser atribuído aos diferentes sistemas meteorológicos presentes em cada região do Brasil. Por exemplo, a costa nordeste (9 às 12 hora local) do Brasil, é altamente influenciada por brisas marítimas (KOUSKY, 1979), e a região sul do Brasil é influenciada por frentes frias que ocorrem ao longo do ano, e durante todas as horas do dia, ou seja, não têm um ciclo anual e horário bem definido. A região centro-sul é afetada por sistemas frontais (GAN; RAO, 1991), e não registrou horário preferencial para atividade de relâmpagos. Uma outra região, que se encontra em uma extensa linha que se estende por 500 a 1000 km para o interior, paralela ao litoral na região norte-nordeste (18 a 23 e de 00 a 03 hora local), apresentou máximos de relâmpagos noturnos, que pode ser associado às linhas de instabilidade da costa amazônica (COHEN *et al.*, 1995). Em contrapartida, na região Sudeste do Brasil, os relâmpagos ocorrem predominantemente no final da tarde e início da noite. Isso pode ser explicado pela ação de brisas marítimas que desestabilizam o ar, formando sistemas convectivos intensos (SALIO *et al.*, 2007). A Tabela 1 apresenta de maneira resumida os locais e seus respectivos horários (hora local) de máxima ocorrência de relâmpagos.

**Tabela 1** – Horário da máxima ocorrência de relâmpagos em alguns locais do Brasil.

<b>Local</b>	<b>Resultado</b>	<b>Referência</b>
Minas Gerais	16-18 horas	PINTO JR <i>et al.</i> , 2003
Sudeste	15-16 horas	NACCARATO, 2005

RMSP	16 horas	BAILEY <i>et al.</i> , 2014
Minas Gerais	16 horas	PRESSEIR, 2019
Rio de Janeiro	18-19 horas	PAULUCCI, <i>et al.</i> , 2019
Brasil	12-18 horas	ODA <i>et al.</i> , 2022

Embora diversos estudos avaliaram o comportamento do ciclo diurno dos relâmpagos, ainda são poucos os estudos que avaliaram simultaneamente as informações sobre a quantidade, características elétricas (polaridade, pico de corrente) e físicas (tamanho, duração e quantidade de fontes) dos relâmpagos em termos de ciclo diurno. O avanço nessa compreensão pode ser importante para aperfeiçoar modelos de previsão imediata de tempo.

### 3.3 Relação entre a microfísica das tempestades e os relâmpagos

As seções anteriores abordaram os conceitos sobre radares meteorológicos e o comportamento do ciclo diurno dos relâmpagos. Na presente seção será abordado uma revisão da literatura sobre a relação entre as características das tempestades e os relâmpagos. Nesse contexto, os trabalhos nessa área têm mostrado que a formação e ocorrência dos relâmpagos está fortemente relacionada com as propriedades microfísicas e dinâmicas das tempestades. Os hidrometeoros como *graupel*, cristais de gelo e água líquida super-resfriada são elementos fundamentais para o processo de eletrificação inicial das nuvens de tempestades (REYNOLDS *et al.*, 1957). O mecanismo de carregamento não indutivo tem sido utilizado como uma explicação viável para a eletrificação das tempestades (SAUNDERS *et al.*, 2006). Neste mecanismo a colisão entre *graupel* e cristais de gelo ocorre num ambiente sem a influência de um campo elétrico externo. Diversos estudos têm demonstrado que este mecanismo de eletrificação pode explicar a formação da estrutura de cargas elétricas tripolar no interior das tempestades (WILLIAMS, 1989; BRUNING *et al.*, 2014). Neste tipo de estrutura elétrica, é observado um centro positivo de cargas elétricas próximo ao topo das nuvens e outro menor, menos intenso próximo a base da nuvem, e um centro principal com cargas negativas. O centro principal negativo se encontra em aproximadamente  $-15^{\circ}\text{C}$ , com grande extensão horizontal, e vertical reduzida. Nos limites inferior e superior do centro negativo de cargas são onde encontram-se as maiores intensidades do campo elétrico, indicando que esta região é favorável à formação dos relâmpagos que propagam da nuvem para o solo (CG) e que transportam cargas negativas (relâmpagos mais comuns). O centro positivo superior de cargas positivas é mais extenso na vertical, em contrapartida o centro inferior positivo (próximo a base da nuvem) tem extensão reduzida.

Ao longo das últimas décadas tem aumentado a quantidade de trabalhos que avaliaram a relação entre o comportamento da microfísica das nuvens de tempestades e os relâmpagos, através do emprego de redes de relâmpagos e radares meteorológicos (GOODMAN *et al.*, 1988; CAREY; RUTLEDGE, 1996; BRUNING; MACGORMAN, 2013; MACIKALSKI *et al.*, 2015; SPERLING, 2018). Estes estudos em geral têm demonstrado que um aumento na concentração de *graupel* e partículas de gelo em regiões com fortes correntes ascendentes são elementos essenciais para a eletrificação das tempestades e para a ocorrência dos relâmpagos. Por exemplo, Workman e Reynolds (1949) selecionaram 12 tempestades de verão no Novo México e avaliaram a eletrificação inicial das nuvens. Os autores observaram que a ocorrência do primeiro relâmpago IC ocorreu aproximadamente 13 minutos após o primeiro eco de radar ser detectado. Em adição, Goodman *et al.* (1989) utilizaram um radar polarimétrico e rede de relâmpagos para avaliar a relação entre o início da ocorrência dos relâmpagos e a ocorrência de *graupel*. Foi documentado que o primeiro relâmpago CG ocorreu após oito minutos do congelamento da água no topo da coluna de água líquida super-resfriada e do aparecimento do primeiro *graupel* na tempestade. Em contrapartida, Ramachandran *et al.* (1996) analisaram várias células convectivas dentro de duas tempestades na Flórida com aeronaves *in situ* e observações de radar polarimétrico. Os autores observaram que o primeiro relâmpago CG negativo da tempestade ocorreu 15 minutos após o primeiro eco de radar e após o desenvolvimento da precipitação da fase de gelo através do congelamento de precipitação super-resfriada na porção superior da região de corrente ascendente, seguida pelo aparecimento de uma corrente elétrica próximo à isoterma de  $-6^{\circ}\text{C}$ . Esses resultados sugeriram que a eletrificação inicial em tempestades estaria relacionada com um rápido desenvolvimento vertical do eco inicial de precipitação do radar (REYNOLDS; BROOK, 1956). Em adição, Carey e Rutledge (1996) por meio de um radar doppler e outro polarimétrico analisaram a correlação entre o ciclo de vida convectivo de uma tempestade multicelular e a evolução do tipo e da taxa de relâmpagos. Os autores observaram uma forte correlação entre a taxa de *graupel* e *hail* máxima e o pico de taxa de relâmpagos CG. Em contrapartida, os relâmpagos IC foram relacionados com o volume de *graupel* suspenso no topo de correntes ascendentes intensas. Mais recentemente, Mattos *et al.* (2017) avaliaram 46 tempestades durante a primavera-verão de 2011/2012 no Sudeste do Brasil. Com o objetivo de avaliar como as nuvens evoluem para tempestades e produzem os primeiros relâmpagos, os autores utilizaram dados de radar e redes de relâmpago. Os resultados mostraram que a maioria (98%) dos primeiros relâmpagos CG foram antecidos (aproximadamente 6 min) por relâmpagos IC.

Alguns estudos também têm documentado que além da concentração dos hidrometeoros, o tamanho dessas partículas também pode ser importante para a produção dos relâmpagos (MATTOS; MACHADO, 2011). O conteúdo integrado verticalmente de gelo e a orientação das partículas de gelo possuem interferência direta nos processos de eletrificação das nuvens convectivas e na ocorrência de relâmpagos (MATTOS, 2009). Outros fatores de importante consideração são o volume e a velocidade das correntes ascendentes, pois auxiliam na separação de cargas elétricas, e conseqüentemente na frequência dos relâmpagos (SPERLING, 2018; ABREU *et al.*, 2020). Nesse contexto, Mecikalski *et al.* (2015) avaliaram o impacto da massa e volume de *graupel* e cristal de gelo na quantidade e tamanho dos relâmpagos para tempestades no Alabama nos EUA. Os resultados mostraram uma boa relação entre o aumento na massa e volume de gelo e o comprimento dos relâmpagos. Por exemplo, os relâmpagos menores ocorreram numa região mais baixa de carga positiva da nuvem, fortemente causada por maiores volumes de *graupel* e correntes ascendentes mais fortes. No entanto, relâmpagos maiores ocorreram num momento de menor ocorrência de relâmpagos, velocidade de correntes ascendentes mais fraca, menores volumes e massa de *graupel* e crescimento do volume de gelo acima da isoterma de  $-40^{\circ}\text{C}$  (MECIKALSKI *et al.*, 2015; BRUNING; MACGORMAN, 2013). O impacto da massa e volume de gelo não-precipitante no comprimento dos relâmpagos é importante, pois a região carregada eletricamente pode expressar um aumento na massa e volume de gelo e estaria associada a um aumento no tamanho dos relâmpagos (MECIKALSKI *et al.*, 2015). Conseqüentemente, os relâmpagos mais extensos podem produzir mais NO<sub>x</sub> em relação aos menores que ocorrem no estágio inicial da tempestade.

Mais recentemente, Custodio (2022) avaliou a diferença entre as propriedades microfísicas das tempestades com e sem relâmpagos na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). Os resultados mostraram que das 14 tempestades estudadas, as tempestades com relâmpagos possuem um ciclo de vida com maior duração, e em todas elas os relâmpagos IC dominaram os estágios iniciais das nuvens. Os resultados também mostraram que as tempestades com relâmpagos possuem maiores áreas e altitudes comparadas às tempestades sem relâmpagos.

A maioria dos estudos sobre a relação entre a microfísica da fase mista e glaciada das nuvens e relâmpagos são centrados em avaliar o impacto na quantidade de relâmpagos. No entanto, ainda são restritos os estudos que avaliam o impacto da microfísica das nuvens no tamanho, duração e quantidade de fontes dos relâmpagos. Estudos dessa magnitude podem

representar um avanço na inclusão de informações dos relâmpagos em modelos de previsão de tempo, além de produzir subsídios para a melhoria de ferramentas de previsão de relâmpagos.

## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 Região de estudo e campanha CHUVA-Vale

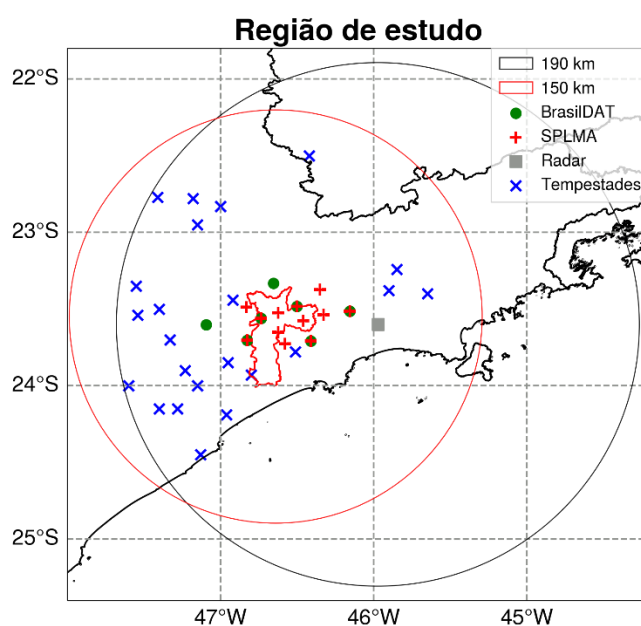
A RMSP é a maior região metropolitana do Brasil. Possui um grande polo econômico, com aproximadamente 21,5 milhões de habitantes, reunindo 39 municípios do Estado de São Paulo, sendo uma das dez regiões metropolitanas mais populosas do mundo (IBGE, 2018). Está localizada na região sudeste do Brasil, entre as latitudes 23° 8' 24"S e 24° 21' 14"S e longitudes 45°39'0"W e 47°16'12"W e sua extensão territorial é de 7.963 km<sup>2</sup> (CEM, 2007). A região Sudeste recebe um total anual de precipitação de aproximadamente 1500 mm (REBOITA *et al.*, 2010; FERREIRA; REBOITA, 2022), e compreende uma zona de transição entre regimes tropical e extratropical (COELHO *et al.*, 2002; MUZA *et al.*, 2009). O clima da região é definido pelo sistema de monção da América do Sul (ZHOU; LAU, 1998; MARENGO *et al.*, 2012), que é caracterizado por uma estação chuvosa durante o verão austral (dezembro a fevereiro) e uma estação seca no inverno (junho a agosto). No leste do Estado de São Paulo, onde está localizada a RMSP, o volume de precipitação é mais elevado devido à frequente atuação de sistemas frontais, ciclones extratropicais costeiros e circulação de brisa (REBOITA *et al.*, 2012).

Os dados que foram utilizados para o presente estudo foram obtidos através da campanha CHUVA-Vale do Paraíba. A campanha CHUVA- Vale do Paraíba ocorreu entre novembro de 2011 e março de 2012, e abrangia a região compreendida pelo Vale do Paraíba, RMSP e cidades vizinhas. Esta campanha foi o quarto experimento realizado relacionado ao projeto *Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)* (CHUVA) (MACHADO *et al.*, 2014). Os sistemas de observação que estiveram em operação durante a campanha CHUVA-Vale foram: radar polarimétrico banda-X, radar de polarização única banda-S, redes de relâmpagos operando em *Very Low Frequency* (VLF, 3-30 KHz), *Low Frequency* (LF, 30- 300 KHz), *High Frequency* (HF, 3-30 MHz) e *Very High Frequency* (VHF, 30- 300 MHz), além de *electric field mills*, câmera rápida, disdrômetros, radar de apontamento vertical e radiômetro em micro-ondas, entre outros instrumentos. Dos dados da campanha, o presente trabalho utilizou os seguintes dados: fontes de VHF provenientes da rede São Paulo *Lightning Mapper Array* (SPLMA), descargas de retorno fornecidas pela Rede Brasileira de

Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) e campos de refletividade do radar da Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH).

A Figura 6 apresenta a localização do radar banda-S da FCTH (quadrado na cor cinza) e dos sensores da SPLMA (cruz na cor vermelha) e BrasilDAT (círculos fechados na cor verde). As análises foram focadas na região do círculo vermelho, a qual define a área de melhor eficiência de detecção da rede SPLMA (< 150 km de distância ao centro da rede SPLMA, maiores detalhes em BAILEY *et al.*, 2014).

**Figura 6** - Região de estudo indicando a localização do radar da FCTH (quadrado na cor cinza e o círculo da distância de 190 km), sensores da rede de relâmpagos SPLMA (cruz na cor vermelha e o círculo da distância de 150 km) e BrasilDAT (círculos fechados na cor verde). Cruz na cor azul representa a localização inicial das 23 tempestades estudadas.



#### 4.2 Rede São Paulo *Lightning Mapping Array* (SPLMA)

A rede SPLMA foi desenvolvida pelo *New Mexico Institute of Mining and Technology* e instalada através de uma parceria entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), Universidade de São Paulo (USP) e o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (BAILEY *et al.*, 2014). A SPLMA localiza as fontes de radiação emitidas em VHF (30-300 MHz, RISON *et al.* (1999) dos relâmpagos em três dimensões até uma distância de 150 km. Ao todo, 12 sensores operando nos canais de TV 8 (180-186 MHz) e 10 (192-198 MHz) foram instalados na RMSP e cidades vizinhas (BLAKESLEE *et al.*, 2013; BAILEY *et al.*, 2014) (Figura 1, cruzes na cor vermelha). As informações que foram utilizadas da rede SPLMA no presente trabalho são: data e a localização (latitude, longitude e altura) das fontes de VHF de

cada relâmpago. Os dados utilizados possuem nível de processamento *Level 2*, o qual corresponde às fontes de VHF agrupadas em relâmpagos (do inglês, *flashes*).

### **4.3. Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT)**

A BrasilDAT é uma rede de relâmpagos de detecção de descargas de retorno IC e CG que utiliza a tecnologia desenvolvida pela *Earth Networks* e opera na faixa de frequência entre 1 Hz e 12 MHz. Durante a campanha CHUVA-Vale a rede BrasilDAT era composta de 56 sensores abrangendo 11 estados da região sudeste, sul, centro-oeste e parte da região nordeste do Brasil (NACCARATO *et al.*, 2012). Nas áreas onde existem sensores instalados, os relâmpagos CG são detectados com 90 % de eficiência e exatidão menor de 1 km. Para a campanha CHUVA-Vale, foram instalados sensores adicionais próximos à cidade de São Paulo com a finalidade de aumentar a eficiência de detecção da rede. As informações utilizadas neste estudo consistem na data, localização, polaridade (positiva e negativa) e pico de corrente das descargas de retorno IC e CG.

### **4.4. Dados do radar da Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH)**

Os dados de refletividade são provenientes do radar banda S (10 cm) operado pela Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH) e está localizado em Salesópolis. Durante a campanha CHUVA-Vale o radar operou com uma resolução temporal de 5 minutos, alcance de 190 km e abrangia toda a região leste de São Paulo e sul dos Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. No total 20 *Plan Position Indication* (PPI) foram realizados para cada varredura volumétrica compreendendo ângulos de elevação entre 1,0 e 30,8°. A resolução radial foi dependente da distância ao radar sendo de: 0,5 km (<60 km), 1,0 km (60-120 km) e 2,0 km (>120 km), enquanto a resolução azimutal do radar esteve fixada em 1°. Portanto, foram utilizados os dados volumétricos (todos os PPIs) da variável refletividade do radar entre novembro de 2011 e março de 2012. A partir dos dados volumétricos foram produzidos *Constant Altitude Plan Position* (CAPPI) de refletividade de 2 a 15 km de altura, com resolução espacial horizontal e vertical de 1 km.

## **4.5. Metodologia**

### **4.5.1 Distribuição temporal dos relâmpagos**

A primeira etapa do presente trabalho teve como objetivo avaliar o ciclo diurno da ocorrência de relâmpagos registrados entre novembro de 2011 e março de 2012. Para isto foram utilizadas as descargas de retorno fornecidas pela rede BrasilDAT e fontes de VHF dos

relâmpagos detectados pela rede SPLMA. Importante salientar que as descargas de retorno da BrasilDAT são referidas no presente texto pelo nome relâmpago; enquanto para a rede SPLMA o termo relâmpago é referente às fontes de VHF agrupadas em relâmpago. Foram analisados os seguintes parâmetros: quantidade das descargas de retorno i) IC, ii) CG negativo e iii) CG positivo fornecidos pela BrasilDAT, e iv) quantidade de fontes de VHF, v) altura das fontes, vi) duração e vii) comprimento dos relâmpagos da rede SPLMA. A Tabela 2 apresenta a quantidade de relâmpagos selecionados durante os meses da campanha CHUVA-Vale para as duas redes (SPLMA e BrasilDAT) de detecção utilizadas. Apenas relâmpagos que ocorreram dentro de 100 km de distância do centro da rede SPLMA foram utilizados. Esta limitação espacial visa selecionar uma região com razoável eficiência de detecção da rede SPLMA (BAILEY *et al.*, 2014).

**Tabela 2** - Número e porcentagem de relâmpagos detectados pela Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) e Rede São Paulo *Lightning Mapping Array* (SPLMA) durante os 5 meses da campanha CHUVA-Vale.

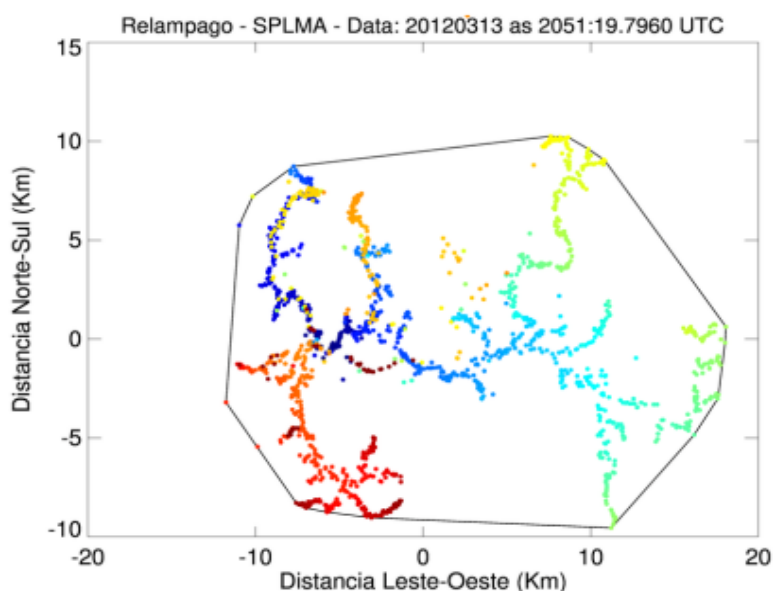
	Novembro	%	Dezembro	%	Janeiro	%	Fevereiro	%	Março	%	Total
<b>BrasilDAT</b>	72603	6%	241263	21%	322598	28%	303807	26%	218264	19%	1158535
<b>SPLMA</b>	38412	8%	61081	13%	110382	24%	150566	32%	106719	23%	467160

As propriedades estudadas com as informações da rede BrasilDAT foram as frequências de ocorrência dos relâmpagos +CG, -CG e IC e as propriedades elétricas (pico de corrente e polaridade). A frequência de relâmpagos foi analisada através da distribuição temporal da ocorrência de relâmpagos, correspondendo à soma total das descargas de retorno para cada hora do dia ao longo do período estudado. Em contrapartida, para o ciclo diurno do pico de corrente foi calculado o valor médio em cada horário local.

Para a rede SPLMA, o primeiro passo consistiu na seleção dos relâmpagos que possuem mais de 10 fontes de VHF (ALBRECHT *et al.*, 2015). Esta limitação foi necessária visando reduzir o impacto de relâmpagos ruidosos detectados pela rede SPLMA, representado tipicamente por relâmpagos que possuem poucas fontes de VHF. Posteriormente, avaliou-se o ciclo diurno das propriedades físicas dos relâmpagos (duração, altura e comprimento) e a frequência de fontes de VHF. A duração de cada relâmpago detectado pela rede SPLMA é calculada determinando a diferença de tempo entre o momento de ocorrência da última e primeira fonte do relâmpago. A análise da altura do relâmpago considera a altura de todas as fontes de VHF pertencentes a um determinado relâmpago. Em contrapartida, a determinação do comprimento dos relâmpagos foi calculada primeiramente calculando-se a área (em km<sup>2</sup>)

dos relâmpagos. Para isto foi empregado o método *Convex Hull* (casco convexo) proposto pelos autores Bruning e Macgorman (2013). Nessa metodologia a área do relâmpago é determinada como a área do polígono que conecta as fontes de VHF mais externas (casco convexo). Então, o comprimento dos relâmpagos (em km) é calculado como a raiz quadrada da área do polígono (Figura 7).

**Figura 7** - Exemplo da determinação da área de um relâmpago mapeada pela Rede São Paulo *Lightning Mapping Array* (SPLMA) através do método *Convex Hull* (casco convexo).



Fonte: SILVA (2018).

#### 4.5.2 Análise da relação entre a microfísica das tempestades e os relâmpagos

Nesta etapa foi avaliado o impacto da microfísica da fase mista e glaciada das tempestades nas propriedades elétricas e físicas dos relâmpagos. Para isto foram combinadas as informações do radar da FCTH com os relâmpagos detectados pelas redes SPLMA e BrasilDAT.

