

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Faculdade de Meteorologia
Programa de pós-graduação em Meteorologia



Dissertação

**Avaliação das estimativas de precipitação e refletividade geradas a partir de
descargas elétricas atmosféricas**

William Ferreira Coelho

Pelotas, 2019

William Ferreira Coelho

Avaliação das estimativas de precipitação e refletividade geradas a partir de descargas elétricas atmosféricas

Dissertação apresentada ao Programa de pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Calvetti
Coorientador: Dr. Cesar Augustus de Assis Beneti

Pelotas, 2019

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

C672a Coelho, William Ferreira

Avaliação das estimativas de precipitação e refletividade geradas a partir de descargas elétricas atmosféricas / William Ferreira Coelho ; Leonardo Calvetti, orientador ; Cesar Augustus Assis Beneti, coorientador. — Pelotas, 2019.

79 f. : il.

Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, 2019.

1. Radar meteorológico. 2. Proxies. 3. Convecção. 4. Nowcasting. I. Calvetti, Leonardo, orient. II. Beneti, Cesar Augustus Assis, coorient. III. Título.

CDD : 551.6353

**Dedico este trabalho a minha família, amigos e
minha noiva Fernanda.**

William Ferreira Coelho

Avaliação das estimativas de precipitação e refletividade geradas a partir de descargas elétricas atmosféricas

Dissertação aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de mestre em Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas.

Pelotas, 18 de Fevereiro de 2019.

Banca examinadora:

.....
Prof. Dr. Leonardo Calvetti (Orientador)
Doutor em Meteorologia pela Universidade de São Paulo.....

.....
Dr. César Augustus Assis Beneti(Co-orientador)
Doutor em Meteorologia pela Universidade de São Paulo

.....
Prof. Dr. Mateus da Silva Teixeira
Doutor em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

.....
Dr. Eliton de Lima Figueiredo
Doutor em Meteorologia pela Universidade Federal de Santa Maria

AGRADECIMENTOS

Ao Centro de Pesquisas e previsões Meteorológicas da Universidade Federal de Pelotas (CPMET-UFPEL) pelo suporte e infraestrutura disponibilizada.

Ao Simepar e a Earth Networks por disponibilizarem os dados necessários para a realização deste trabalho.

Ao Programa de Pós Graduação em Meteorologia da UFPel (PGMet), e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado.

Aos orientadores Leonardo Calvetti e César Beneti pelo apoio e amizade durante a realização de todo o trabalho.

Aos meus colegas pela amizade e colaboração.

A toda minha família pelo suporte, e em especial a minha noiva Fernanda pela constante ajuda nos momentos difíceis.

RESUMO

COELHO, William Ferreira. **Avaliação das estimativas de precipitação e refletividade geradas a partir de descargas elétricas atmosféricas**. 2019. 79 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Programa de pós-graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2019.

Este trabalho se propôs a obter uma relação entre a refletividade do radar e a taxa logarítmica de descargas, para gerar proxies de refletividade. Os proxies gerados em função das descargas podem ser utilizados de forma similar aquela praticada com os dados de refletividade do radar. Deste modo, os proxies de descargas elétricas foram gerados utilizando dados do sensor GLM e da rede Rindat. As descargas foram contabilizadas em uma grade regularmente espaçada, com resolução horizontal de 10x10km. Em seguida, foi realizada uma regressão linear para obtenção de uma função de transferência das descargas para refletividade. Os proxies foram então avaliados em comparação com dados de refletividade do radar. Os resultados indicam que os proxies podem representar muito bem as células convectivas, identificando o padrão dos sistemas e possibilitando o monitoramento das tempestades. A magnitude dos valores também foi coerente com a do radar. Nos estudos de caso realizados, as células que não foram identificadas apresentaram características de convecção rasa ou nuvens sem a presença de granizo. As regiões estratiformes por sua vez não são representadas. Portanto, o produto gerado pode ser de grande utilidade para uso em centros de previsão, especialmente no monitoramento do tempo e nowcasting.