##### 4.5.2.1 Identificação e rastreamento das tempestades

A identificação e rastreamento das tempestades foi realizada empregando-se como referência o CAPPI de 3 km de altura da refletividade do radar da FCTH. As tempestades foram escolhidas e monitoradas visualmente através das imagens sequenciais de CAPPI. A iniciação da tempestade foi definida como a primeira vez que qualquer eco de radar foi detectado; enquanto a dissipação é o momento em que a tempestade dissipou completamente na imagem

do radar. Semelhante a metodologia aplicada por Mattos *et al.* (2017) foi considerado apenas tempestades compactas e que não apresentaram união e divisão de núcleos convectivos ao longo do ciclo de vida.

Para o rastreamento da tempestade e determinação da sua delimitação espacial, um quadrado centrado no centro geométrico da tempestade foi utilizado como referência, metodologia semelhante à empregada por de Abreu *et al.* (2020). A área das tempestades é definida multiplicando o número de *pixels* com refletividade maior de 20 dBZ no CAPPI de 3 km de altura pela área de um *pixel* (1x1 km<sup>2</sup>). Após a delimitação da localidade da tempestade, a próxima etapa foi calcular as propriedades microfísicas e elétricas durante o ciclo de vida das tempestades dentro das regiões delimitadas.

#### 4.5.2.2 Análise dos parâmetros microfísicos e dos relâmpagos das tempestades

Os parâmetros microfísicos foram calculados utilizando como fonte os CAPPIs de refletividade de 2 a 15 km de altura do radar da FCTH. Foram calculados os seguintes parâmetros microfísicos: i) volume de *graupel* entre -10° e -40°C, ii) massa de *graupel* na isoterma de -10°C, iii) *Vertically Integrated Ice* (VII) entre -10° e -40°C, iv) *Vertically Integrated Liquid* (VIL) entre a base e o topo da tempestade, v) VIL quente da base até 0°, vi) VIL frio de 0° até o topo, vii) volume de partículas de gelo acima de -40°C, viii) massa de partículas de gelo acima de -40°C, ix) Ecotop de 20, 35 e 45 dBZ entre a base e o topo, x) Altura de Waldvogel, xi) máxima refletividade, xii) altura da máxima refletividade e xiii) área da tempestade.

Os três primeiros parâmetros microfísicos são calculados para a camada da fase mista das tempestades entre -10° e -40°C, que é a região principal de carregamento das tempestades (LATHAM *et al.*, 2004). Esta região abrange o local onde ocorrem preferencialmente os processos de colisões entre partículas de gelo e *graupel* (TAKAHASHI, 1978). Para o cálculo do volume de *graupel* foi empregado uma metodologia semelhante à utilizada por Mecikalski *et al.* (2015). O volume de *graupel* foi calculado através da multiplicação da quantidade de *pixels* (3D) com refletividades maiores que 35 dBZ entre -10° e -40°C pelo volume de um *pixel* (1 km<sup>3</sup>). O uso de 35 dBZ é adequado, pois a formação dos relâmpagos está condicionada à existência de *graupel* grandes formados em regiões de correntes ascendentes intensas.

A massa do *graupel* na isoterma de -10°C foi calculada através da seguinte fórmula (CAREY; RUTLEDGE, 2000):

$$M = 1000 * \pi \rho_i N_o^{3/7} \left( \frac{5.28 * 10^{-18} Z^{\frac{gelo}{h}}}{720} \right)^{4/7}$$

em que,  $\rho_i$  é a densidade do gelo ( $917 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $N_o$  ( $4 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$ ) é o parâmetro de intercepção de uma distribuição exponencial inversa assumida para o gelo e  $Z \frac{\text{gelo}}{h}$  é a refletividade do radar ( $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ ).

O VII foi calculado através da relação entre a massa de *graupel* e refletividade por meio da formulação proposta por Carey e Rutledge (2000) e utilizada recentemente por Motley (2006), McCaul (2008) e Mosier (2011):

$$VII = 1000 * \pi \rho_i N_o^{3/7} \left( \frac{5.28 * 10^{-18} Z \frac{\text{gelo}}{h}}{720} \right)^{4/7} \int_{H-10}^{H-40} Z_e^{4/7} dH$$

em que,  $H_{-10}$  e  $H_{-40}$  significam as alturas (m) das isothermas  $-10^\circ\text{C}$  e  $-40^\circ\text{C}$ , que é a camada termodinâmica de crescimento do *graupel* dentro de uma tempestade.

O quarto parâmetro é o Conteúdo de Água Líquida Integrado Verticalmente (do inglês, *Vertically Integrated Liquid*, VIL), que pode ser calculado através da fórmula (GRENNE; CLARK, 1972):

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

em que, o VIL é dado em  $\text{kg m}^{-2}$  e  $Z_e$  é a refletividade em  $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ .

Os parâmetros (v) volume de partículas de gelo acima de  $-40^\circ\text{C}$  e a (vi) massa de partículas de gelo acima de  $-40^\circ\text{C}$  estão relacionados à microfísica da camada glaciada da nuvem, que são regiões com temperaturas mais frias que  $-40^\circ\text{C}$ . Esta região está associada a existência de campos elétricos fortes capazes de iniciar relâmpagos na bigorna de tempestades quando refletividades atingem valores superiores a 10 dBZ (DYE *et al.*, 2007; DYE; WILLETT, 2007), sendo assim uma importante região de estudo.

A massa de gelo não-precipitante foi determinada através da formulação proposta por Heymsfield e Palmer (1986):

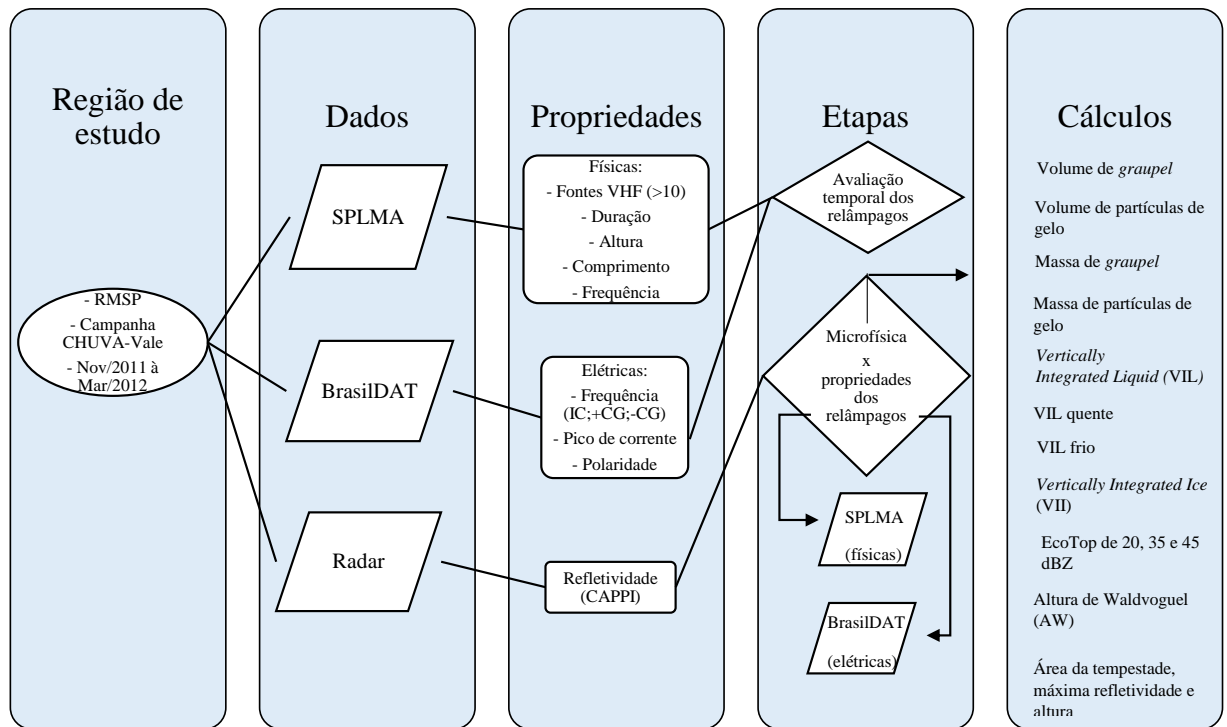
$$M = 0,08976 * Z^{0,529}$$

em que, a massa  $M$  é expressa em  $\text{gm}^{-3}$  e  $Z$  é a refletividade em  $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ . O volume de partículas de gelo acima de  $-40^\circ\text{C}$  foi calculado de maneira similar ao cálculo para o volume de *graupel*. A análise do impacto da massa e volume de gelo não-precipitante no tamanho dos relâmpagos é importante, pois se esta região está carregada com cargas elétricas, significaria que um aumento na massa e volume de gelo poderia estar relacionada a um aumento no tamanho dos relâmpagos (MECIKALSKI *et al.*, 2015). O Ecotop representa a altura máxima de um determinado valor de refletividade numa coluna entre a base e o topo da nuvem, por exemplo foi utilizado valores de 20, 35 e 45 dBZ. Por fim, a Altura de Waldvogel representa a diferença de altura entre a isoterma de 45 dBZ e  $0^\circ\text{C}$  (WALDVOGEL, *et al.*, 1979).

Para cada etapa do ciclo de vida das tempestades identificadas e rastreadas (seção 4.5.2.1), e para cada propriedade microfísica explicada anteriormente foi determinado o valor máximo dentro do quadrado de rastreamento. Assim, para o ciclo de vida de cada tempestade foi obtido a evolução temporal das propriedades microfísicas. Em relação aos relâmpagos, a ocorrência dos mesmos foi contabilizada considerando as ocorrências para cada etapa do ciclo de vida de uma tempestade dentro da área delimitada pelo quadrado de rastreamento, considerando o intervalo temporal de 5 minutos. Para cada etapa do ciclo de vida das tempestades foi determinado as seguintes informações sobre os relâmpagos: quantidade de relâmpagos IC, -CG e +CG detectados pela rede BrasilDAT, quantidade de relâmpagos e fontes de VHF, altura, duração e comprimento médio dos relâmpagos detectados pela rede SPLMA. Em termos de ciclo de vida das tempestades, a análise realizada foi semelhante a metodologia empregada por Mattos e Machado (2011) e separado em 5 estágios: 1) estágio inicial, 2) momento intermediário entre o primeiro eco de radar e a maturação (máximo tamanho da tempestade), 3) estágio de maturação, 4) momento entre a maturação e a dissipação e 5) estágio dissipativo.

A Figura 8 mostra o fluxograma indicando os dados que foram utilizados e a metodologia de cada etapa, e o quadro 1 apresenta de maneira resumida os parâmetros estudados no presente estudo.

**Figura 8** - Fluxograma da metodologia aplicada no presente estudo.



**Quadro 1** – Descrição dos parâmetros utilizados no estudo, com seus respectivos níveis, limiares, unidades e referências.

DESCRIÇÃO	NÍVEL	LIMIAR	UNIDADE	REFERÊNCIA
<b>Quantidade flashes LMA</b>	Quantidade em 5 min	$\geq 11$ fontes	#	Mattos et al. (2017)
<b>Quantidade fontes LMA</b>	Quantidade em 5 min	Não se aplica	#	Mattos et al. (2017)
<b>Duração LMA</b>	Média em 5 min	$\geq 11$ fontes	s	Silva (2018); Custodio (2022)
<b>Área LMA</b>	Média em 5 min	$\geq 11$ fontes	km <sup>2</sup>	Silva (2018); Custodio (2022)
<b>Comprimento LMA</b>	Média em 5 min	$\geq 11$ fontes	km	Bruning e Macgorman (2013);
<b>Quantidade IC Brasilat</b>	Quantidade em 5 min	Não se aplica	#	Mattos et al. (2017)
<b>Quantidade CG Brasilat</b>	Quantidade em 5 min	Não se aplica	#	Mattos et al. (2017)

<b>Pico de corrente CG Brasildat</b>	Média em 5 min	Não se aplica	kA	Mattos et al. (2017)
<b>Volume graupel</b>	-10 e -40°C	Z > 35 dBZ	km <sup>3</sup>	Mecikalski et al. (2015)
<b>Volume cristal</b>	> -40°C	Z > 10 dBZ	km <sup>3</sup>	Mecikalski et al. (2015)
<b>Massa graupel</b>	-10°C	Z > 35 dBZ	kg/m <sup>2</sup>	Carey e Rutledge (2000)
<b>Massa cristal</b>	> -40°C	Z > 10 dBZ	g/m <sup>3</sup> ou kg/m <sup>2</sup>	Heymsfield e Palmer (1986)
<b>Vertically Integrated Liquid (VIL)</b>	base e topo	Não se aplica	kg/m <sup>2</sup>	Grenne e Clark (1972)
<b>VIL quente</b>	base e 0°C	Não se aplica	kg/m <sup>2</sup>	
<b>VIL frio</b>	0°C e topo	Não se aplica	kg/m <sup>2</sup>	
<b>Vertically Integrated Ice (VII)</b>	-10 e -40°C	Não se aplica	kg/m <sup>2</sup>	Carey e Rutledge (2000); Motley (2006); McCaul (2008); Mosier (2011)
<b>Ecotop de 45 dBZ</b>	base e topo	Z > 45 dBZ	km	
<b>Ecotop de 35 dBZ</b>	base e topo	Z > 35 dBZ	km	
<b>Ecotop de 20 dBZ</b>	base e topo	Z > 20 dBZ	km	
<b>Altura de Waldvogel</b>	Altura 45 dBZ e 0°C	Não se aplica	km	
<b>Área da tempestade</b>	3 km	Z >= 20 dBZ	km <sup>2</sup>	
<b>Máxima refletividade</b>	base e topo	Não se aplica	dBZ	

<b>Altura da máxima refletividade</b>	base e topo	Não se aplica	km	
---	-------------	------------------	----	--

## 5. RESULTADOS

### 5.1 Ciclo diurno dos relâmpagos

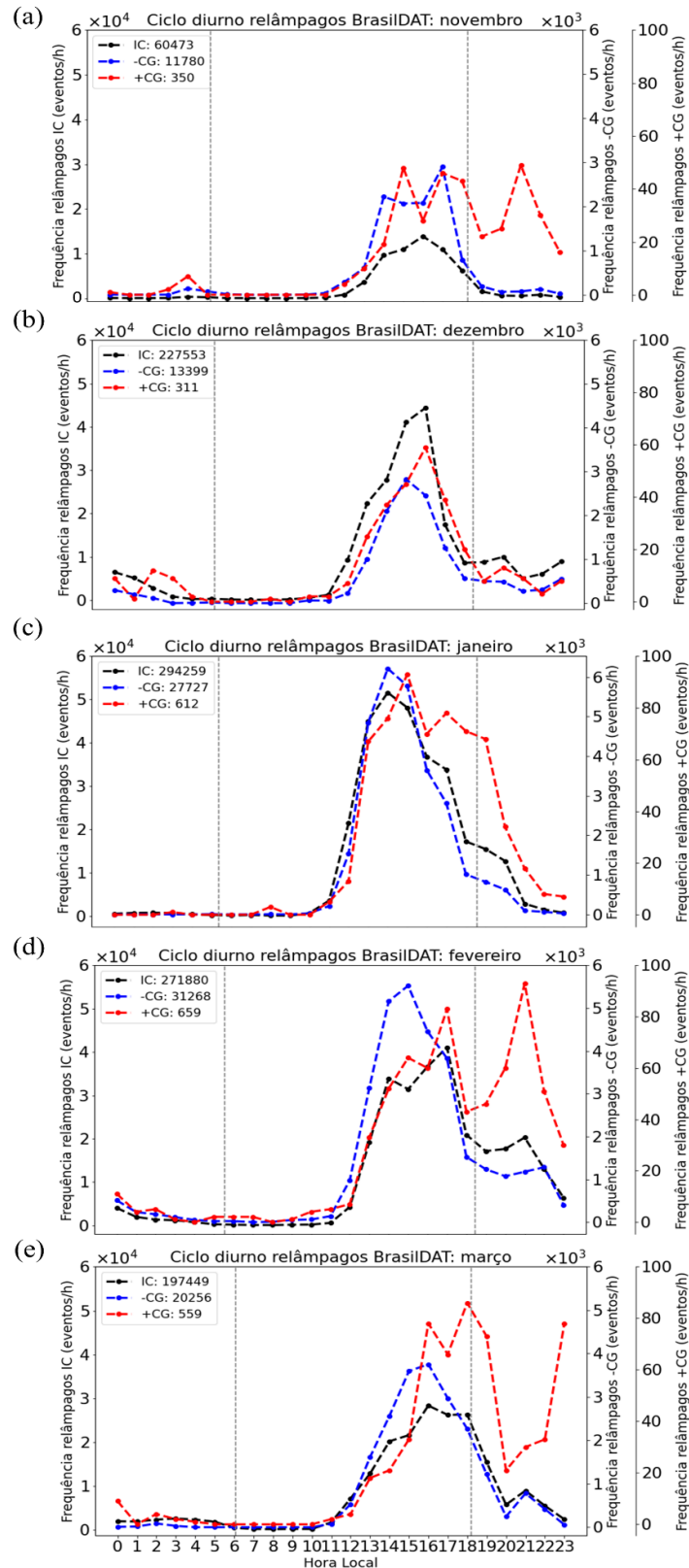
A Figura 9 apresenta o ciclo diurno dos relâmpagos (IC, +CG e -CG) para os meses de novembro de 2011 a março de 2012 fornecidos pela rede BrasilDAT. Observa-se que a maior quantidade de relâmpagos ocorre no período da tarde, aproximadamente das 14 às 17 hora local. Esse resultado está em consonância com o estudo realizado por Pinto Jr et al. (2003), que encontraram um pico entre 16 e 18 hora local para o Estado de Minas Gerais. Naccarato (2005) constatou máxima incidência de relâmpagos por volta das 15 e 16 hora local, por meio de uma climatologia de relâmpagos na região Sudeste do Brasil. Essa característica da convecção em relação ao horário do dia está relacionada ao horário em que são criadas as condições favoráveis de instabilidade e energia potencial disponível para a ocorrência de convecção intensa (CAPE) (NACCARATO, 2005). Em escala regional, a taxa de relâmpagos está relacionada ao aquecimento solar diurno (WILLIAMS; HECKMAN, 1993; WILLIAMS *et al.*, 2000; CECIL *et al.*, 2014).

Adicionalmente, nota-se uma predominância de relâmpagos -CG em relação aos +CG para todos os meses em análise. Regiões como a RMSP, tipicamente possuem formação de nuvens de grande profundidade, e produzem mais relâmpagos com polaridade negativa (RAKOV; UMAN, 2003). Alterações na altura e profundidade do centro de carga negativa e no centro de carga positiva, podem ser causadas por altas concentrações de aerossóis na atmosfera (núcleos de condensação de nuvens ou CCN), que podem afetar a relação entre os relâmpagos positivos e negativos (LYONS *et al.*, 1998; NACCARATO *et al.*, 2003). Este efeito pode ser mais comum em regiões com altas taxas de poluição do ar sob a forma de material particulado, como em grandes centros urbanos (PAULICCI *et al.*, 2019). A predominância dos relâmpagos negativos em relação aos positivos é um comportamento comum notado na literatura, e está associado a maior disponibilidade de cargas negativas em relação às positivas no interior das nuvens.

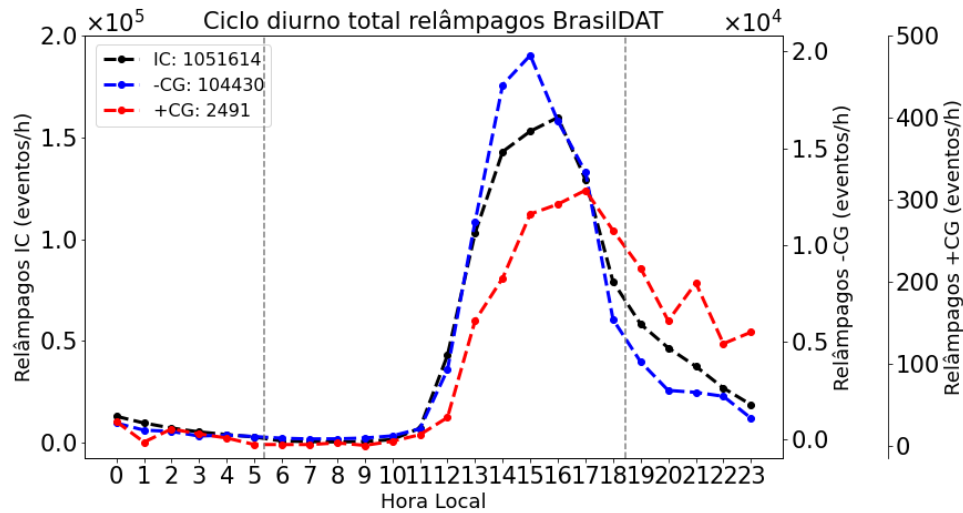
Uma observação adicional interessante, é que os relâmpagos IC são os mais frequentes (Figura 9) entre os três tipos de relâmpagos. Além disso, o mês com a maior quantidade de relâmpagos é janeiro (verão) (322.598 relâmpagos) (Figura 9c), apresentando 294.259 ocorrências de relâmpagos IC, com máximo às 14 hora local. A Figura 10 apresenta o ciclo

diurno médio desses 5 meses da rede BrasilDAT. A variação do ciclo diurno apresenta uma tendência crescente após às 11 hora local, atingindo um máximo por volta das 14 e 15 h (aproximadamente IC: 150 mil, -CG: 20 mil, +CG: 300 relâmpagos/h), durante o pico de convecção da tarde.

**Figura 9** - Ciclo diurno de relâmpagos intra-nuvem (curva em preto), nuvem-solo negativo (curva em azul) e positivo (curva em vermelho) da rede BrasilDAT para a) novembro e b) dezembro de 2011, e c) janeiro, d) fevereiro e e) março de 2012. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o momento do nascer e do pôr do sol de cada mês, respectivamente.



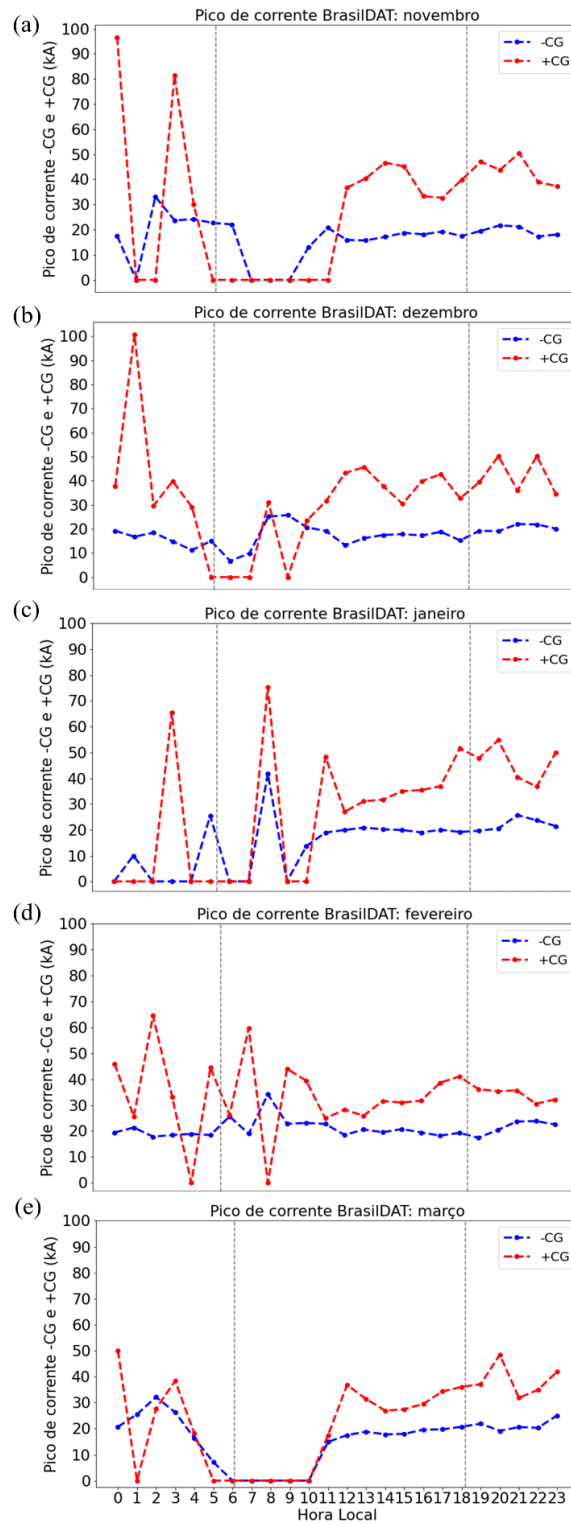
**Figura 10** - Ciclo diurno total de relâmpagos intra-nuvem (curva em preto), nuvem-solo negativo (curva em azul) e positivo (curva em vermelho) da rede BrasilDAT. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o tempo médio dos meses do nascer e do pôr do sol, respectivamente.



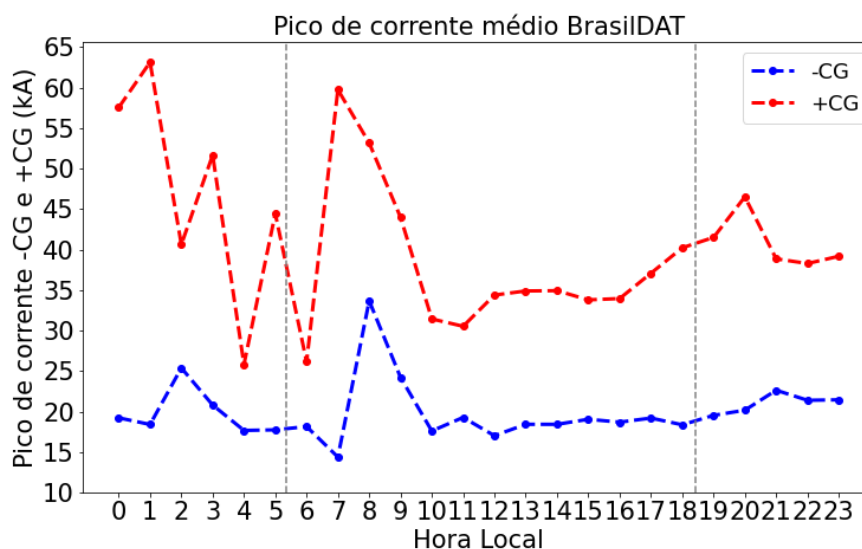
A Figura 11 apresenta o ciclo diurno do pico de corrente médio dos relâmpagos -CG e +CG detectados pela rede BrasilDAT. Observa-se uma predominância de maiores valores de pico de correntes dos relâmpagos +CG (valores máximos de aproximadamente 100 kA). Esses relâmpagos +CG, geralmente ocorrem na fase final das tempestades convectivas (NACCARATO, 2005). Em relação ao mês de maior ocorrência, o mês de dezembro se destaca, pois apresentou os maiores valores de pico de corrente (Figura 11b, valores máximos ultrapassando os 100 kA).

Na Figura 12 é apresentado o pico de corrente médio dos relâmpagos detectados pela rede BrasilDAT considerando os meses do período de estudo. É importante observar que o período do dia com maior ocorrência de relâmpagos não coincide com o período do dia que apresenta os maiores picos de corrente, indicando que tempestades causadas por instabilidade termodinâmica de final de tarde envolvem relâmpagos menos intensos em termos de correntes elétricas, apesar de maior frequência de ocorrência (PAULICCI *et al.*, 2019). Além disso, entre 22 e 11 hora local, a atmosfera não apresenta características termodinâmicas necessárias para a formação de tempestades e a ocorrência de relâmpagos estão mais relacionadas à passagem de sistemas frontais (NACCARATO, 2005). Em contrapartida, no período da tarde, as tempestades locais são geradas na maioria das vezes, pela instabilidade atmosférica causada pelo acréscimo da temperatura e pela troca de calor na superfície.

**Figura 11** - Pico de corrente (kA) médio dos relâmpagos nuvem-solo negativo (curva em azul) e positivo (curva em vermelho) detectados pela rede BrasilDAT para: a) novembro e b) dezembro de 2011, e c) janeiro, d) fevereiro e e) março de 2012. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o momento médio do nascer e do pôr do sol de cada mês, respectivamente.



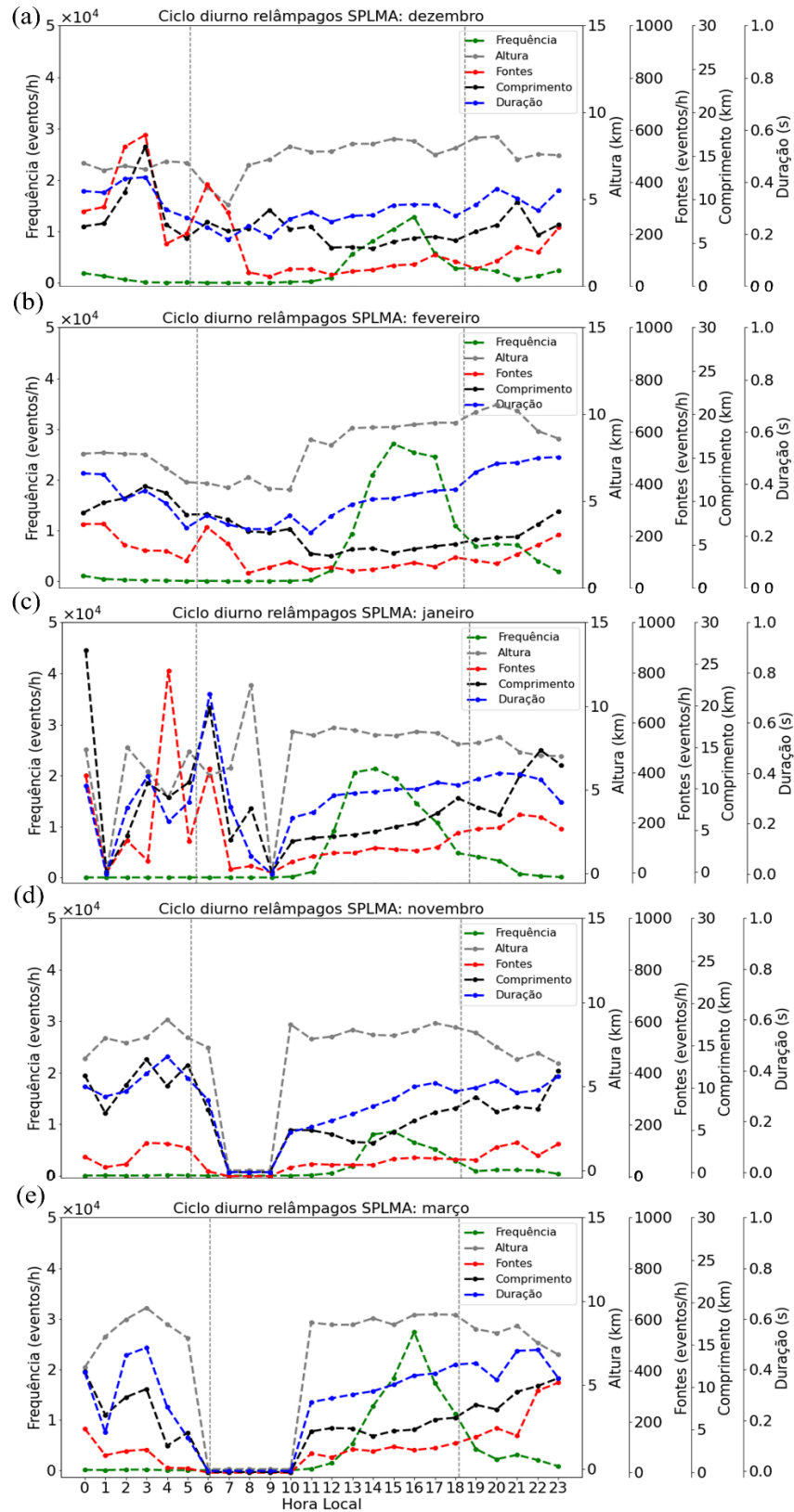
**Figura 12** - Média do pico de corrente (kA) nuvem-solo negativo (curva em azul) e positivo (curva em vermelho) da rede BrasilDAT. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o tempo médio dos meses do nascer e do pôr do sol, respectivamente.



Após a análise do ciclo diurno dos relâmpagos detectados pela rede BrasilDAT (quantidade, polaridade e pico de corrente), torna-se importante analisar as propriedades físicas dos relâmpagos detectados pela rede SPLMA. A Figura 13 apresenta o ciclo diurno de cinco propriedades físicas dos relâmpagos: quantidade de relâmpagos, altura das fontes, quantidade de fontes, comprimento e duração dos relâmpagos fornecidos pela rede SPLMA. A duração, quantidade de fontes, altura e comprimento apresentam maiores (aproximadamente 0,6 s; 800 eventos/h; 10 km; 25 km) valores durante a madrugada. Em contrapartida, a frequência de relâmpagos é maior durante o período da tarde (entre 14-16 hora local, com máximo de aproximadamente 30 mil relâmpagos/h), como também observado com os dados da BrasilDAT (Figura 10). Portanto, quando a quantidade de relâmpagos é baixa, o comprimento é maior. Esse resultado é consistente com o estudo realizado por Mecikalski *et al.* (2015), em que os autores observaram uma relação semelhante. Em consistência, Chronis *et al.* (2015) também mostraram que grande parte dos relâmpagos que ocorrem durante a convecção da tarde possuem o comprimento menor.

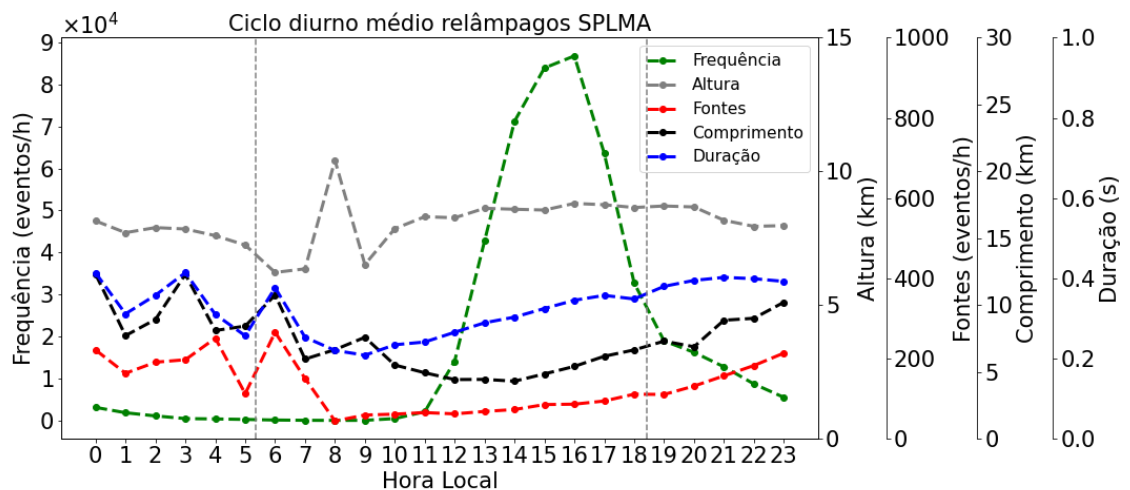
Na RMSP, os meses que possuem a maior quantidade de relâmpagos são fevereiro e março (Figura 13 d-e). Bailey *et al.* (2014) que também utilizaram os dados da rede SPLMA encontraram que fevereiro e março foram os meses mais ativos, com horário de pico diário à tarde por volta das 16 hora local. Chronis *et al.* (2015) examinaram as variações diurnas das propriedades dos relâmpagos observadas pela rede SPLMA em São Paulo, onde também foi constatado que a frequência dos relâmpagos ocorre no máximo convectivo da tarde.

**Figura 13** - Ciclo diurno dos relâmpagos detectados pela rede SPLMA para os meses de (a-e) novembro de 2011 a março de 2012. São mostradas as seguintes propriedades: frequência de relâmpagos (curva em verde), altura média das fontes de VHF (curva em cinza), quantidade de fontes de VHF média por relâmpago (curva em vermelho), comprimento (curva em preto) e duração (curva em azul) médio dos relâmpagos. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o tempo médio do nascer e do pôr do sol de cada mês, respectivamente.



Na Figura 14 é apresentado o ciclo diurno médio das propriedades elétricas dos relâmpagos da rede SPLMA durante os 5 meses do período de estudo. Ao analisar a figura nota-se que durante as horas noturnas (diurnas) ocorrem relâmpagos com maior comprimento (menor) com aproximadamente 12 km (6 km). Como o comprimento e a frequência de relâmpagos seguem tendências opostas, sugere-se que os dois parâmetros exibem uma relação inversa. Nota-se que o comportamento dos relâmpagos apresenta uma influência diurna climatológica, a transição do nascer do sol local para o máximo convectivo da tarde abrange o aquecimento da superfície e o fortalecimento da corrente ascendente que carrega umidade na fase mista, resultando em concentrações mais altas dos ingredientes produtores de relâmpagos (isto é, *graupel*, cristais de gelo e água super-resfriada) (CHONIS *et al.*, 2015). As colisões das partículas nas tempestades da tarde conduzem à formação de uma maior quantidade de relâmpagos, porém mais restritos espacialmente. Como discutido por Chronis *et al.* (2015), que analisaram a mesma base de dados, importante salientar que devido ao conjunto de dados ser temporalmente limitado, pode-se argumentar que os resultados podem não capturar toda a variabilidade meteorológica da região ou explicar todos os tipos de tempestades.

**Figura 14** - Ciclo diurno médio dos relâmpagos detectados pela rede SPLMA. São mostradas as seguintes propriedades: frequência de relâmpagos (curva em verde) altura média das fontes de VHF (curva em cinza), quantidade de fontes de VHF média por relâmpago (curva em vermelho), comprimento (curva em preto) e duração (curva em azul) médio dos relâmpagos. As linhas verticais tracejadas em cinza representam o tempo médio do nascer e do pôr do sol de cada mês, respectivamente.



## 5.2 Análise geral das características microfísicas e elétricas das tempestades

Ao todo foram rastreadas e identificadas 23 tempestades conforme exibido na Tabela 3, onde são apresentadas sua data de ocorrência, assim como seu horário de iniciação, dissipação, bem como a duração de cada uma das tempestades.

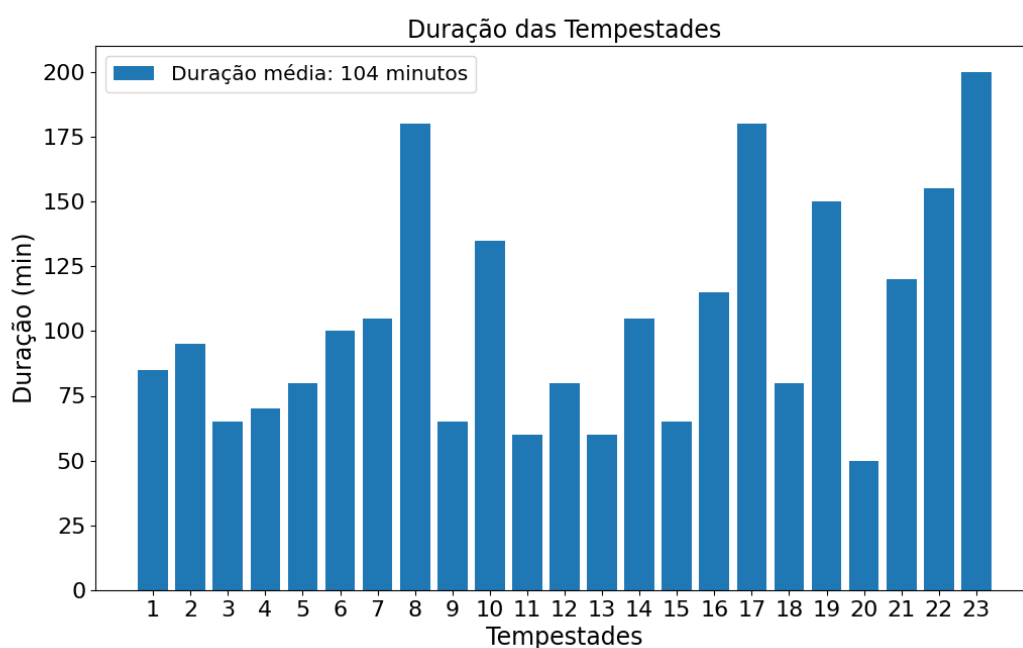
**Tabela 3** – Data, hora e minuto (UTC) da iniciação e dissipação e duração das 23 tempestades analisadas neste estudo.

	<b>Data</b>	<b>Hora Inicial</b>	<b>Hora Final</b>	<b>Duração</b>
<b>1</b>	8 de novembro	20:12	21:37	01:25
<b>2</b>	4 de dezembro	19:59	21:34	01:35
<b>3</b>	14 de dezembro	16:35	17:40	01:05
<b>4</b>	15 de dezembro	01:30	02:40	01:10
<b>5</b>	15 de dezembro	03:10	04:30	01:20
<b>6</b>	18 de dezembro	14:40	16:20	01:40
<b>7</b>	22 de dezembro	19:55	21:40	01:45
<b>8</b>	26 de dezembro	15:48	18:48	03:00
<b>9</b>	9 de janeiro	00:03	01:08	01:05
<b>10</b>	9 de janeiro	16:43	18:58	02:15
<b>11</b>	11 de janeiro	20:09	21:09	01:00
<b>12</b>	1 de fevereiro	15:44	17:04	01:20
<b>13</b>	2 de fevereiro	20:03	21:03	01:00
<b>14</b>	2 de fevereiro	19:18	21:03	01:45
<b>15</b>	4 de fevereiro	20:48	21:53	01:05
<b>16</b>	8 de fevereiro	19:09	21:04	01:55
<b>17</b>	9 de fevereiro	20:57	23:57	03:00
<b>18</b>	15 de fevereiro	16:40	18:00	01:20
<b>19</b>	17 de fevereiro	16:55	19:25	02:30
<b>20</b>	18 de fevereiro	21:32	22:22	00:50
<b>21</b>	24 de fevereiro	21:19	23:19	02:00
<b>22</b>	25 de março	18:27	21:02	02:35
<b>23</b>	25 de março	18:32	21:52	03:20

Como definido por Wallace e Hobbs (2006) e Cotton (1989), as nuvens isoladas (Cb) evoluem ao longo de seu ciclo de vida, de forma que algumas de suas propriedades físicas e

dinâmicas se modificam. Portanto, torna-se importante analisar de maneira geral os parâmetros microfísicos e os relâmpagos das 23 tempestades selecionadas. A Figura 15 mostra a distribuição de duração das tempestades. A duração média das tempestades foi de 104 minutos (mínimo de 50 minutos e máximo de 200 minutos), indicando serem tempestades de duração moderada.

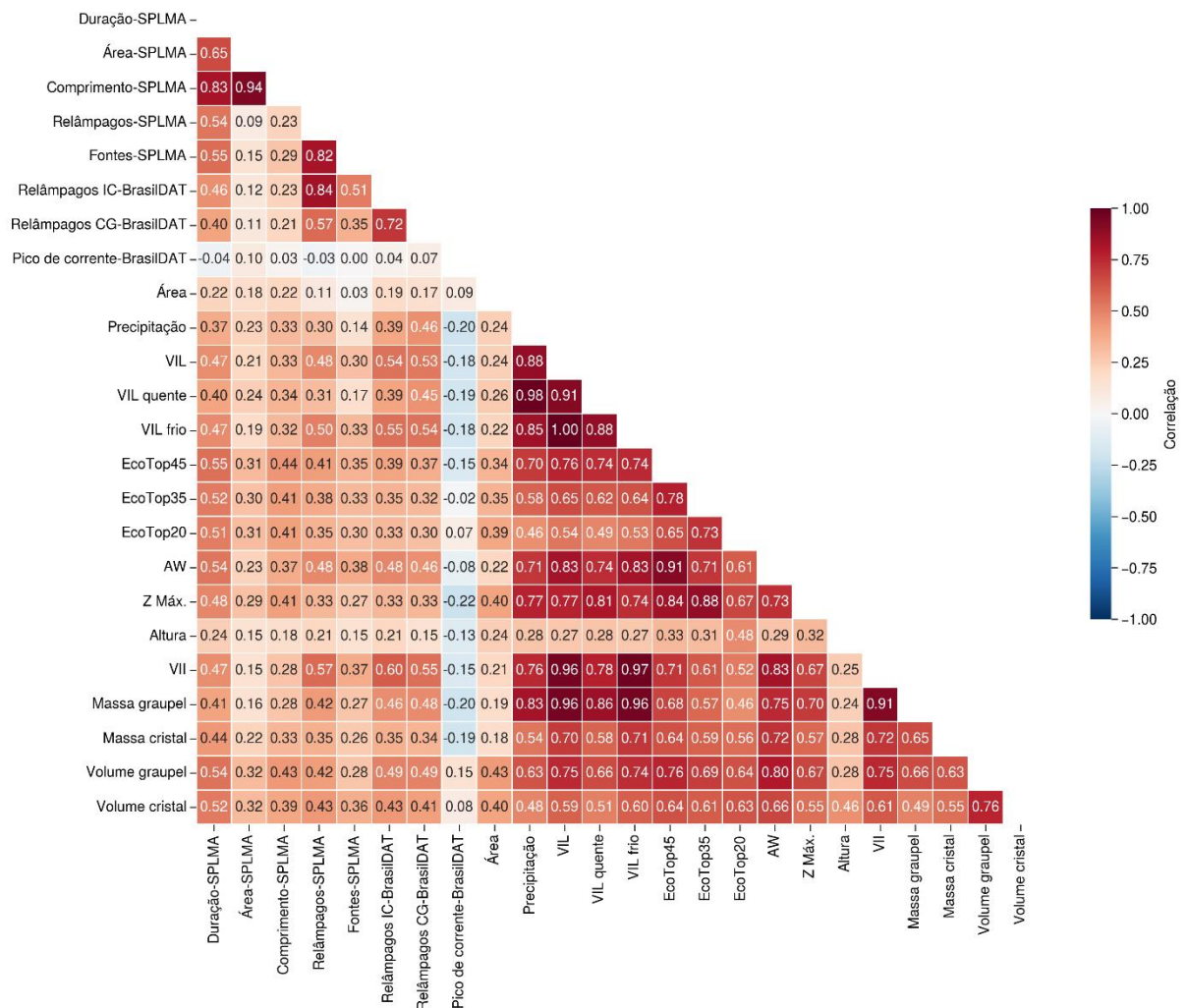
**Figura 15** – Distribuição da duração (em horas) das tempestades. O valor médio é apresentado na legenda da figura.