Palavras-Chave: radar meteorológico; proxies; convecção; nowcasting

ABSTRACT

COELHO, William Ferreira. **Evaluation of the precipitation estimates and reflectivity generated from lightning data**. 2019. 79 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Programa de pós-graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2019.

This work has proposed to obtain a relation between the radar reflectivity and the logarithmic lightning rates, to create reflectivity proxies. The proxies generated as a function of the discharges can be used similarly to that practiced with radar reflectivity data. Therefore, the proxies of lightning were generated using data from the GLM sensor and the Rindat network. The lightning were counted in a regular grid with a horizontal resolution of 10x10km. Then, a linear regression was performed to obtain a transfer function, from lightning to reflectivity. The proxies were then evaluated in comparison with radar reflectivity data. The results indicate that the proxies can represent very well the convective cells, identifying the pattern of systems and allowing the monitoring of the storms. The magnitude of the values was also consistent with that of radar. In the case studies performed, non-identified cells had convective characteristics or clouds without the presence of hail. The stratiform regions in turn are not represented. Therefore, the generated product can be very useful for forecasting centers, especially in the storm monitoring and nowcasting.

Keywords: weather radar; proxies; convection; nowcasting

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Ilustração de funcionamento de um pluviômetro do tipo de Bâscula.	22
Figura 2	Refletividade diferencial para diferentes tipos de hidrometeoros e quadro com os valores de Zdr para cada forma e tamanho das gotas.	28
Figura 3	Ilustração dos diversos tipos de descargas elétricas observadas na atmosfera e a configura�o de cargas associadas.	30
Figura 4	Imagem ilustrativa dos quatro tipos mais conhecidos de descargas elétricas que ocorrem em intera�o com o solo.	31
Figura 5	Modelo da teoria colisional para temperatura abaixo de -10�C (diagrama superior),e inversão de cargas na teoria termoelétrica com temperaturas superiores a -10�C (diagrama inferior).	32
Figura 6	Esquema mostrando as corrente ascendentes e descendentes no processo convectivo de separa�o de cargas	33
Figura 7	Esquema com a representa�o da estrutura elétrica de uma nuvem do tipo Cumulonimbus.	34
Figura 8	Representa�o do ciclo vida de uma típica descarga elétrica do tipo Nuvem-solo com orienta�o negativa.	35
Figura 9	Mapa com a localiza�o e indica�o de alcance do radar localizado na cidade de Cascavel no PR (a) e representa�o do relevo do estado do PR (b).	39
Figura 10	Mapa com a distribui�o dos pluviômetros do Cemaden e do INMET dentro da área de alcance (raio de 240km) do radar (A) de Cascavel-PR e (B) Canguçu-RS.	41
Figura 11	Estrutura de coleta de dados do sensor GLM. Os pontos vermelhos e azuis representam exemplos de sinais detectados por uma rede qualquer de esta�es de superfície, e a escala de cinza dos <i>pixels</i> corresponde as radiâncias detectadas pelo GLM em cada pixel. As elipses identificam os grupos e um <i>flash</i> com seu centroide demarcado pelo símbolo "x".	43
Figura 12	Estratégia de varredura do radar de CAS com indica�o dos cortes para o CAPPI de 2 e 3 km de altura.	44
Figura 13	Representa�o do domínio utilizado para a contabiliza�o das descargas e <i>flashes</i> no processo de elabora�o dos <i>proxies</i>	45
Figura 14	Diagrama de dispersão com a regressão linear simples obtida com os dados de refletividade e LND (a) e refletividade e LNF (b).	46
Figura 15	Fluxograma com todas as etapas realizadas para a gera�o dos PDE.	47