A seguir foi calculado o coeficiente de Pearson entre as propriedades microfísicas das tempestades e os relâmpagos. A correlação de Pearson é um método estatístico utilizado para medir a intensidade e a direção de relações lineares. A intensidade diz respeito ao grau de relacionamento entre duas variáveis. O valor da correlação pode variar entre -1 e +1, portanto, valores positivos (negativos) implicam em variáveis diretamente (inversamente) proporcionais ao mesmo tempo que valores próximos a 1 ou -1 indicam forte relação. Nesse contexto, será avaliado a relação entre as propriedades microfísicas e os relâmpagos através do mapa de calor (do inglês, *HeatMap*, Figura 16). Esta análise tem como objetivo avaliar quais propriedades microfísicas são mais bem correlacionadas com cada propriedade elétrica dos relâmpagos (frequência, duração, área, comprimento).

A duração dos relâmpagos apresentou uma melhor correlação com a propriedade microfísica Ecotop45 (0,55), enquanto a frequência de relâmpagos fornecida pela SPLMA obteve sua maior correlação com o VII (0,57). Em contrapartida, a área dos relâmpagos teve empate entre as variáveis microfísicas volume de cristal e *graupel* (0,32), enquanto as propriedades comprimento (relâmpagos) obteve a maior correlação com o ecotop45 (microfísica) e as fontes (relâmpagos) com a AW (microfísica). Em relação as propriedades dos relâmpagos da rede BrasilDAT, os relâmpagos IC e CG obtiveram maior correlação com a variável microfísica VII (0,60 e 0,55 respectivamente).

**Figura 16** - Gráfico *heatmap* mostrando a correlação de Pearson entre os parâmetros físicos das tempestades e as propriedades dos relâmpagos.



A Figura 17 apresenta as relações de dispersão entre as propriedades dos relâmpagos da rede SPLMA e as variáveis microfísicas que obtiveram a maior correlação entre si. A Figura

17a e 17d mostram a relação entre a duração e o comprimento em função do ecotop45. Tanto a duração quanto o comprimento apresentam uma relação positiva com a variável ecotop45, ou seja, quanto maior a duração/comprimento, maior a altura onde encontram-se hidrometeoros maiores. As maiores frequências de ocorrência para os topos dos ecos de 45 dBZ estão entre 5 e 6 km de altura (QUEIROZ, 2008). O eco de 45 dBZ, indica a altura que possui gotas grandes e grande refletividade e relaciona-se com fortes correntes ascendentes que podem aumentar a duração e comprimento da tempestade.

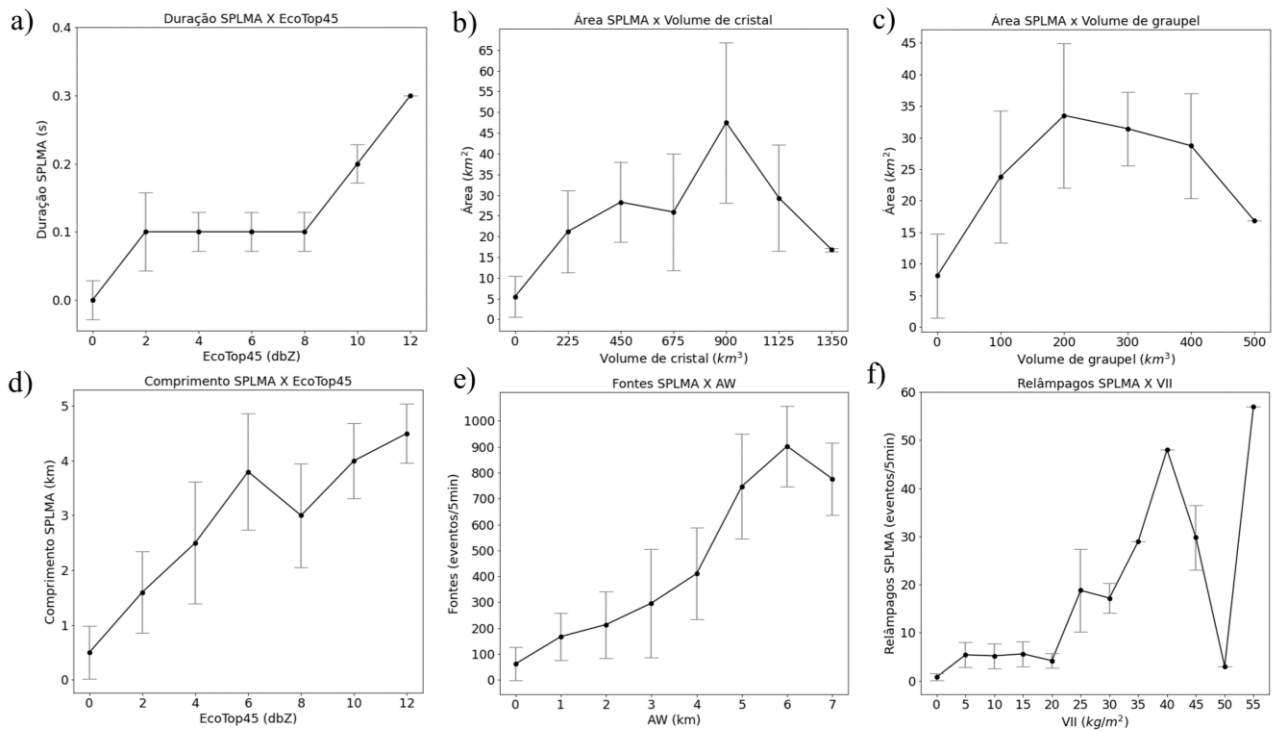
A Figura 17b e 17c apresentam a relação da área do relâmpago em função do volume de cristal e volume de *graupel*. O volume de cristal de gelo apresenta um aumento (Figura 17b), que provavelmente esteja relacionado a existência de intensas correntes ascendentes, que conduzem os cristais de gelo para toda a tempestade. A área do relâmpago atinge um pico em aproximadamente  $45 \text{ km}^2$ , e quando o volume de cristal é máximo ( $\sim 1350 \text{ km}^3$ ), a área diminui ( $\sim 15 \text{ km}^2$ ). Na Figura 17c, quando o volume atinge o valor de  $200 \text{ km}^3$  de volume de *graupel*, é quando a área atinge o seu maior valor ( $35 \text{ km}^2$ ). O *graupel* ocorre devido a colisão entre cristais de gelo (no qual crescem em relação ao tamanho e massa) e gotículas de nuvem superesfriadas, que congelam no mesmo instante (*riming*) (REINKING, 1975). As correntes ascendentes são capazes de advectar o *graupel* para alturas mais elevadas, indicando, um crescimento abrupto dos hidrometeoros dentro da região da fase mista e da fase de gelo das tempestades.

As Figuras 17e e 17f apresentam a relação entre a frequência de fontes e de relâmpagos em função das propriedades AW e VII, respectivamente. A AW representa a espessura da camada da nuvem que pode conter granizo, ou seja, reflete a disponibilidade de gelo da nuvem. Os resultados mostram que conforme a AW aumenta a frequência de fontes também aumenta; e um comportamento semelhante é observado para o VII. Esses resultados sugerem que o tamanho da região com gelo e a quantidade de gelo estão diretamente relacionados com a quantidade de relâmpagos, em conformidade com o observado na literatura (REYNOLDS *et al.*, 1957; MATTOS; MACHADO, 2011, de ABREU *et al.*, 2020).

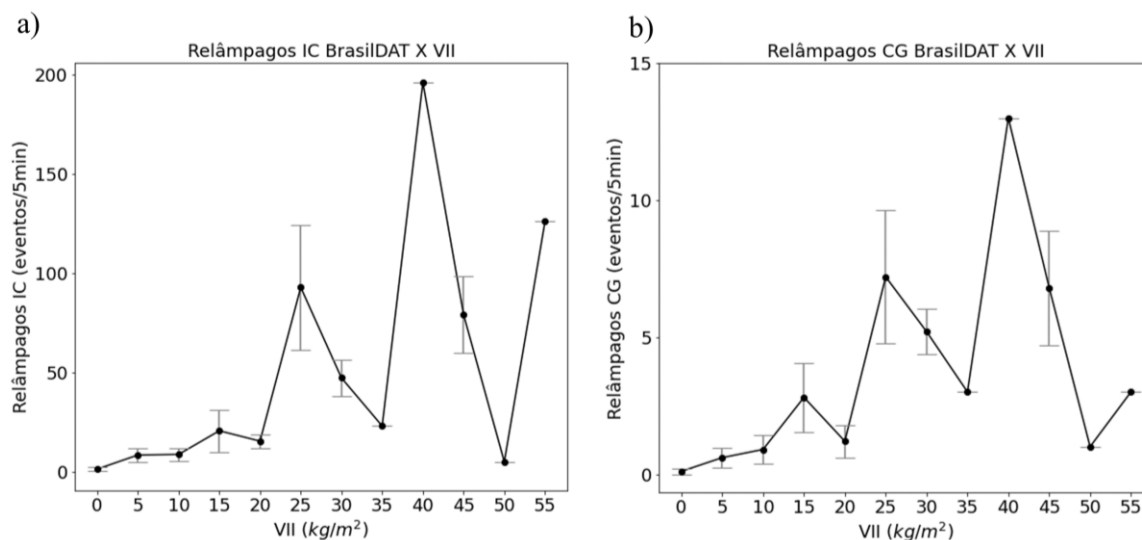
A Figura 18 apresenta as relações de dispersão entre as propriedades dos relâmpagos da rede BrasilDAT e as variáveis microfísicas que obtiveram a maior correlação entre si. A propriedade microfísica que apresentou a melhor correlação com a frequência de relâmpagos IC e CG foi o parâmetro VII. Esses resultados são consistentes com aqueles observados com os dados da rede SPLMA (Figuras 17e e f), reforçando a hipótese que o conteúdo de gelo é um dos fatores fundamentais para a formação dos relâmpagos. Como a produção de hidrometeoros e aumento de massa total de gelo dos sistemas precipitantes está relacionado às correntes

ascendentes, o aumento/decrécimo do VII sugere fortalecimento/enfraquecimento da corrente ascendente. Ou seja, a diminuição do VII pode estar relacionada ao aumento das correntes descendentes no início da fase de dissipação das tempestades. A produção de hidrometeoros indica o fortalecimento das correntes ascendentes necessárias para manter as partículas de maior massa de gelo e água no interior da nuvem e impedir que precipitem.

**Figura 17** - Relação de dispersão entre: a) duração dos relâmpagos e o Eco Top de 45 dBZ, b) área dos relâmpagos e volume de cristal, c) área dos relâmpagos e volume de *graupel*, d) comprimento dos relâmpagos e Eco Top de 45 dBZ, e) quantidade de fontes dos relâmpagos e Altura do Waldvogel (AW), f) quantidade de relâmpagos e *Vertically Integrated Ice* (VII). Os dados de relâmpagos utilizados são provenientes da rede SPLMA.



**Figura 18** - Relação de dispersão entre a quantidade de relâmpagos: a) IC e *Vertically Integrated Ice* (VII) e b) CG e *Vertically Integrated Ice* (VII). Os dados de relâmpagos utilizados são provenientes da rede BrasilDAT.



### 5.3 Análise do ciclo de vida das tempestades

Nesta etapa foi avaliado como a microfísica e as propriedades dos relâmpagos das tempestades evoluem ao longo do ciclo de vida das tempestades. Essa análise é importante pois pode indicar em quais momentos do ciclo de vida dos sistemas precipitantes são produzidos os maiores valores das propriedades dos relâmpagos e da microfísica. Para tanto, o ciclo de vida dos sistemas precipitantes foi dividido em cinco etapas: 1) primeiro eco do radar (iniciação), 2) tempo intermediário entre o primeiro eco do radar e a maturação, 3) o tempo em que a área da tempestade atinge o seu máximo (maturação), 4) tempo intermediário entre a maturação e a dissipação e 5) dissipação (Figura 19).

A Figura 19 apresenta a evolução do ciclo de vida das propriedades dos relâmpagos fornecidos pela rede SPLMA (quantidade de relâmpagos e fontes, duração, área – Figura 19a), da BrasilDAT (quantidade de relâmpagos IC e CG, pico de corrente – Figura 19b) e a microfísica da tempestade (massa de cristal, volume de cristal, massa de *graupel*; volume de *graupel* – Figura 19c), desde seu nascimento até sua dissipação. Os valores de cada variável em cada momento do ciclo de vida é a média das 23 tempestades.

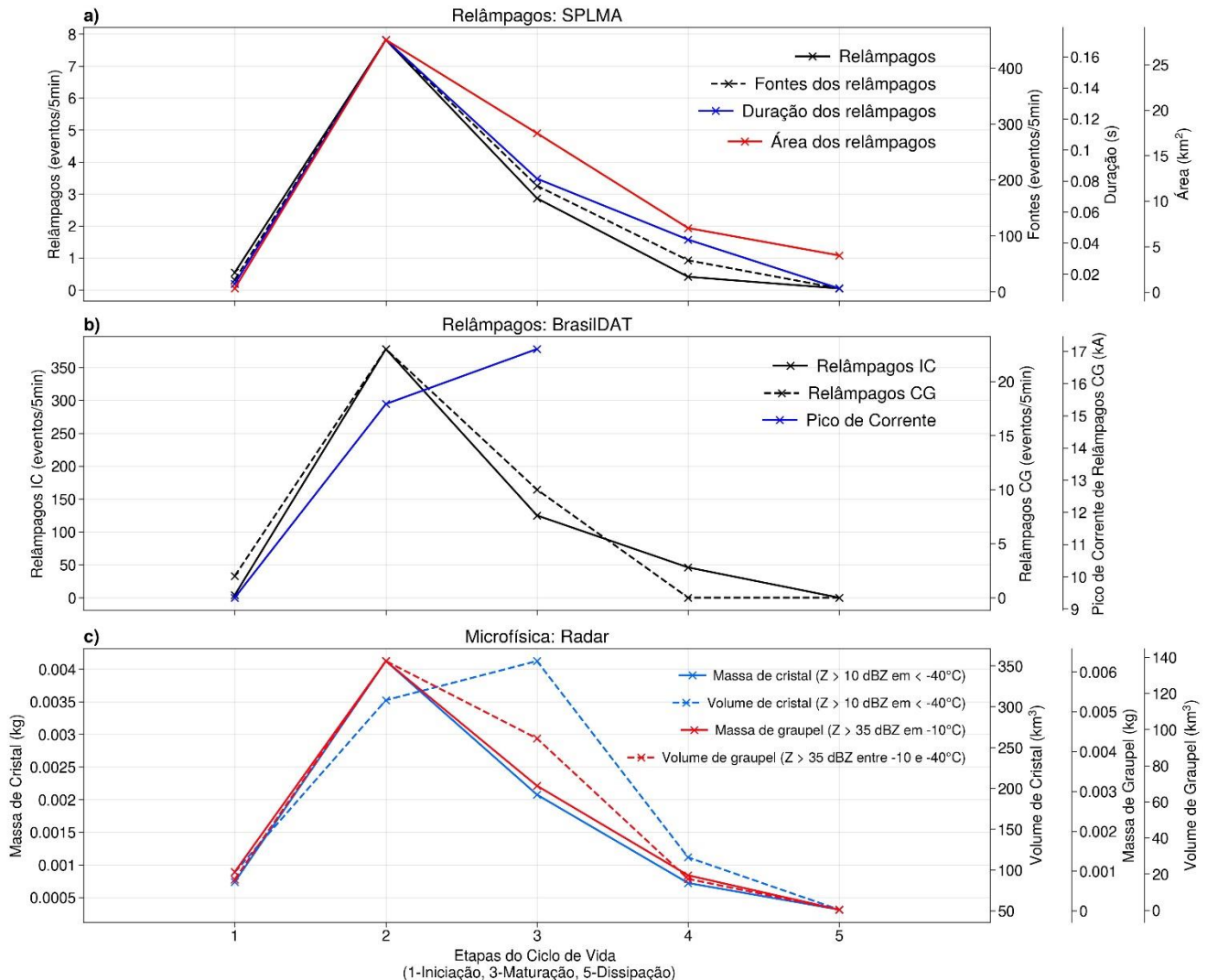
Os resultados mostram que as tempestades começam a apresentar relâmpagos na fase 1 do seu ciclo de vida, e aumentam até atingir seu pico na fase entre a iniciação e a maturação, apresentando aproximadamente uma média de 8 relâmpagos para a rede SPLMA e aproximadamente 370 relâmpagos IC e 24 relâmpagos CG para a rede BrasilDAT.

Comportamento semelhante aos resultados supracitados é observado em relação a frequência de fontes, área e duração. Nota-se que esses parâmetros aumentam desde o início da tempestade e atingem seu máximo na fase 2, ultrapassando os valores de 400 fontes, 0,16 s de duração e uma área de 25 km<sup>2</sup>, respectivamente. Após o pico na fase 2, os valores das variáveis citadas anteriormente decrescem durante seu ciclo de vida até dissipação das tempestades. Em contrapartida, o pico de corrente dos relâmpagos fornecido pela rede BrasilDAT atinge seu pico na fase 3 (maturação); e observa-se que o período da tempestade com maior ocorrência de relâmpagos não coincide com o período que apresenta os maiores picos de corrente. Ribeiro (2023) também documentou valores maiores de pio de corrente ocorrendo após a maturação de tempestades monitoradas por satélite.

Na Figura 19c, nota-se que a massa de *graupel*, volume de *graupel* e massa de cristal seguem o mesmo comportamento das variáveis citadas anteriormente (exceção do pico de corrente), ou seja, máximos valores na fase 2 (0,006 kg; 140 km<sup>3</sup>; 0,004 kg) e decrescendo seus valores até a dissipação das tempestades. Adicionalmente, observa-se que a massa de cristal de gelo tem um aumento expressivo durante o início da tempestade, depois começa a decrescer. Isso ocorre provavelmente devido as intensas correntes ascendentes, que conduzem os cristais de gelo para toda a tempestade, e em seguida começam a descender pois não há mais a atuação eficiente de um mecanismo físico que sustente esses cristais de gelo suspensos.

A exceção da Figura 19c, é o volume de cristal, que atinge seu máximo valor na fase de maturação. Relacionando a microfísica com as propriedades dos relâmpagos, destaca-se que o pico da taxa de relâmpagos (Figura 19a), ocorre na mesma fase do aumento dos hidrometeoros (Figura 19b). A explicação física reside no fato que correntes ascendentes promovem o choque e a separação de cargas elétricas nos hidrometeoros glaciados (*graupel* e cristais de gelo) gerando um pico nas taxas de relâmpagos (WILLIAMS *et al.*, 1999). Isso se deve ao fato, que um aumento na quantidade de cristal de gelo dentro da nuvem, aumenta a taxa de colisões entre as partículas de gelo, aumentando assim a probabilidade de ocorrência de relâmpagos. Caso o *graupel* comece a decrescer, os relâmpagos conseqüentemente diminuem.

**Figura 19** – Ciclo de vida da: a) quantidade de relâmpagos (eventos/5min), fontes(eventos /5min), duração (s) e área (km<sup>2</sup>) dos relâmpagos da rede SPLMA; b) relâmpagos IC (eventos /5min), relâmpagos CG (eventos /5min) e pico de corrente (kA) dos relâmpagos da rede BrasilDAT; c) massa de cristal (kg), volume de cristal (km<sup>3</sup>), massa de *graupel* (kg) e volume de *graupel* (km<sup>3</sup>) durante as etapas do ciclo de vida de 1) iniciação, 2) tempo intermediário entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação.



A Figura 20 apresenta a evolução do ciclo de vida das propriedades microfísicas das tempestades através dos dados de radar desde seu nascimento até sua dissipação: Figura 20a: VIL, VIL quente, VIL frio, VII; Figura 20b: Área, Refletividade Máxima, Altura da refletividade máxima; Figura 20c: EcoTop20dBZ, EcoTop35dBZ, EcoTop45dBZ. Os valores de cada variável em cada momento do ciclo de vida é a média das 23 tempestades.

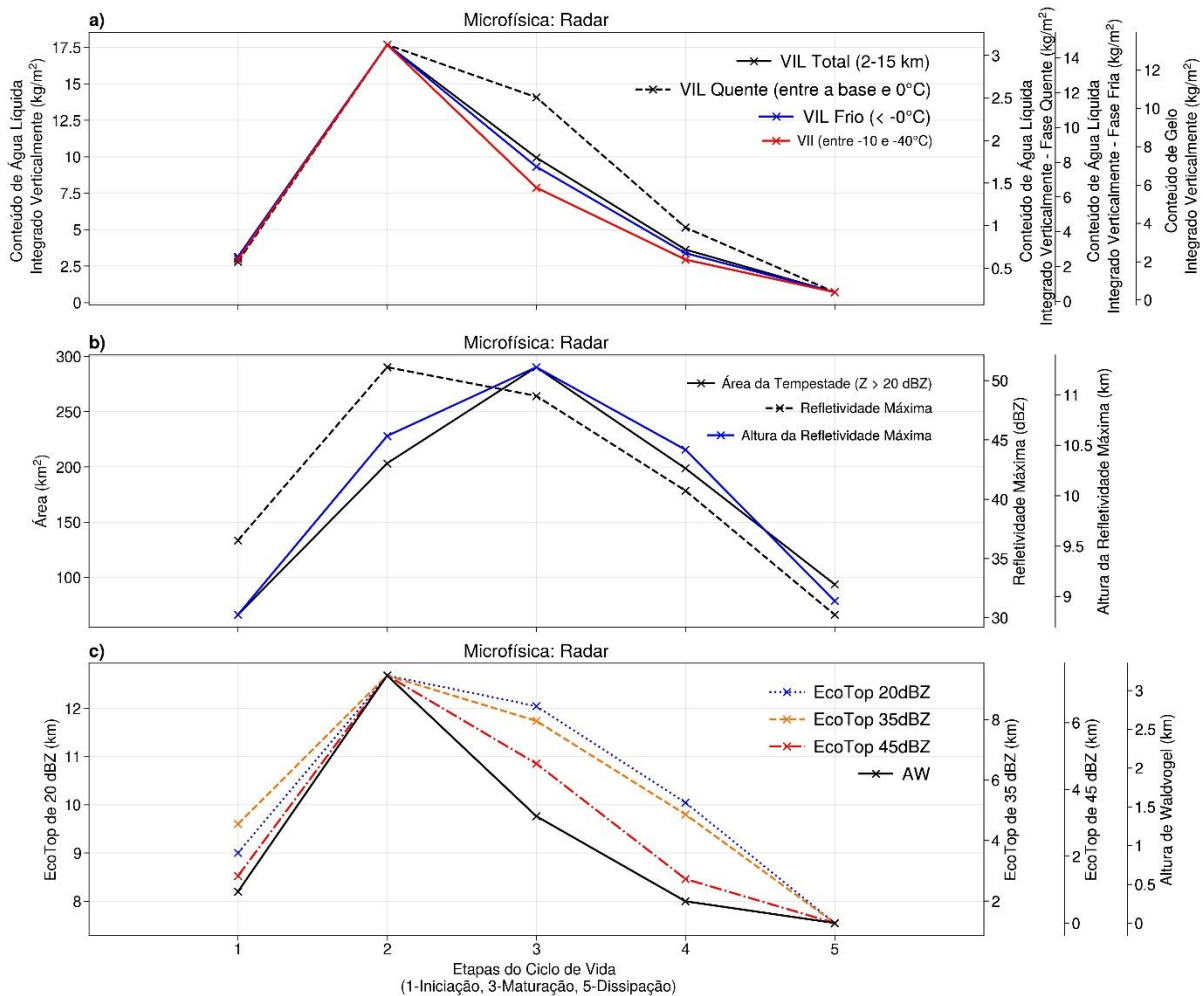
Nota-se na Figura 20a, que tanto as variáveis VIL (VIL, VIL quente e frio), quanto o VII apresentam seu máximo valor na fase entre a iniciação e a maturação. A variação nos valores de VIL e VII ao longo do ciclo de vida das tempestades, indica um rápido aumento na

disponibilidade de água líquida e gelo, o que colabora para a formação dos hidrometeoros (Figura 19c).

Na Figura 20b e 20c destaca-se novamente a fase 2, onde os valores de refletividade máxima ( $>50$  dBZ), EcoTop20dBZ ( $\sim 13$  km), EcoTop35dBZ (aproximadamente 9 km), EcoTop45dBZ (aproximadamente 7 km) apresentam seus maiores valores, já o parâmetro AW que é a espessura da camada com gelo, seu máximo valor é encontrado na altura de aproximadamente 3 km. A altura da nuvem encontra seu maior valor em 13 km, indicada pela variável EcoTop20dBZ, em concordância com a Figura 20b onde é observado que a altura da refletividade máxima se encontra em altura semelhante ( $\sim 12$  km). Em consistência, Zhao *et al.* (2021) e Utsav *et al.* (2022) constataram que para tempestades com relâmpagos, o tempo intermediário entre o primeiro eco do radar e o primeiro relâmpago ocorrido, a altitude atinge valores acima de 8 km (isoterma de  $-20$  °C) e o primeiro relâmpago ultrapassa a camada dos 10 km.

Um destaque para a Figura 20b é a área ( $\sim 280$  km<sup>2</sup>) e a altura máxima ( $\sim 12$  km) atingirem seu máximo valor na fase 3 (maturação), diferentemente das demais variáveis. De fato, esse é o momento da maturação, momento no qual é atingido o máximo tamanho da tempestade. Os resultados concordam com o estudo de Hayashi, Nakaike e Fujibe (2021) que encontraram uma média de 234,2 km<sup>2</sup> para tempestades eletrificadas. Todas as quatro variáveis da Figura 20c, possuem semelhantemente o mesmo comportamento, ou seja, no início do ciclo de vida atingem seu pico entre a iniciação e a maturação e os valores diminuem até o momento da dissipação da tempestade.

**Figura 20** - Ciclo de vida das variáveis: a) VIL Total ( $\text{km}/\text{m}^2$ ), VIL Quente ( $\text{km}/\text{m}^2$ ), VIL Frio ( $\text{km}/\text{m}^2$ ) e VII ( $\text{km}/\text{m}^2$ ); b) área da tempestade ( $\text{km}^2$ ), refletividade máxima (dBZ) e altura da refletividade máxima (km); c) EcoTop20dBZ (km), EcoTop35dBZ (km), EcoTop45dBZ (km) e AW (km) durante as etapas do ciclo de vida de 1) iniciação, 2) tempo intermediário entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação.



A Tabela 4 apresenta os valores de desvio padrão de cada variável em diferentes momentos ao longo do ciclo de vida, em que foi calculado com base nas 23 tempestades rastreadas. O desvio padrão é uma medida estatística que indica o quanto os valores de uma determinada variável se afastam da média. Quanto maior o desvio padrão, maior é a variação dos valores da variável em relação à média, e quanto menor, menor é essa variação. Nesse sentido, ao analisar os valores de desvio padrão para as 23 tempestades, pode-se avaliar como essas variáveis variam entre as tempestades. Grande parte das variáveis apresentam seu máximo valor na fase entre a iniciação e a maturação, o que também foi visto anteriormente pela média, ou seja, no momento que ocorrem os maiores valores, é também quando as tempestades mais variam entre si. A área dos relâmpagos e da tempestade, apresentam seu maior desvio padrão

na maturação, o mesmo ocorre para o pico de corrente e volume de cristal. Em geral, o desvio padrão é uma medida importante para avaliar a variabilidade dos dados em um conjunto de observações, que permite entender como os valores se distribuem em torno da média e como as variáveis variam entre as tempestades.

**Tabela 4** – Valores do desvio padrão das propriedades microfísicas e elétricas das tempestades durante as etapas do ciclo de vida: 1) iniciação, 2) tempo intermediário entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação.

	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>Unidade</b>
<b>Relâmpagos SPLMA</b>	2,10	13,19	5,72	1,47	0,21	#
<b>Fontes SPLMA</b>	88,90	631,30	330,09	215,31	26,45	#
<b>Duração SPLMA</b>	0,04	0,12	0,11	0,11	0,05	s
<b>Área SPLMA</b>	1,25	28,85	36,67	18,66	18,44	km <sup>2</sup>
<b>Relâmpagos IC</b>	4,00	378,00	125,00	46,00	0,00	#
<b>Relâmpagos CG</b>	2,00	23,00	10,00	0,00	0,00	#
<b>Pico de Corrente</b>	0,05	6,40	6,52			kA
<b>Massa de graupel</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	kg/m <sup>2</sup>
<b>Massa de cristal</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	g/m <sup>3</sup> ou kg/m <sup>2</sup>
<b>Volume de graupel</b>	17,00	137,91	95,05	17,27	0,27	Km <sup>3</sup>
<b>Volume de cristal</b>	97,27	307,91	355,82	115,45	51,45	Km <sup>3</sup>
<b>VIL Total</b>	2,95	16,02	8,92	6,58	0,44	kg/m <sup>2</sup>
<b>VIL Quente</b>	0,52	2,44	2,04	1,16	0,16	kg/m <sup>2</sup>
<b>VIL Frio</b>	2,60	13,66	7,36	5,45	0,31	kg/m <sup>2</sup>
<b>VII</b>	2,36	12,81	7,04	5,11	0,29	kg/m <sup>2</sup>
<b>Área da Tempestade</b>	56,50	102,45	146,63	86,84	80,90	km <sup>2</sup>
<b>Refletividade Máxima</b>	9,39	7,21	6,39	6,10	6,18	km <sup>2</sup>
<b>Altura da Refletividade Máxima</b>	2,27	1,47	1,93	2,08	2,64	km
<b>EcoTop 20dBZ</b>	3,44	1,74	1,97	2,08	3,06	km
<b>EcoTop 35dBZ</b>	3,79	2,68	2,50	2,67	2,18	km
<b>EcoTop 45dBZ</b>	2,64	2,31	2,91	2,49	0,00	km
<b>AW</b>	0,88	1,79	1,49	1,16	0,00	km

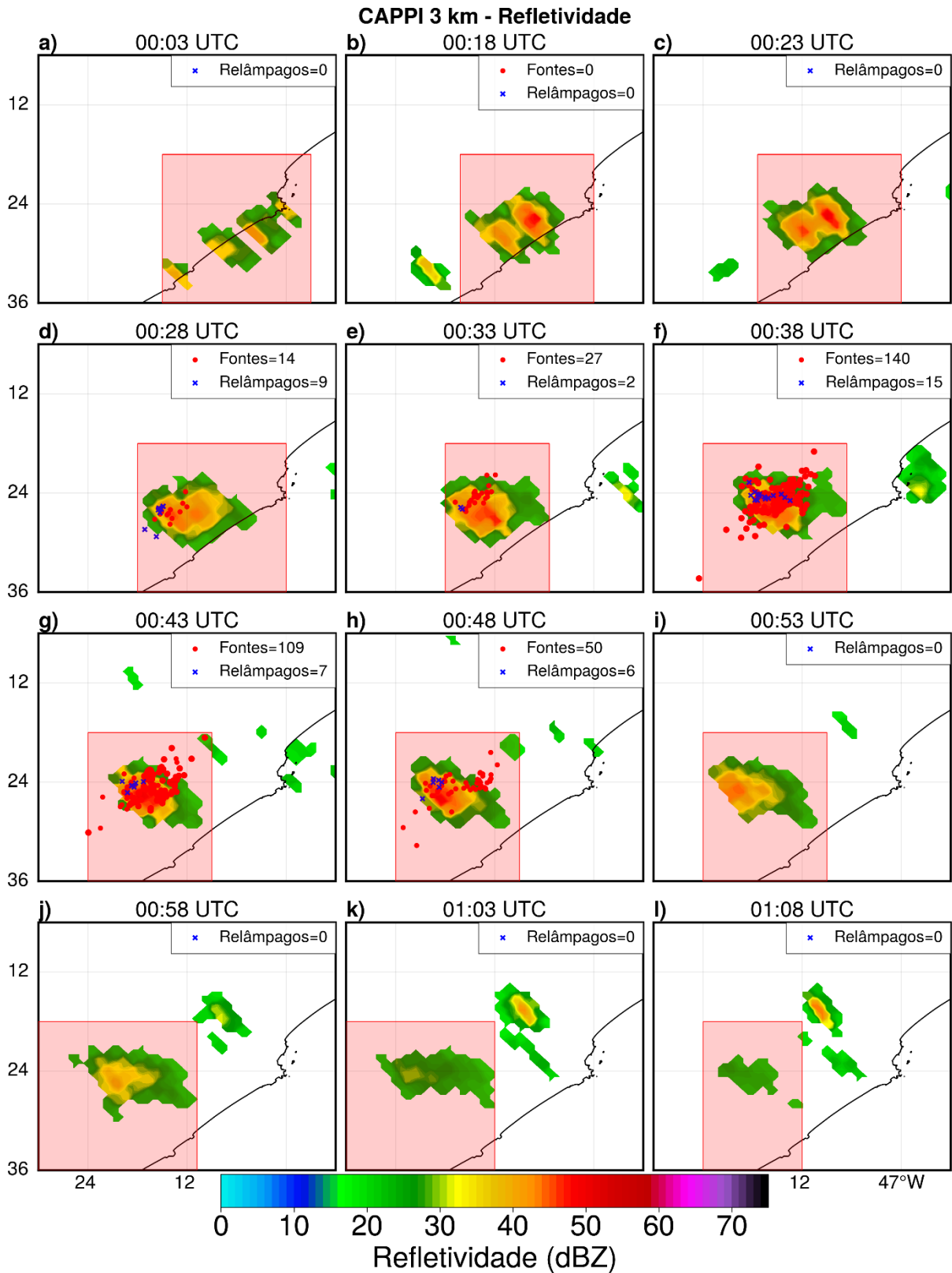
## 5.4 Análise de estudo de caso

### 5.4.1 Tempestade com poucos relâmpagos

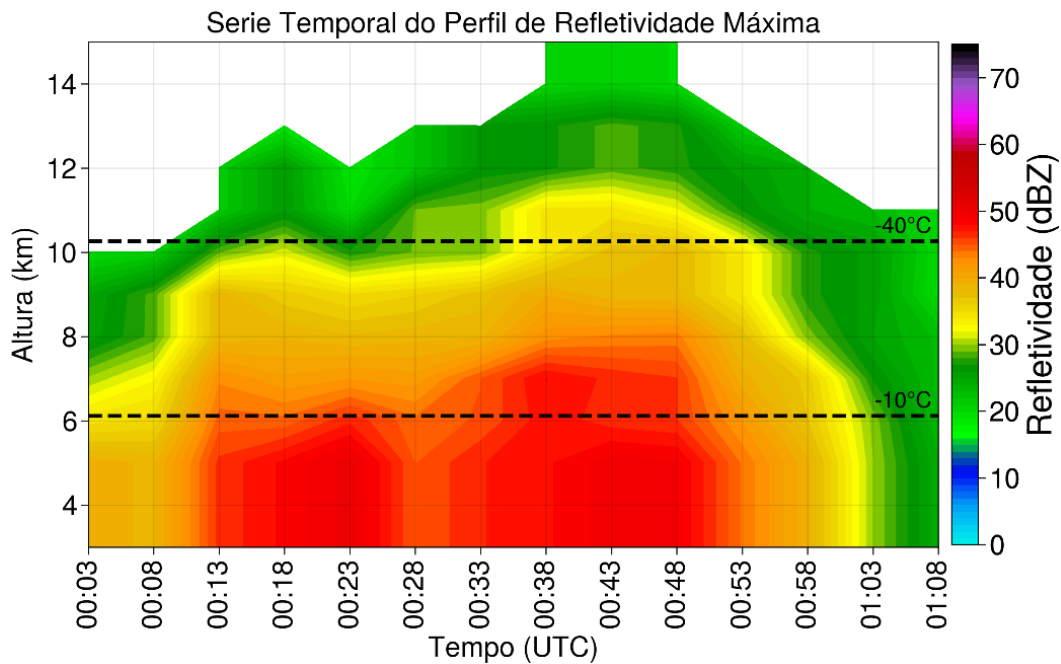
As propriedades físicas, dinâmicas e microfísica de tempestades com diferentes quantidades de relâmpagos normalmente se comportam de maneira diferente ao longo do ciclo de vida (MATTOS *et al.*, 2016; VOORMANSIK *et al.*, 2017; BANG; ZIPSER, 2019). Sendo assim, torna-se importante analisar em maiores detalhes o caso de duas tempestades: i) poucos relâmpagos e ii) muitos relâmpagos. Importante salientar que a escolha da tempestade com pouco e muito relâmpagos é em relação a base de dados das 23 tempestades identificadas nesse estudo. A tempestade escolhida com poucos relâmpagos ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012 entre 00:13 e 01:08 UTC, apresentando uma duração de aproximadamente 55 minutos. A Figura 21 mostra o rastreamento da tempestade através de imagens sequenciais de CAPPI de 3 km de refletividade desde a iniciação até o momento da dissipação. Nota-se que a tempestade é bastante compacta e isolada, apresentando um núcleo convectivo intenso (~ 50 dBZ) entre as 00:38 e 00:48 UTC, momentos que coincidem com a ocorrência de maior quantidade de relâmpagos durante seu ciclo de vida.

A Figura 22 apresenta a evolução da refletividade máxima para cada nível de altura. Aproximadamente entre 00:13 e 00:53 UTC observa-se a presença de um núcleo apresentando as maiores refletividades (>50 dBZ). Esse núcleo ultrapassa a camada de 7 km de altura e está localizado próximo a isoterma de -10°C, indicando a existência de partículas de grandes dimensões nessa região. Esse nível de -10°C normalmente representa o local que as cargas elétricas negativas residem (WU *et al.*, 2015).

**Figura 21** – CAPPI de 3 km de altura de refletividade para uma tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012 das 00:03 às 01:08 UTC. Relâmpagos (intra-nuvem + nuvem-solo) da rede BrasilDAT estão representados por x na cor azul, enquanto as fontes de *Very High Frequency* (VHF) dos relâmpagos da rede SPLMA são representados por pontos na cor vermelha.

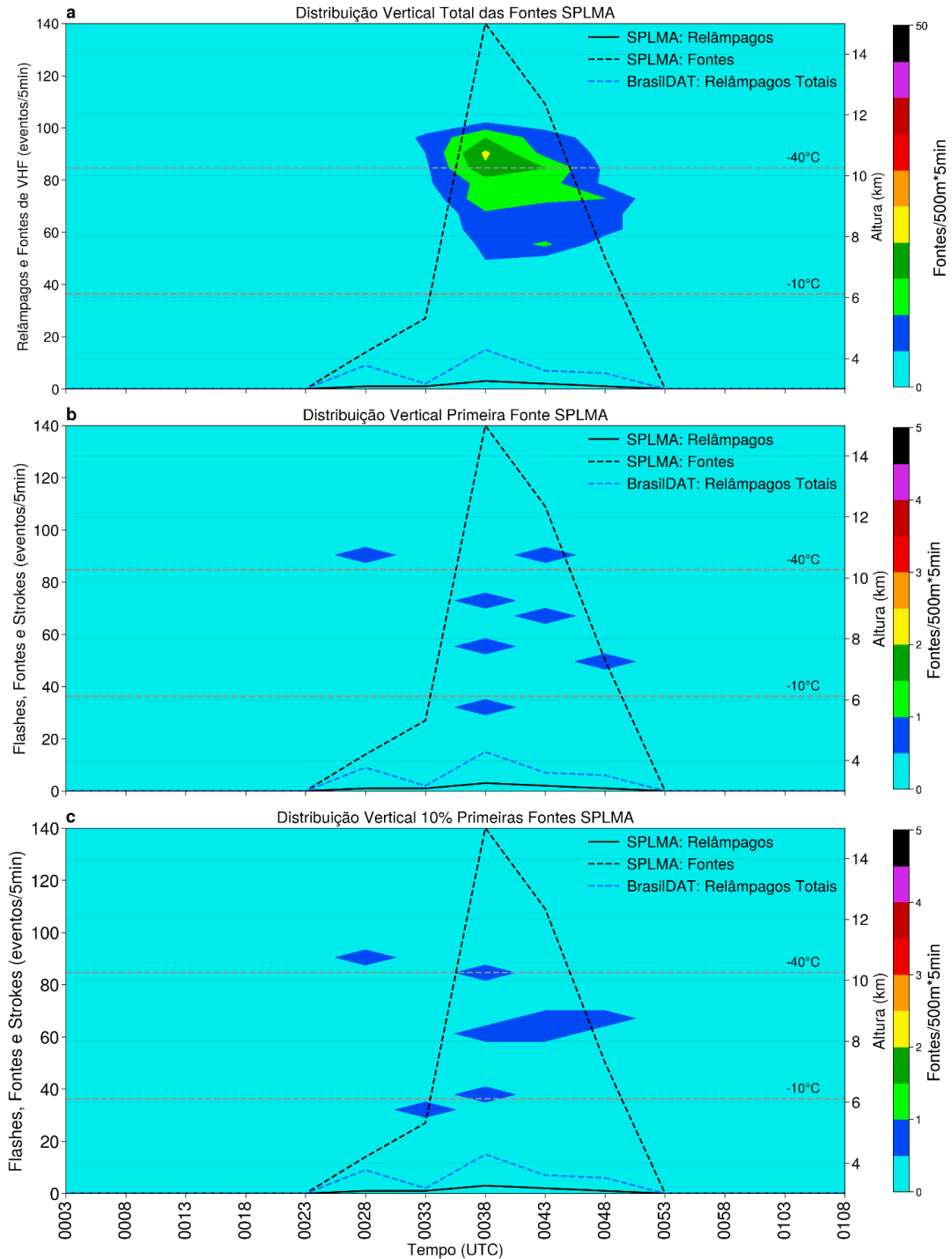


**Figura 22** - Série temporal do perfil de refletividade máxima para a tempestade que ocorreu no 9 de janeiro de 2012 das 00:13 às 01:08 UTC.



A evolução da estrutura de cargas elétricas da tempestade é apresentada na Figura 23. Nota-se que a partir das 00:23 UTC é o momento do aparecimento das primeiras fontes e relâmpagos, seu pico ocorre aproximadamente às 00:38 UTC, com aproximadamente 140 fontes da rede SPLMA (linha tracejada preta) e 12 relâmpagos totais da rede BrasilDAT (linha tracejada na cor azul) e ocorre o decaimento no horário das 00:53 UTC. Ao analisar a figura observa-se uma região de destaque em relação a densidade de fontes de VHF ocorrendo próximo de 10 km de altura ( $-40^{\circ}\text{C}$ ) (Figura 23a), indicando dessa forma um centro positivo de cargas elétricas (BRUNING *et al.*, 2007; SARAIVA *et al.*, 2014). Esta observação sugere a existência de uma distribuição de cargas dipolar (SIMPSON, 1909; WILSON, 1916); sendo um centro de cargas positivas no topo da nuvem e outro negativo em médios níveis.

**Figura 23** - Evolução da distribuição vertical de fontes de VHF da tempestade do dia 9 de janeiro de 2012. (a) distribuição total das fontes SPLMA. (b) distribuição vertical da primeira fonte SPLMA. (c) distribuição vertical 10% primeiras fontes SPLMA. São mostrados também os relâmpagos da rede SPLMA (ocorrências/5min, linha contínua preta), fontes de *Very High Frequency* (VHF) (ocorrências/5min, linha tracejada preta) e relâmpagos totais (intranuvem + nuvem-solo) da rede BrasilDAT (ocorrências/5 min, linha tracejada azul). A região colorida indica a ocorrência de fontes de VHF para cada horário e nível de altura. A resolução espacial vertical utilizada foi de 500 m.



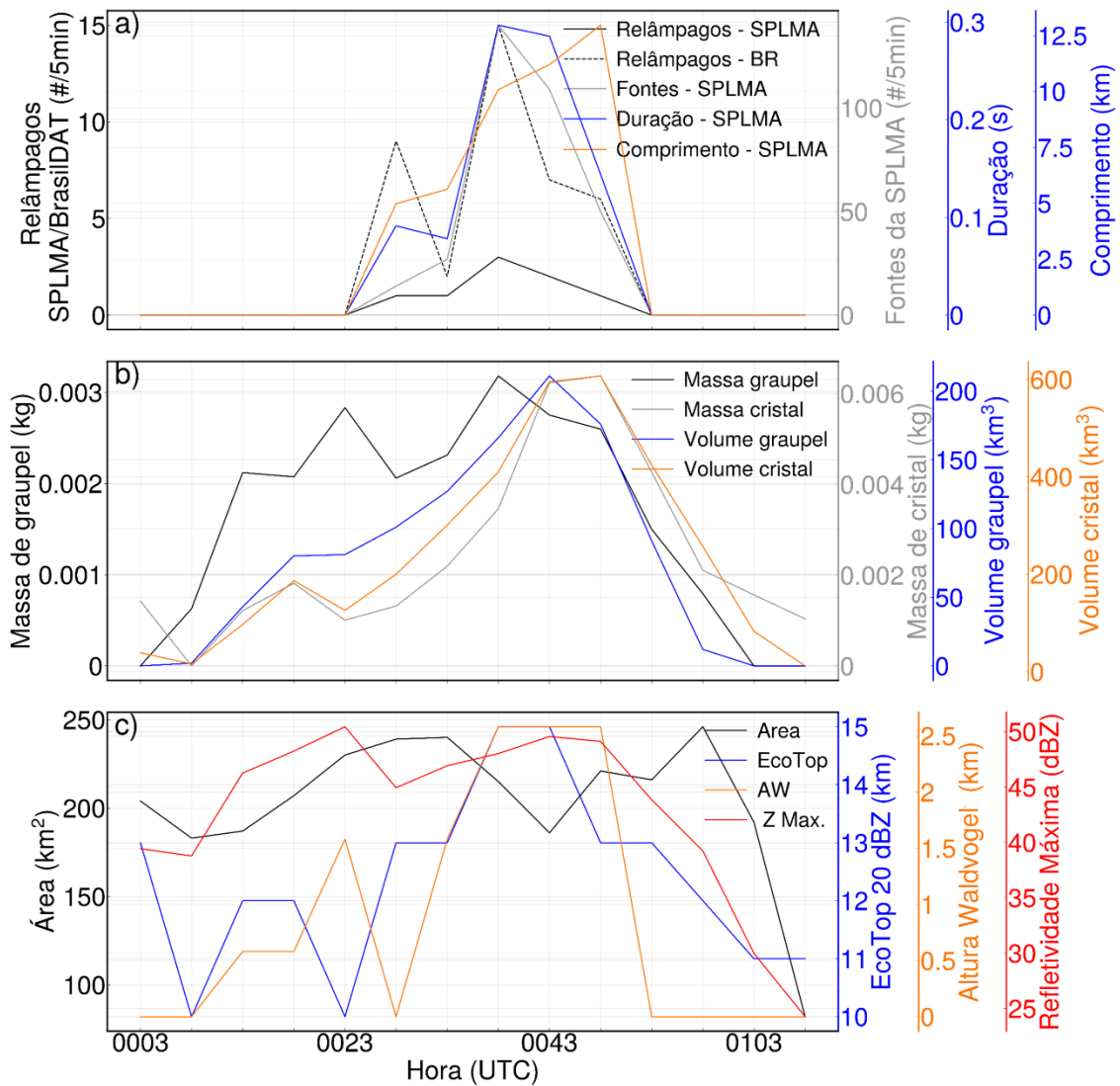
A evolução temporal das propriedades microfísicas e elétricas da tempestade é apresentada na Figura 24. Aproximadamente às 00:23 UTC as redes de detecção de relâmpagos

(SPLMA e BrasilDAT) começam a identificar os primeiros relâmpagos (Figura 24a), no qual atinge valores máximos às 00:38 UTC (15 relâmpagos: BrasilDAT; 3 relâmpagos: SPLMA). As fontes de VHF apresentam um comportamento similar, atingindo seu pico também às 00:38 UTC, sendo registrado 140 fontes de VHF. Em relação aos parâmetros, comprimento e duração dos relâmpagos, eles seguem a mesma tendência durante o ciclo de vida da tempestade. Porém, a duração dos relâmpagos atinge seu valor máximo (0,3 segundos) no mesmo horário (00:38 UTC) dos valores máximos da quantidade de relâmpagos, enquanto o comprimento máximo é observado às 00:48 UTC ( $\pm 13$  km), nesse momento ocorre também a diminuição da taxa de relâmpagos. Esses resultados estão em concordância com Chronis *et al.* (2015), que observaram uma diminuição no comprimento dos relâmpagos no momento que a sua frequência aumenta.

Em relação a Figura 24b, nota-se que as variáveis seguem o mesmo comportamento do gráfico anterior, atingindo valores máximos entre às 00:43 e 00:48 UTC, e depois os valores começam a decrescer até sua dissipação. O volume de *graupel* (linha contínua azul), volume de cristal (linha contínua laranja) e a massa de cristal (linha contínua cinza) apresentam valores crescentes a partir das 00:08 UTC. Os valores máximos foram: volume de *graupel* 211 km<sup>3</sup>; volume de cristal 607 km<sup>3</sup> e a massa de *graupel* 0,003 kg. Comparando as Figuras 24a e Figura 24b observa-se que o pico da taxa de relâmpagos ocorre antes do momento em que houve um aumento dos hidrometeoros. Em consistência, Carey e Rutledge (1996) correlacionaram o volume de *graupel* com a taxa de relâmpagos IC, ambos apresentaram um aumento exponencial durante os estágios iniciais das tempestades. O aumento desses hidrometeoros dentro da nuvem faz com que aumente a taxa de colisões entre as partículas de gelo, intensificando a probabilidade de ocorrência de relâmpagos. Outro fator importante a ser ressaltado é que, quando a duração e o comprimento (Figura 24a) alcançam valores altos na fase de dissipação, nota-se um decréscimo das variáveis da Figura 24b. Esse mesmo comportamento foi notado no trabalho de Mecikalski, *et al.* (2015). Provavelmente nesse momento a parte estratiforme das tempestades esteja mais desenvolvida, propiciando aos relâmpagos propagarem a distâncias maiores.

A Figura 24c apresenta as variáveis área (linha preta contínua), EcoTop 20dBZ (linha azul contínua), altura de Waldvogel (AW; linha laranja contínua) e a refletividade máxima (linha vermelha contínua). Essa variável atingiu o valor máximo próximo de 15 km de altura às 00:43 UTC. A área da tempestade atinge o seu máximo valor às 00:58 UTC (246 km<sup>2</sup>), quase na etapa da dissipação da nuvem. A AW e a refletividade máxima apresentam um comportamento semelhante ao longo do ciclo de vida, atingindo seus valores máximos entre 00:38 e 00:48 UTC.

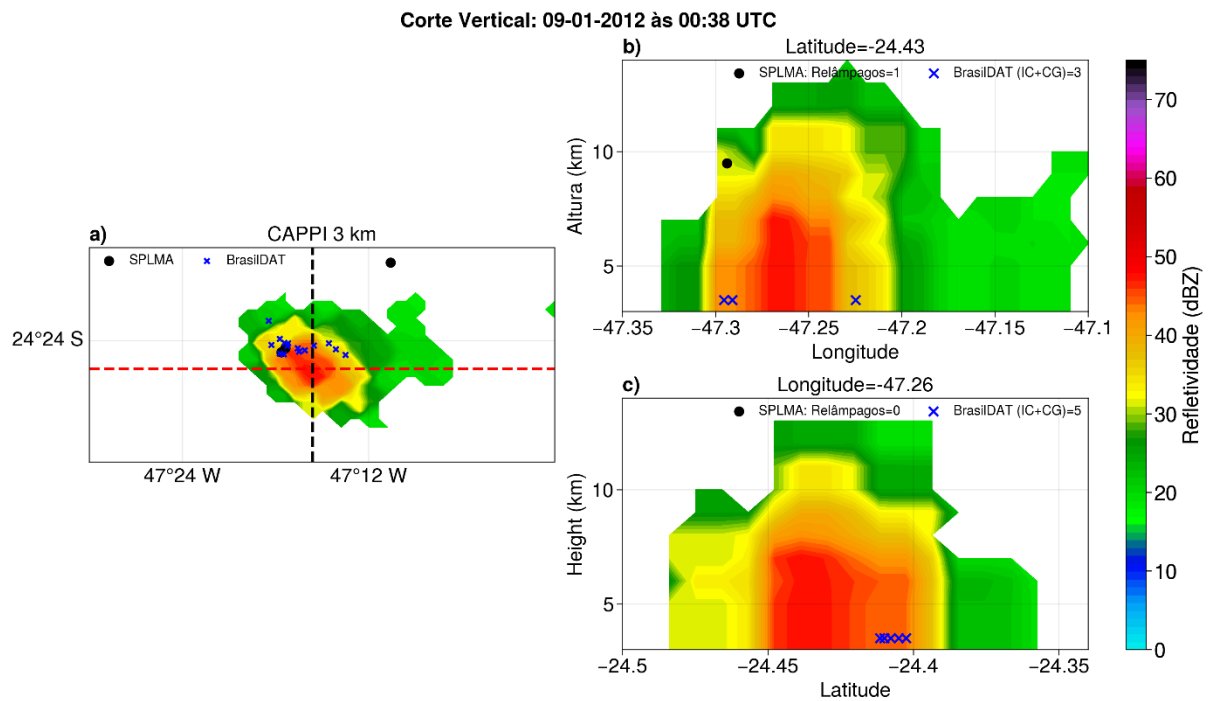
**Figura 24** - Ciclo de vida da tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012. (a) relâmpagos da rede SPLMA (ocorrência a cada 5 minutos, linha contínua preta), relâmpagos da rede BrasilDAT (ocorrência a cada 5 minutos, linha tracejada preta), fontes de *Very High Frequency* (VHF) (ocorrência a cada 5 minutos, linha contínua cinza), duração (em segundos, linha contínua azul) e comprimento dos relâmpagos fornecidos pela rede SPLMA (km, linha contínua laranja). (b) Massa de *graupel* (kg, linha contínua preta), massa cristal (kg, linha contínua cinza), volume de *graupel* (km<sup>3</sup>, linha contínua azul) e volume de cristal de gelo (km<sup>3</sup>, linha contínua laranja). (c) Área (km<sup>2</sup>, linha contínua preta), ecotop (km, linha contínua azul), Altura de Waldvogel (WW, km, linha contínua laranja) e refletividade máxima (dBZ, linha contínua vermelho).



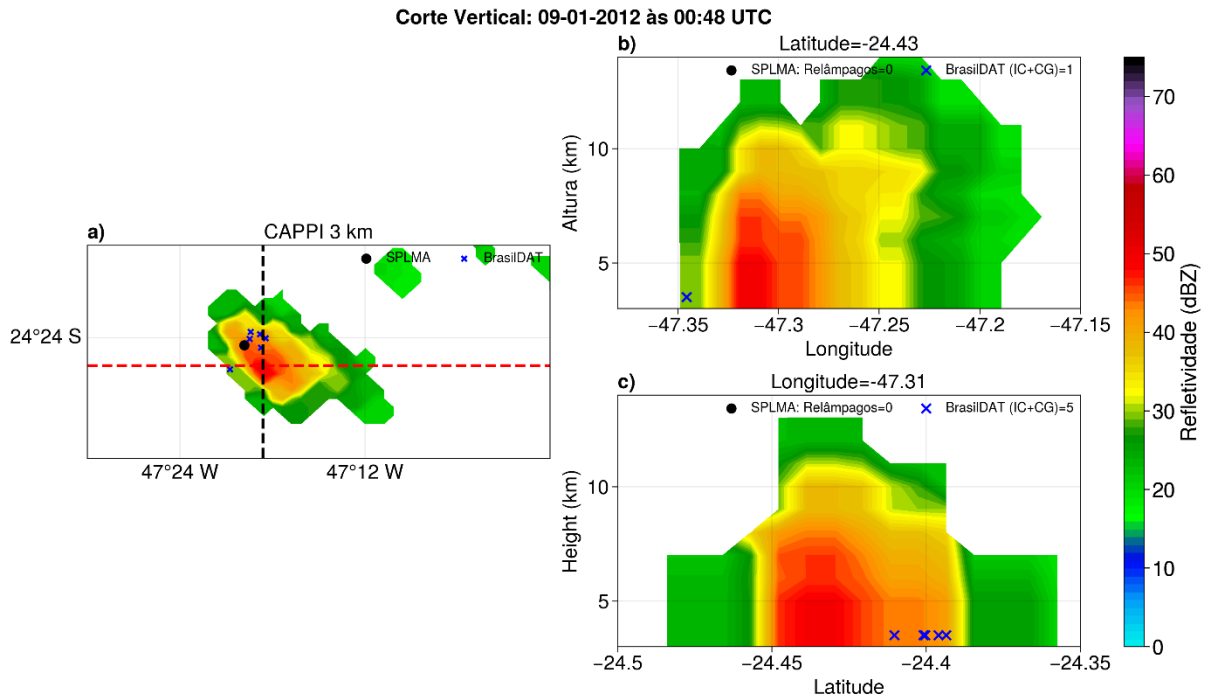
Com o objetivo de analisar a estrutura vertical interna da tempestade foi realizado seções verticais em latitude e longitude da tempestade no horário de máxima (00:38 UTC) ocorrência de relâmpagos registrados pelos rede SPLMA (Figura 25) e do horário de máximo (00:48 UTC) tamanho (área) da tempestade (Figura 26). O comum aspecto observado nos cortes verticais de maior quantidade de relâmpagos e maior tamanho (Figura 25 e 26) é a existência de uma coluna com alta refletividade ( $> 50$  dBZ) estendendo-se até 6-8 km de altura. Esses resultados indicam

a existência de gotas grandes e/ou gelo na região de fase mista da tempestade (RINEHART, 2004; MEDINA; MACHADO, 2017; MATTOS *et al.*, 2017; de ABREU *et al.*, 2020).

**Figura 25**– (a) CAPPI de refletividade (dBZ) em 3 km de altura para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 às 00:38 UTC (horário de máxima ocorrência de relâmpagos da SPLMA). Linhas tracejadas na cor vermelha representam a seção transversal vertical realizada na latitude (-24,43°) e longitude (-47,23°). Seção transversal vertical realizada em (b) latitude e (c) longitude. Nas três figuras os relâmpagos da rede SPLMA e BrasilDAT são representados por círculos fechados na cor preta e cruzes na cor azul, respectivamente. A localização dos relâmpagos da rede SPLMA (círculos fechados na cor preta) representam a localização da primeira fonte de VHF dos relâmpagos, denominado como local de iniciação do relâmpago.



**Figura 26** – (a) CAPPI de refletividade (dBZ) em 3 km de altura para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 às 00:48 UTC (horário de máximo tamanho (área) da tempestade). Linhas tracejadas na cor vermelha representam a seção transversal vertical realizada na latitude ( $-24,43^\circ$ ) e longitude ( $-47,31^\circ$ ). Seção transversal vertical realizada em (b) latitude e (c) longitude. Nas três figuras os relâmpagos da rede SPLMA e BrasilDAT são representados por círculos fechados na cor preta e cruzes na cor azul, respectivamente. A localização dos relâmpagos da rede SPLMA (círculos fechados na cor preta) representam a localização da primeira fonte de VHF dos relâmpagos, denominado como local de iniciação do relâmpago.



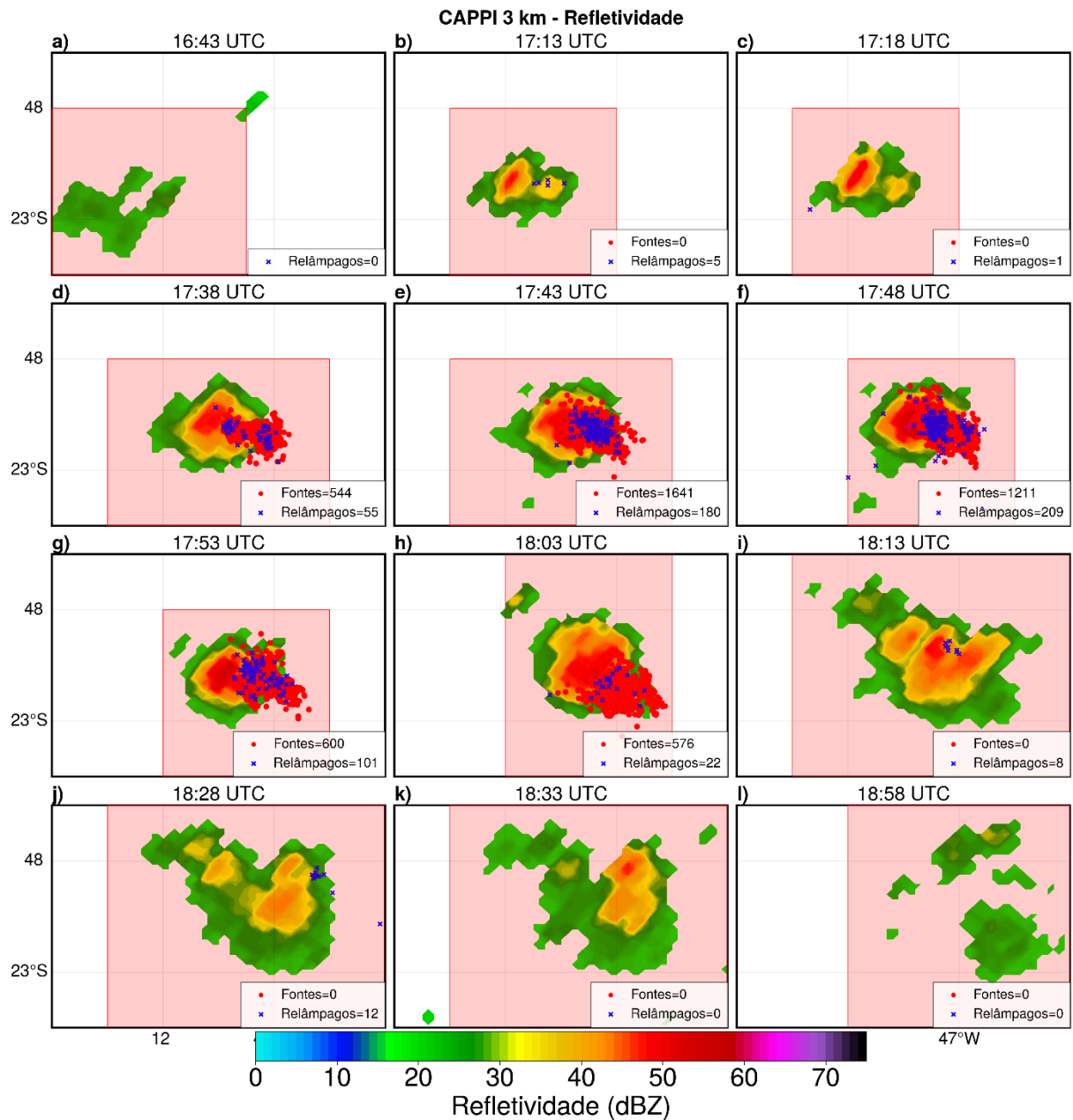
#### 5.4.2 Tempestade com muitos relâmpagos

A tempestade com muitos relâmpagos escolhida ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012 entre 17:03 e 18:53 UTC, apresentando um ciclo de vida de aproximadamente 1 hora e 50 minutos. A Figura 27 mostra a evolução do CAPPI de 3 km da refletividade, e a quantidade de relâmpagos da rede BrasilDAT e fontes de VHF da rede SPLMA, desde a primeira detecção da tempestade até o momento de sua dissipação. Os resultados mostram a presença de um núcleo convectivo mais intenso (refletividade de aproximadamente 60 dBZ) entre 17:43 e 18:03 UTC, em sintonia com alta ocorrência de relâmpagos. Embora a tempestade seja compacta, nota-se uma forte eficiência em produzir relâmpagos.

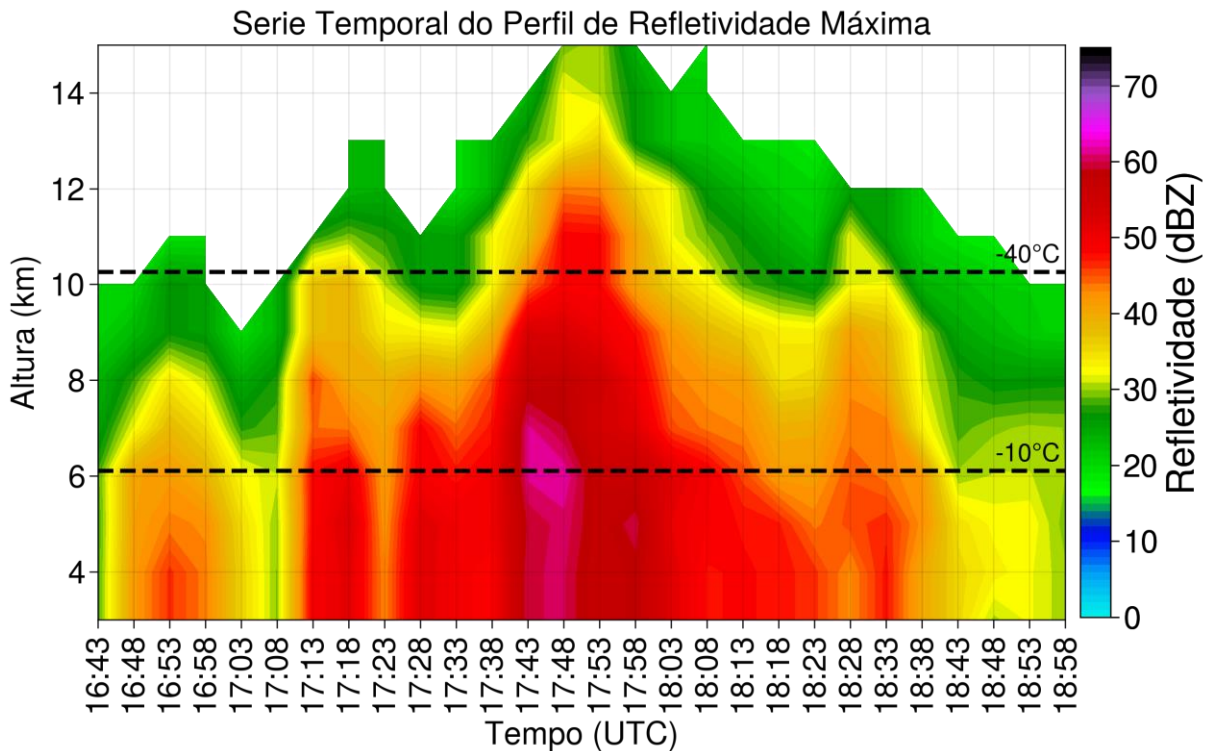
A Figura 28 apresenta a evolução da refletividade máxima para cada nível de altura. Entre 17:43 e 17:48 UTC, nota-se um núcleo máximo ( $> 60$  dBZ) próximo a isoterma de  $-10^\circ C$ , aproximadamente em 7 km de altura. Esta altura relacionada aproximadamente a isoterma de  $-10^\circ C$  é uma boa aproximação da localização do centro de cargas negativas encontrado nas tempestades (KREHBIEL, 1986). A refletividade é determinada pelo número e tamanho das

partículas, logo, na região onde observa-se um núcleo com refletividades maiores ( $> 60$  dBZ), pode-se inferir a existência de grandes partículas de gelo ou gotículas de água super-resfriadas.

**Figura 27**– CAPPI de 3 km de refletividade para uma tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012 das 17:03 às 18:53 UTC. Relâmpagos (intranuvem + nuvem-solo) da rede BrasilDAT estão representados pelos pontos na cor azul, enquanto as fontes de *Very High Frequency* (VHF) dos relâmpagos da rede SPLMA são representados por pontos na cor vermelha.

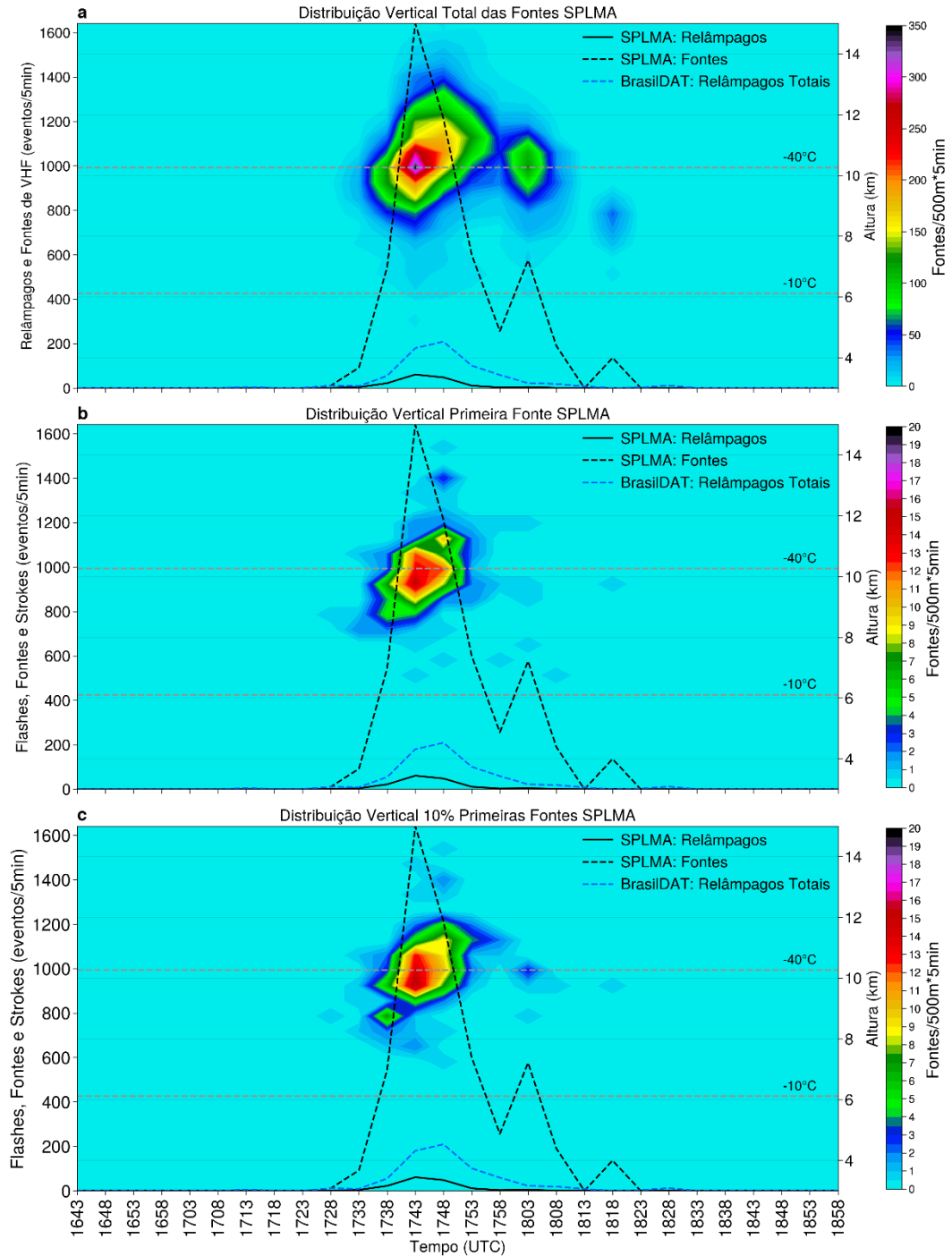


**Figura 28** - Série temporal do perfil de refletividade máxima para a tempestade que ocorreu no 9 de janeiro de 2012 das 1703 às 1853 UTC.



A evolução da estrutura elétrica da tempestade é apresentada na Figura 29. É possível notar que a tempestade produziu alta (1600 relâmpagos) taxa de relâmpagos, aproximadamente, entre 17:38 e 17:43 UTC (linhas em negrito contínua e tracejada, e linha tracejada na cor azul). Ao analisar a figura observa-se a existência de alta densidade de fontes de VHF próximo de 10 km de altura ( $-40^{\circ}\text{C}$ ) (Figura 29a). Tipicamente um líder negativo do relâmpago propagando em direção a uma região de cargas positivas emite mais fontes de VHF do que um líder positivo propagando em direção ao centro de cargas negativas (RISON *et al.*, 1999, WILLIAMS *et al.*, 2006). Assim, a distribuição vertical-temporal das fontes de VHF mostradas para esta tempestade sugere a existência de um centro positivo de cargas elétricas compacto e próximo ao topo de nuvem (BRUNING *et al.*, 2007; SARAIVA *et al.*, 2014). Esta observação sugere a existência de uma distribuição de cargas dipolar (SIMPSON, 1909; WILSON, 1916); sendo um centro de cargas positivas no topo da nuvem e outro negativo em médios níveis. A localização do centro positivo é dependente da extensão vertical da nuvem, e geralmente se encontra em torno de 1 km abaixo do topo, em contrapartida, o centro negativo encontra-se entre as isotermas de aproximadamente  $-10^{\circ}\text{C}$  e  $-15^{\circ}\text{C}$ .

**Figura 29** - Evolução da distribuição vertical de fontes de VHF da tempestade do dia 9 de janeiro de 2012. (a) distribuição total das fontes SPLMA. (b) distribuição vertical da primeira fonte SPLMA. (c) distribuição vertical 10% primeiras fontes SPLMA. São mostrados também os relâmpagos da rede SPLMA (ocorrências/5min, linha contínua preta), fontes de *Very High Frequency* (VHF) (ocorrências/5min, linha tracejada preta) e relâmpagos totais (intranuvem + nuvem-solo) da rede BrasilDAT (ocorrências/5 min, linha tracejada azul). A região colorida indica a ocorrência de fontes de VHF para cada horário e nível de altura. A resolução espacial vertical utilizada foi de 500 m.



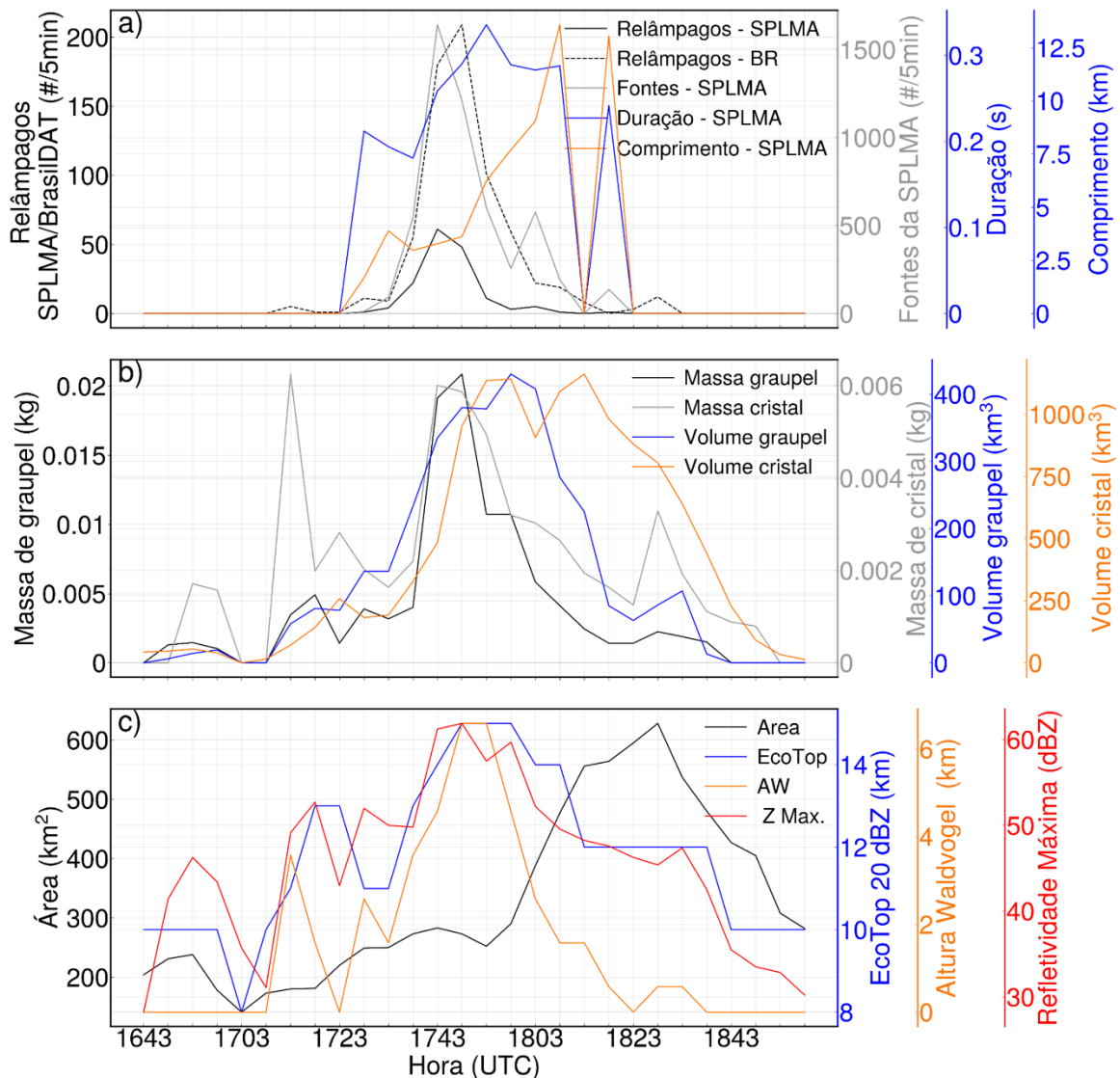
Na Figura 30 é mostrado a evolução temporal das propriedades microfísicas e elétricas da tempestade, desde seu nascimento até sua dissipação. A tempestade apresenta seus primeiros relâmpagos (BrasilDAT) às 17:13 UTC e atinge valores máximos às 17:43 UTC com 61 relâmpagos SPLMA e 1641 fontes de VHF, e às 17:48 UTC com 209 relâmpagos BrasilDAT. Em relação ao comprimento e duração dos relâmpagos, observa-se que após às 18:03 UTC, essas variáveis seguem o mesmo comportamento e atingem seus valores máximos durante a fase de dissipação da tempestade, e quando o comprimento atinge o seu máximo às 18:08 UTC com aproximadamente 13 km, é o momento que a taxa de relâmpagos diminui. Esse resultado é consistente com os resultados dos estudos de Mecikalski *et al.* (2015) e Chronis *et al.* (2015), que apresentaram uma relação inversa entre frequência de relâmpagos e seu comprimento.

A Figura 30b apresenta as informações com relação às propriedades microfísicas da tempestade. A massa de cristal de gelo (linha contínua cinza) tem um aumento logo nos primeiros minutos da tempestade ( $\pm 0.002$  kg), atingindo o seu máximo às 17:13 UTC ( $\pm 0,062$  kg). Em seguida o volume de *graupel* (linha contínua azul), volume de cristal (linha contínua laranja) e a massa de *graupel* (linha contínua preta) começam a apresentar valores crescentes a partir das 17:38 UTC. Os valores máximos foram: massa de *graupel* 0,02 kg (17:48 UTC); volume de *graupel* 430 km<sup>3</sup> (17:58 UTC) e volume de cristal 1162 km<sup>3</sup> (18:13 UTC). Comparando as Figuras 30a e Figura 30b nota-se que o pico da taxa de relâmpagos (Figura 30a), coincide com o momento do aumento dos hidrometeoros (Figura 30b). Como discutido por Williams *et al.* (1999), as correntes ascendentes promovem o choque e a separação de cargas nos hidrometeoros glaciados (*graupel* e cristais de gelo) gerando um pico nas taxas de relâmpago. Portanto, um aumento na quantidade de cristal de gelo dentro da nuvem, aumenta a taxa de colisões entre as partículas de gelo, aumentando assim a probabilidade de ocorrência de relâmpagos.

O horário entre às 17:43 e 18:03 UTC é destacado na Figura 30c, onde os valores de EcoTop20dBZ (aproximadamente 15 km), AW (aproximadamente 6,5 km) e refletividade máxima ( $> 60$  dBZ), apresentam os maiores valores ao longo do ciclo de vida da tempestade. Depois os seus valores começam a decrescer até sua dissipação. Somente a área da tempestade, atinge o seu máximo por volta das 18:28 UTC (628 km<sup>2</sup>), momento mais próximo da dissipação da tempestade. Aproximadamente em 15 km é encontrado o maior valor da altura da nuvem, indicada pela variável EcoTop; em contrapartida o valor máximo da AW (que indica a espessura da camada que contém gelo) possui valor de aproximadamente 7 km, em concordância com a Figura 28, onde observa-se o núcleo mais intenso (60 dBZ) por volta dessa altura também. Abreu, Mattos e Sperling (2020) documentaram um grande desenvolvimento vertical de

tempestades uma hora antes de queda de granizo, conforme a variável EcoTop 20 dBZ, ultrapassava a altitude de 10 km.

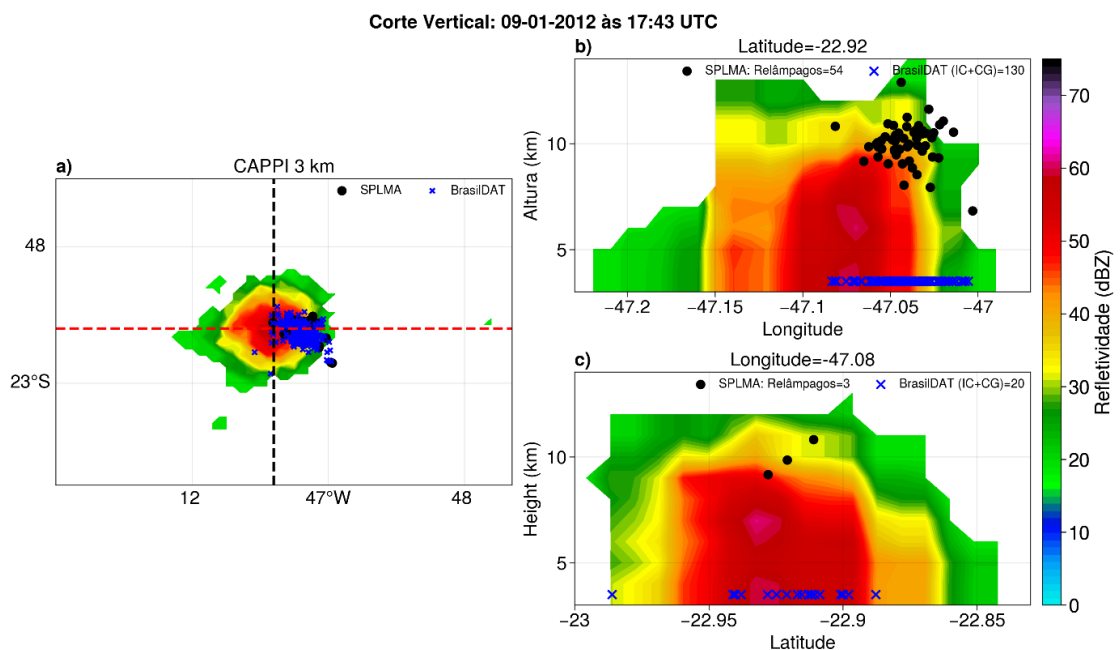
**Figura 30** - Ciclo de vida da tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012. (a) relâmpagos da rede SPLMA (ocorrência a cada 5 minutos, linha contínua preta), relâmpagos da rede BrasilDAT (ocorrência a cada 5 minutos, linha tracejada preta), fontes de *Very High Frequency* (VHF) (ocorrência a cada 5 minutos, linha contínua cinza), duração (em segundos, linha contínua azul) e comprimento dos relâmpagos fornecidos pela rede SPLMA (km, linha contínua laranja). (b) Massa de *graupel* (kg, linha contínua preta), massa cristal (kg, linha contínua cinza), volume de *graupel* (km<sup>3</sup>, linha contínua azul) e volume de cristal de gelo (km<sup>3</sup>, linha contínua laranja). (c) Área (km<sup>2</sup>, linha contínua preta), ecotop (km, linha contínua azul), Altura de waldvogel (WW, km, linha contínua laranja) e refletividade máxima (dBZ, linha contínua vermelho).



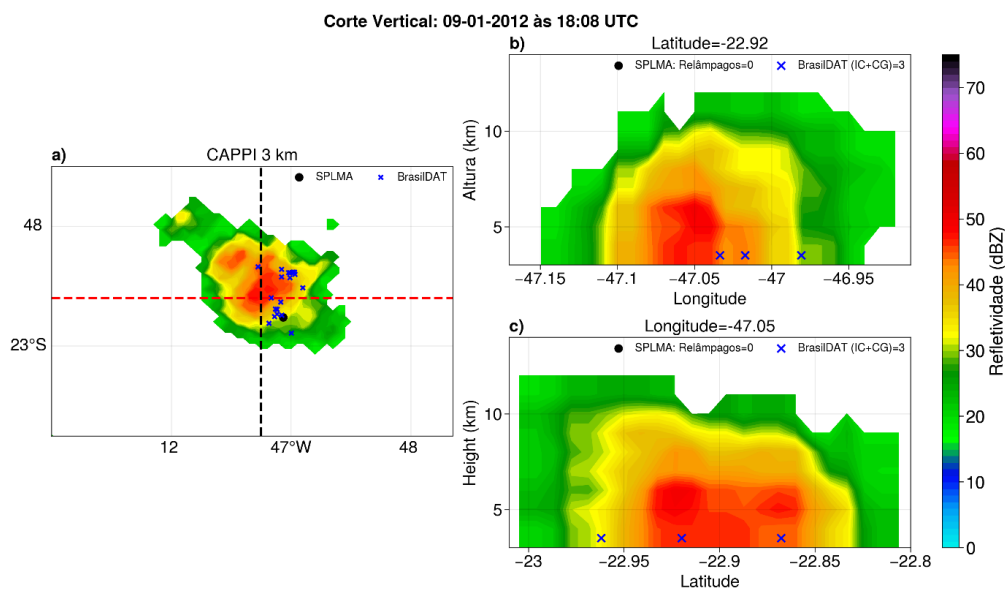
As figuras a seguir apresentam o corte vertical realizado na tempestade no horário da máxima quantidade de relâmpagos às 17:43 UTC, o que coincide também com o horário de máxima refletividade e no horário de máximo tamanho (área) da tempestade às 18:08 UTC. Os pontos em preto representam a localização da primeira fonte de um relâmpago detectado pela rede SPLMA e os azuis a localização dos relâmpagos da rede BrasilDAT.

Ao analisar as fontes de VHF registradas pela rede SPLMA nota-se a formação de relâmpagos em aproximadamente 10 km de altura, acima do centro convectivo com alta refletividade (Figura 31b). Esta região é caracterizada por uma extensa coluna com alta refletividade estendendo-se até aproximadamente 9 km de altura. Esses resultados indicam a existência de gotas grandes e/ou gelo nas camadas mais inferiores da atmosfera (RINEHART, 2010; MATTOS *et al.*, 2017). Ao analisar a figura 31 observa-se a existência de dois núcleos de alta refletividade ( $>60$  dBZ) entre as longitudes  $-47,1^\circ$  e  $-47,05^\circ$ , o primeiro entre 3-4 km, e o segundo entre aproximadamente 5-7 km de altura (Figura 31b), o que indica a presença de grandes partículas de granizo dentro da fase mista da tempestade (STRAKA; ZRNIC; RYZHKOV, 2000; RINEHART, 2004; MEDINA; MACHADO, 2017). Altos valores de refletividade ( $>35$  dBZ) ultrapassam a camada de 10 km de altura, o que indica a presença de fortes correntes ascendentes. O corte feito no horário de máximo tamanho (Figura 32) apresenta menores valores de refletividade ( $>50$  dBZ), e seu núcleo de maior refletividade atinge menores valores de altura ( $\sim 6$  km) em comparação com a figura anterior.

**Figura 31** - (a) CAPPI de refletividade (dBZ) em 3 km de altura para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 às 17:43 UTC (horário de máxima ocorrência de relâmpagos SPLMA). Linhas tracejadas na cor vermelha representam a seção transversal vertical realizada na latitude ( $-22,92^\circ$ ) e longitude ( $-47,08^\circ$ ). Seção transversal vertical realizada em (b) latitude e (c) longitude. Nas três figuras os relâmpagos da rede SPLMA e BrasilDAT são representados por círculos fechados na cor preta e cruzes na cor azul, respectivamente. A localização dos relâmpagos da rede SPLMA (círculos fechados na cor preta) representam a localização da primeira fonte de VHF dos relâmpagos, denominado como local de iniciação do relâmpago.



**Figura 32** - (a) CAPPI de refletividade (dBZ) em 3 km de altura para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 às 18:08 UTC (horário de máximo tamanho (área) da tempestade). Linhas tracejadas na cor vermelha representam a seção transversal vertical realizada na latitude ( $-22,92^\circ$ ) e longitude ( $-47,05^\circ$ ). Seção transversal vertical realizada em (b) latitude e (c) longitude. Nas três figuras os relâmpagos da rede SPLMA e BrasilDAT são representados por círculos fechados na cor preta e cruzes na cor azul, respectivamente. A localização dos relâmpagos da rede SPLMA (círculos fechados na cor preta) representam a localização da primeira fonte de VHF dos relâmpagos, denominado como local de iniciação do relâmpago.



## 6. CONCLUSÃO

O presente trabalho teve como objetivo avaliar a distribuição temporal das propriedades dos relâmpagos na RMSP e analisar a relação entre as propriedades microfísicas das tempestades e físicas/elétricas dos relâmpagos. Foram utilizados dados da campanha CHUVA-Vale do Paraíba que ocorreu entre novembro de 2011 e março de 2012, e abrangia a região compreendida pelo Vale do Paraíba, RMSP e cidades vizinhas. O pioneirismo desse estudo reside no entendimento do impacto da microfísica nas propriedades dos relâmpagos como tamanho, duração, tipo, pico de corrente e polaridade; linha de pesquisa ainda residual no campo da Eletricidade Atmosférica.

A primeira etapa do trabalho teve como objetivo avaliar o ciclo diurno da ocorrência de relâmpagos registrados entre novembro de 2011 e março de 2012. Para isto foram utilizadas as descargas de retorno fornecidas pela rede BrasilDAT e fontes de VHF dos relâmpagos detectados pela rede SPLMA. Nas etapas seguintes foi avaliado o impacto da microfísica das tempestades nas propriedades elétricas e físicas dos relâmpagos. Para isto foram combinadas as informações do radar da FCTH com os relâmpagos detectados pelas redes SPLMA e BrasilDAT. Ao todo foram rastreadas e identificadas 23 tempestades. Também foi realizado

um estudo de caso de uma tempestade com muitos e poucos relâmpagos. As principais conclusões deste trabalho são:

- A maior quantidade de relâmpagos ocorreu no período da tarde, aproximadamente das 14 às 17 hora local. Essa característica da convecção em relação ao horário do dia está relacionada ao horário em que são criadas as condições favoráveis de instabilidade e energia potencial disponível para ocorrência de convecção intensa (CAPE). O período do dia com maior ocorrência de relâmpagos não coincide com o período do dia que apresenta os maiores picos de corrente, indicando que tempestades causadas por instabilidade termodinâmica de final de tarde envolvem relâmpagos menos intensos em termos de correntes elétricas, apesar de maior frequência de ocorrência. A duração, quantidade de fontes, altura e comprimento apresentaram maiores valores durante a madrugada. Em contrapartida, a frequência de relâmpagos foi maior durante o período da tarde. Em adição, a predominância de relâmpagos -CG em relação aos +CG para todos os meses em análise. Regiões como a RMSP, tipicamente possuem formação de nuvens de grande profundidade, e produzem mais relâmpagos com polaridade negativa.

Em termos da relação entre a microfísica e as propriedades dos relâmpagos, conclui-se que:

- A duração média das 23 tempestades analisadas foi de aproximadamente 1,44 h (mínimo de 0,5 h e máximo de 3,2 h). Tanto a duração quanto o comprimento apresentaram uma relação positiva com a variável *ecotop45*, ou seja, quanto maior a duração/comprimento, maiores são as alturas onde são encontrados hidrometeoros grandes. A área teve maior correlação com as variáveis microfísicas volume de cristal e *graupel*, enquanto a quantidade de fontes de VHF com a AW. A propriedade microfísica que apresentou melhor correlação com os relâmpagos IC e os relâmpagos CG foi o VII, que pode indicar o comportamento da corrente ascendente na nuvem, o que está relacionado à atividade elétrica.

Em relação como a microfísica e as propriedades dos relâmpagos das tempestades evoluem ao longo do ciclo de vida das tempestades foi concluído que:

- As tempestades começam a apresentar relâmpagos na fase 1 (iniciação) do seu ciclo de vida, e aumentam até atingir seu pico na fase entre a iniciação e a maturação. Comportamento semelhante ocorre com o número de fontes, área e duração, que aumentam desde o início da tempestade e atingem seu máximo na fase 2. Após o pico na fase 2 (tempo intermediário entre o primeiro eco do radar e a maturação), as variáveis citadas anteriormente decresceram durante seu ciclo de vida até sua dissipação. Em contrapartida, a variável pico de corrente da rede BrasilDAT atingiu seu pico da fase 3 (maturação).

- A massa de cristal mostrou um aumento expressivo durante o início da tempestade, e após esse momento do ciclo de vida começa a decrescer. Isso ocorre devido as intensas correntes ascendentes que conduzem os cristais de gelo para toda a tempestade, e em seguida começam a descender no interior da tempestade pois não há a atuação de um mecanismo físico que sustente esses cristais de gelo suspensos. Relacionando a microfísica com as propriedades dos relâmpagos, destaca-se que o pico da taxa de relâmpagos ocorre na mesma fase do aumento dos hidrometeoros. A explicação física reside no fato que correntes ascendentes promovem o choque e a separação de cargas nos hidrometeoros glaciados (*graupel* e cristais de gelo) gerando um pico nas taxas de relâmpago. As variáveis de VIL (VIL, VIL quente e frio), e o VII apresentaram seu máximo valor na fase entre a iniciação e a maturação. A variação nos valores de VIL e VII ao longo do ciclo de vida das tempestades, indica um rápido aumento na disponibilidade de água líquida e gelo, o que colabora para a formação dos hidrometeoros.

No que se refere ao estudo de caso das tempestades com muitos e poucos relâmpagos, conclui-se que:

- A tempestade com poucos relâmpagos apresentou uma duração de aproximadamente 55 minutos. Foi uma tempestade bastante compacta e isolada, apresentando um núcleo convectivo intenso (~ 50 dBZ). Sobre sua distribuição elétrica, foi inferido uma estrutura de cargas dipolar, sendo um centro de cargas positivas no topo da nuvem e outro negativo em médios níveis. A existência de uma coluna com alta refletividade (> 50 dBZ) estendendo-se até 6-8 km de altura, que indicam a presença de gotas grandes e/ou gelo nas camadas mais inferiores da atmosfera.

- A tempestade com muitos relâmpagos possui duração de 1 hora e 50 minutos. A característica marcante dessa tempestade foi a existência de um núcleo máximo (> 60 dBZ) próximo a isoterma de -10°C, aproximadamente em 7 km de altura. Esta altura relacionada aproximadamente a isoterma de - 10°C é uma boa aproximação da localização do centro de cargas negativas encontrado nas tempestades. Existência de dois núcleos de alta refletividade (>60 dBZ), o primeiro entre 3-4 km, e o segundo entre aproximadamente 5-7 km de altura, o que indica a presença de grandes partículas de granizo dentro da fase mista da tempestade e altos valores de refletividade (>35 dBZ) ultrapassam a camada de 10 km de altura, o que indica a presença de fortes correntes ascendentes.

O uso de radar e redes em três dimensões como as redes LMA possibilitou um melhor entendimento dos processos microfísicos das tempestades sobre a Região Metropolitana de São Paulo e promovem o auxílio na previsão de curto prazo (*nowcasting*) a fim de minimizar os efeitos negativos das tempestades. Para trabalhos futuros sugere-se avaliar os demais

instrumentos disponíveis durante a campanha CHUVA-Vale como disdrômetros, radiossondagens e informações de satélites.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, E.X.; MATTOS, E.V.; SPERLING, V.B. Caracterização das Assinaturas de Radar e da Atividade Elétrica de Relâmpagos de Tempestades com Granizo no Estado de São Paulo. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v. 43. n.2, p.173-188, 2020.

ALBRECHT, R. I.; GOODMAN S. J.; BUECHLER, D. E.; BLAKESLEE, R. J.; CHRISTIAN, H. J. Where Are the Lightning Hotspots on Earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, p. 2051–2068, 2016.

AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2012: Radar equation. **Glossary of Meteorology**, [https://glossary.ametsoc.org/wiki/Radar\\_equation](https://glossary.ametsoc.org/wiki/Radar_equation).

ARAUJO, C. D. S. **Relação entre raios e microfísica para potencial uso em assimilação de dados**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, p. 1-69. 2018.

BAILEY, J. C.; BLAKESLEE, R. J.; CAREY, L. D.; GOODMAN, S. J.; RUDLOSKEY, S. D.; ALBRECHT, R.; MORALES, C. A.; ANSELMO, E. M.; NEVES, J.R.; BUECHLER, D.E. São paulo lightning mapping array (sp-lma): network assessment and analyses for intercomparison studies and goes-r proxy activities. **Anais.. Potsdam: iugg/iamas**, 2014.

BANG, S. D.; ZIPSER, E. Tropical oceanic thunderstorms near Kwajalein and the roles of evolution, organization, and forcing in their electrification. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.124, p.544–562, 2019.

BATTAN, L. J. Radar Observes the Weather. 18 ed. **Garden City: Anchoor Books**, p. 158, 1962.

BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J. C.; CAREY, L. D.; GOODMAN, S. J.; RUDLOSKEY, S. D.; ALBRECHT, R.; MORALES, C. A.; ANSELMO, E. M.; NEVES, J.R. São Paulo Lightning Mapping Array (SP-LMA): Network assessment and analyses for intercomparison studies and GOES-R proxy activities. In: CHUVA International Workshop, 2013, **Proceedings...São Paulo**, 2013.

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

BRUNING, E. C.; MACGORMAN, D. R. Theory and observations of controls on lightning flash size spectra. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 70, p. 4012- 4029, 2013.

BRUNING, E. C.; WEISS, S. A.; CALHOUN, K. M. Continuous variability in thunderstorm primary electrification and an evaluation of inverted-polarity terminology. **Atmospheric Research**, v. 135-136, p. 274-284, 2014.

BRUNING, E. C.; THOMAS, R. J. Lightning channel length and flash energy determined from moments of the flash area distribution. **Journal of Geophysical Research**, v.120, p.8925-8940, 2015.

CARDOSO, I.; PINTO JR. O.; PINTO, I. R. C. A.; HOLLE, R. Lightning casualty demographics in Brazil and their implications for safety rules. **Atmospheric Research**, v.135-136, p. 374- 379, 2014.

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

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.; BUECHLER, D.E.; BLAKESLEE, R.J. Gridded lightning climatology from trmm-lis and otd: dataset description, **Atmospheric Research**, v. 135-136, p. 404–414, 2014.

CENTRO DE ESTUDOS DA METRÓPOLE (CEM). **Base de dados**. Contornos perimétricos e dados dos 162 distritos da RMSF, obtidos conforme quadro político-administrativo de 01 jan. 2001. Edição: junho de 2007. Disponível em: <https://centrodametropole.fflch.usp.br/pt-br>. Acesso: 20 set. 2021.

CHRONIS, T.; LANG, T.; KOSHAK, W.; BLAKESLEE, R.; CHRISTIAN, H.; MACCAUL, E.; BAILEY, J. Diurnal characteristics of lightning flashes detected over the são paulo lightning mapping array, **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, p. 11799–11808, 2015.

COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and applied climatology**, v. 7, p. 185-197, 2002.

COHEN, J.; SILVA DIAS, M.; NOBRE, C. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**. v. 123, p. 3163–3174, 1995.

COTTON, R. W.; ANTHES, B.R. Storm and cloud dynamics. **Academic Press**, Inc. International Geophysics Series, v. 44, 1989.

CUSTODIO, S. M. **Caracterização das nuvens precipitantes com e sem relâmpagos**. Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2022.

DYE, J. E.; WILLET, J. C. Observed enhancement of reflectivity and the electric field in long-lived Florida anvils. **Monthly Weather Review**, v.135, p.3362-3380, 2007.

DYE, J. E.; BATEMAN, M.G.; CHRISTIAN, H.J.; DEFER, E.; GRAINGER, C.A.; HALL, W.D.; KRIDER, E.P.; LEWIS, S.A.; MACH, D.M.; MERCERET, F.J.; WILLETT, J.C.; WILLIS, P.T. Electric fields, cloud microphysics, and reflectivity in anvils of Florida thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.112, D11215, 2007.

FERREIRA, G. W. S.; REBOITA, M.S. A New Look into the South America Precipitation Regimes: Observation and Forecast. **Atmosphere**, v.13, n.6, p.873, 2022.

GAN, M.; RAO, V. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 19, p. 1293–1302, 1991.

GARREAUD, R. D.; WALLACE, J. M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 3157-3171, 1997.

GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E.; WRIGHT, P. D. Polarization radar and electrical observations of microburst producing storms during COHMEX. In: Conferência de Radar Meteorológico, Tallahassee. **Proceedings...** Am. Meteorol. Soc., p.27-31, 1989.

GREENE, D. R; CLARK, R. A. Vertically Integrated Liquid Water. A New Analysis Tool. **Monthly Weather Review**, 100, p. 548-552, 1972.

HAYASHI, S.; NAKAIKE, C.; FUJIBE, F. Radar characteristics of summer thunderstorms in Japan's Kanto Plain with and without cloud-to-ground lightning. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.133, p. 233-244, 2021

HEYMSFIELD, A. J.; PALMER, A. G. Relationships for deriving thunderstorm anvil ice mass for CCOPE storm water budget estimates. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.25, p.691-702, 1986.

IBGE. **Instituto brasileiro de geografia e estatística**. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br>> acesso em: 1 de set. De 2021.

KIDDER, S. Q.; HAAR, V. **Satellite Meteorology: An Introduction**. Academic Press, San Diego, p. 466, 1995.

KOUSKY, V. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 1140–1153, 1979.

KREHBIEL, P. R. The electrical structure of thunderstorms, in the Earth's electrical Environment, edited by E. P. Krider e R. G. Roble, p.90-113, **Natl. Acad. Press**. Washington, D. C., 1986.

LATHAM, J.; BLYTH, A. M.; CHRISTIAN JR., H. J.; DEIERLING, W.; GADIAN, A. M. Determination of precipitation rates and yields from lightning measurements. **Journal of Hydrology**, p.13-19, 2004.

LYONS, W. A.; NELSON, T. E.; WILLIAMS, E. R.; CRAMER, J. A.; TURNER, T. R. Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke from fires. **Science**, v.282, n.5386, p. 77–80, 1998.

MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E.; SAKAMOTO, M.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J-P.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R. F.; BLAKESLEE, R.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. A.; TOKAY, A. Project - how does convection vary across the Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.95, p.1365-1380, 2014.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L.M.V.; BERBERY, E.H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C.S.; SAULO, A.C.; NOGUES-PEAGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L.M. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v.32, n.1, p.1-21, 2012.

MATTOS, E. V. **Relações das propriedades físicas das nuvens convectivas com as descargas elétricas**. Dissertação de Mestrado – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

MATTOS, E.V.; MACHADO, L.A.T. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. **Atmospheric Research**, v.99, p. 377–390, 2011.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T.; WILLIAMS, E. R.; GOODMAN, S. J.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J. C. Electrification life cycle of incipient thunderstorms. **Journal Geophysical Research Atmospheric**, 122, 4670–4697, 2017.

MAYNARD, R. H. Radar and weather. **J. Meteor.**, 2, 214–226, [https:// doi.org/10.1175/1520-0469\(1945\)002,0214:RAW.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1945)002,0214:RAW.2.0.CO;2), 1945.

MECIKALSKI, R. M.; BAIN, A. L.; CAREY, L. D. Radar and lightning observations of deepmoist convection across Northern Alabama during DC3: 21 May 2012. **Monthly Weather Review**, v.143, p.2774-2794, 2015.

MEDINA, B.L.; MACHADO, L.A.T. Dual Polarization Radar Lagrangian Parameters: a Statistics-Based Probabilistic Nowcasting Model. Natural Hazards: **Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards**, v.89, p.705-721, 2017.

MCCAUL Jr., E. W. Use of vertically integrated ice in WRF based forecasts of lightning threat. In: 24th Conf. on Severe Local Storms, Savannah, GA, **Proceedings....** Savannah: 2008

MOSIER, R. M.; SCHUMACHER, C.; ORVILLE, R. E.; CCAREY, L. D. Radar nowcasting of cloud-to-ground lightning over Houston, Texas. **Weather and Forecasting**, v.26, p.199- 212, 2011.

MONTEIRO, J.R.; MATTOS, E.V.; LIMA, W.F.A. Propriedades Físicas e Elétricas de Tempestades na Região Sudeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 44, p. 41700, 2021. [https://doi.org/10.11137/1982-3908\\_2021\\_44\\_41700](https://doi.org/10.11137/1982-3908_2021_44_41700).

MOTLEY, S. M. **Total lightning characteristics of ordinary convection**. M.S. Tese de doutorado, Dept. of Atmospheric Sciences, Texas A&M University, 165 pp, 2006.

MUZA, M. N.; CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Intraseasonal and interannual variability of extreme dry and wet events over southeastern South America and the subtropical Atlantic during austral summer. **Journal of Climate**, v.22, n.7, p.1682-1699, 2009.

NACCARATO, K. P.; PINTO, 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.1674, 2003.

NACCARATO, K. P. **Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil**. Tese (doutorado em geofísica espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005.

NACCARATO, K. P.; SARAIVA, A. C. V.; SABA, M. M. F.; SCHUMANN, D. C. First performance analysis of BrasilDAT total lightning network in southeastern Brazil. In: International Conference on Grounding and Earthing & international Conference on Lightning Physics and Effects, 5., 2012, Bonito, **Proceedings...** Bonito: 2012.

NASCIMENTO, M. G. **Análise dos impactos dos jatos de baixos níveis sobre a bacia do Prata**. Dissertação de mestrado - Instituto nacional de pesquisas espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008.

NESBITT, S. W.; SALIO, P. V.; ÁVILA, E.; BITZER, P.; CAREY, L.; CHANDRASEKAR, V.; DEIERLING, W.; DOMINGUEZ, F.; DILLON, M. E.; GARCIA, C. M.; GOCHIS, D.; GOODMAN, S.; HENCE, D. A.; KOSIBA, K. A.; KUMJIAN, M. R.; LANG, T.; LUNA, L. M.; MARQUIS, J.; MARSHALL, R.; ... GROVER, M. A storm safari in subtropical South America: Proyecto RELAMPAGO. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 102(8), E1621-E1644. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0029.1>, 2021.

ODA, P. S. S.; ENORÉ, D. P.; MATTOS, E. V.; WEBER, A. G.; ALBRECHT, R. I. Na initial assessment of the distribution of total Flash Rate Density (FRD) in Brazil from GOES-16 Geostationary Lightning Mapper (GLM) observations. **Atmospheric Research**, v.270, 2022.

OGAWA, T. **Lightning currents**. In: Volland, H. ed. Handbook of Atmospheric electrodynamics. Boca Raton: CRC Press, v. 1, Cap. 4, p. 93-136, 1995.

ORVILLE, R. E.; HUFFINES, G., GAMMON, J. N.; ZHANG, R.; ELY, B.; STEIGE, S.; PHILLIPS, S.; ALLEN, S.; READ, W. Enhancement of Cloud-to-Ground Lightning over Houston, Texas. **Geophysics. Research Letters**, v. 28, n. 13, p. 2597-2600, 2000.

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.

PAEGLE, J.; ZHANG, C.D.; BAUMHEFNER, D.P. Atmospheric response to tropical termal forcing in real-data integrations. **Monthly Weather Review**, v.115, p.2975-2995, 1987.

PAULUCCI, T. B.; FRANÇA, G.B.; LIBONATI, R.; RAMOS, A.M. Long-Term Spatial–Temporal Characterization of Cloud-to-Ground Lightning in the Metropolitan Region of Rio de Janeiro. **Pure and Applied Geophysics**, v. 176, p. 5161–5175, 2019.

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A. **Tempestades e relâmpagos no Brasil**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 193 p, 2000.

PINTO JR, O.; PINTO, I. R. C. A.; DINIZ, J. H.; CAZETTA FILHO, B.; CHERCHIGLIA, L. C. L.; CARVALHO, B. M. A seven-year study about the negative cloud-to-ground lightning flash characteristics in southeastern brazil. **Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics**, v. 65, p. 739-748, 2003.

PREISSER, G. B. **Distribuição espacial e temporal de relâmpagos no estado de Minas Gerais**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Ciências Atmosféricas) - Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2019.

QUEIROZ, A. P. **Monitoramento e previsão imediata de tempestades severas usando dados de radar**. Dissertação de Mestrado – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

RAMACHANDRAN, R.; A. DETWILER, J.; HELSDON JR.; P. L. SMITH, V. N. BRINGI. Precipitation development and electrification in Florida thunderstorm cells during Convection and Precipitation/Electrification Project. **Journal Geophysical Research**, v.101, p.1599–1619, 1996.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. **Lightning: Physics and Effects**. Cambridge: **Cambridge University Press**, 850p., 2003.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p. 185 - 204, 2010.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; da ROCHA, R. P. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terra Didática**, v.8, n.1, p.34-50, 2012.

REINKING, R. F. Formation of Graupel. **Journal of Applied Meteorology**, v. 15, p.745-754, 1975.

REYNOLDS, S. E.; M. BROOK. Correlation of the initial electric field and the radar echo in thunderstorms, **Journal Meteorology**, v.13, p.376–380, 1956.

REYNOLDS, S. E.; BROOK M.; GOURLEY, M. F. Thunderstorm charge separation. **Journal of Meteorology**, v.14, p.426-436, 1957.

RIBEIRO, João Gabriel Martins. **Caracterização das Tempestades Elétricas na Região Sudeste do Brasil**. 2023. 106 f. Dissertação (Mestrado em Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2023.

RINEHART, R. E. **Radar for meteorologists**. Rinehart Publishing, 2010.

RISON, W.; THOMAS, R. J.; KREHBIEL, P. R.; HAMLIN, T.; HARLIN, J. A. GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico. **Geophysical Research Letters**, v.26. p.3573-3576, 1999.

RYDE, J. W. The attenuation and radar echoes produced at centimeter wavelengths by various meteorological phenomena. **Meteorological Factors in Radio Wave Propagation, Physical Society**, 169–188, 1946.

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

SARAIVA, A. C. V.; CAMPOS, L. Z. S.; WILLIAMS, E. R.; ZEPKA, G. S.; ALVES, J.; PINTO Jr., O.; HECKMAN, S.; BUZATO, T. S.; BAILEY, J. C.; MORALES, C. A.; BLAKESLEE, R. J. High-speed video and electromagnetic analysis of two natural bipolar cloud-to-ground lightning flashes. **Journal of Geophysical Research**, v.119, p.6105-6127, 2014.

SAUNDERS, C.P.R.; BAX-NORMAN, H.; EMERSIC, C.; AVILA, E. E.; CASTELLANO, N.E. Laboratory studies of the effect of cloud conditions on graupel/crystal charge transfer in thunderstorm electrification. **Q.J.R. Meteorol. Soc.**, v. 132, p. 2653-2673, 2006.

SIMPSON, G. C. On the electricity of rain and its origin in thunderstorms. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**. Series A, v.209, p.379-413, 1909.

SILVA, M. V. **Propriedades físicas e elétricas de relâmpagos estimadas por Lightning Mapping Array**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Ciências Atmosféricas) - Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2018.

SPERLING, V. B. **Processos físicos e elétricos das tempestades de granizo na região sul do Brasil**. Tese - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2018.

STITH, L. J; BAUMGARDNER, D.; HAGGERTY, J.; HARDESTY, R.; LEE, W.C.; LENSCHOW, D.; PILEWSKIE, P.; SMITH, P.L.; STEINER, M.; VOMEL, H. 100 Years of Progress in Atmospheric Observing Systems. **American Meteorological Society**, V.59, 2019.

STRAKA, J.M.; ZRNIC, D.S.; RYZHKOV, A.V. Bulk Hydro- meteor Classification and Quantification Using Polari- metric Radar Data: Synthesis of Relations. **Journal of Applied Meteorology**, v.39, p. 1341-1372, 2000.

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

UTSAV, B.; DESHPANDE, S. M.; DAS, S. K.; PAWAR, S. D.; PANDITHURAI, G. Relationship Between Convective Storm Properties and Lightning Over the Western Ghats. **Earth and Space Science**, v.9, 2022. <https://doi.org/10.1029/2022EA002232>.

VILA, D. B.; MACHADO, L. B. T.; VELASCO, I. Los sistemas convectivos de mesoescala sobre la cuenca del Plata: la técnica Fortracc. 2004. Disponível em: <http://mtc-m18.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/yolanda/2004/06.25.14.46/doc/v2.pdf>>. Acesso em: 25 de set. de 2022.

VOORMANSIK, T.; ROSSI, P.J.; MOISSEEV, D.; TANILSOOA, T.; POSTA, P. Thunderstorm hail and lightning detection parameters based on dual- polarised Doppler weather radar data. **Meteorological Applications**, v.24, p.521– 530, 2017.

WALDVOGEL, A.; FEDERER, B.; GRIMM, P. Criteria for the Detection of Hails Cells. **Journal of Applied Meteorology**, 18(12): 1521-1525, 1979.

WALLACE, J. M. Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous united states. **Monthly weather review**, v. 103, p. 585-598, 1975.

WALLACE, J.M.; HOBBS, P.V. Atmospheric Science: An Introductory Survey. **Academic Press**, Canada, Elsevier, p.483, 2006.

WIENS, K. C.; RUTLEDGE, S. A.; TESSENDORF, S. A. The June 2000 Supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.62, p.4151-4177, 2005.

WILLIAMS, E. R. The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.94, p.13,151-13,167, 1989.

WILLIAMS, E. R.; BOLDI, B.; MATLIN, A.; WEBER, M.; HODANISH, S.; SHARP, D.; GOODMAN, S.; RAGHAVAN, R.; BUECHLER, D. The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. **Atmospheric Research**. v. 51, n.4, p. 245–265, 1999.

WILLIAMS, E. R.; HECKMAN, S. J. The local diurnal variation of cloud electrification and the global diurnal variation of negative charge on the Earth. **Journal Geophysical Research**, p. 5221–5234, 1993.

WILLIAMS, E. R. Problems in lightning physics-the role of polarity asymmetry. **Plasma Sources Science Technology**, v. 15, S91–S108, 2006.

WILLIAMS, E.; ROTHKIN, K.; STEVENSON, D.; BOCCIPIO, D. Global lightning variations caused by changes in thunderstorm flash rate and by changes in the number of thunderstorms. **Journal Applied Meteorology**, p. 1965–1982, 2000.

WILSON, C. T. R. On some determinations of the sign and magnitude of electric discharges in lightning flashes. **Proceedings of the Royal Society of London**. Series A, Mathematical and Physical Sciences, v. 92, p. 555-574, 1916.

WORKMAN, E. J.; S. E. REYNOLDS. Electrical activity as related to thunderstorm cell growth, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 30, 142–144, 1949.

WU, T.; YOSHIDA, S.; AKIYAMA, Y.; STOCK, M.; USHIO, T.; KAWASAKI, Z. Preliminary breakdown of intracloud lightning: Initiation altitude, propagation speed, pulse train characteristics, and step length estimation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.120, p.9071-9086, 2015.

ZHAO, C.; ZHENG, D.; ZHANG, Y.; LIU, X.; ZHANG, Y.; YAO, W.; ZHANG, W. Turbulence Characteristics before the Occurrence of the First Flash in Thunderstorms and Non-Thunderstorms. **Geophysical Research Letters**, 2021. <https://doi.org/10.1029/2021gl094821>.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of climate**, v.11, n.5, p.1020-1040, 1998.