Figura 16	Evolução da refletividade horizontal a uma altitude constante de 3-km (CAPPI) do radar de Cascavel às 0400 UTC (A), 0500 UTC (B) 0600 UTC (C) 0700 UTC (D) e refletividade do Pulserad as 0400 UTC (E), 0500 UTC (F) 0600 UTC (G) 0700 UTC (H) para uma linha de instabilidade ocorrida em 13 de outubro de 2016.	50
Figura 17	Evolução da refletividade horizontal a uma altitude constante de 3-km (CAPPI) do radar de Cascavel às 0400 UTC (A), 0500 UTC (B) 0600 UTC (C) 0700 UTC (D) e refletividade do Pulserad as 0400 UTC (E), 0500 UTC (F) 0600 UTC (G) 0700 UTC (H) para uma linha de instabilidade ocorrida em 2 de novembro de 2016.	51
Figura 18	Evolução da refletividade horizontal a uma altitude constante de 3-km (CAPPI) do radar de Cascavel às 0200 UTC (A), 0305 UTC (B) 0400 UTC (C) 0500 UTC (D) e refletividade do Pulserad as 0200 UTC (E), 0305 UTC (F) 0400 UTC (G) 0500 UTC (H) para uma linha de instabilidade ocorrida em 26 de abril de 2017.	52
Figura 19	Evolução da refletividade horizontal a uma altitude constante de 3-km (CAPPI) do radar de Cascavel às 2100 UTC (A), 2200 UTC (B) 2230 UTC (C) 2310 UTC (D) e refletividade do Pulserad as 2100 UTC (E), 2200 UTC (F) 2230 UTC (G) 2310 UTC (H) para um evento de células convectivas isoladas ocorrido em 09 de janeiro de 2017.	52
Figura 20	Diagramas de dispersão entre proxies de refletividade e fator refletividade do radar de Cascavel, para os eventos E1 (A), E2 (B), E3 (C) e E4 (D). Valores igual a zero são identificados abaixo da linha vermelha, e linha verde fixa em 35 dBZ separa valores convectivos de valores estratiformes. A reta em azul é uma bissetriz indicando o ajuste perfeito dos dados.	53
Figura 21	Diagramas de dispersão entre proxies de refletividade e fator refletividade do radar de Cascavel, para os valores de todos os eventos (A) e excluindo os valores iguais a zero da refletividade gerada com Pulserad (B). Valores igual a zero são identificados abaixo da linha vermelha, e linha verde fixa em 35 dBZ separa valores convectivos de valores estratiformes. A reta em azul é uma bissetriz indicando o ajuste perfeito dos dados.	54
Figura 22	Diagramas de dispersão com as estimativas de precipitação utilizando dados do CAS (parte superior) e Pulserad (parte inferior) para todas as relações ZR1 (A e D), ZR2 (B e E) e ZR3 (C e F) durante todo o evento ocorrido em 13 de outubro de 2016.	55
Figura 23	Diagramas de dispersão com as estimativas de precipitação utilizando dados do CAS (parte superior) e Pulserad (parte inferior) para todas as relações ZR1 (A e D), ZR2 (B e E) e ZR3 (C e F) durante todo o evento ocorrido em 02 de novembro de 2016.	55
Figura 24	Diagramas de dispersão com as estimativas de precipitação utilizando dados do CAS (parte superior) e Pulserad (parte inferior) para todas as relações ZR1 (A e D), ZR2 (B e E) e ZR3 (C e F) durante todo o evento ocorrido em 26 de abril de 2017.	56

Figura 25	Diagramas de dispersão com as estimativas de precipitação utilizando dados do CAS (parte superior) e Pulserad (parte inferior) para todas as relações ZR1 (A e D), ZR2 (B e E) e ZR3 (C e F) durante todo o evento ocorrido em 09 de janeiro de 2017.	57
Figura 26	Distribuição dos flashes (A) e strokes (B) detectados pelo sensor GLM e a rede Rindat, respectivamente, para o evento ocorrido em 15 de março de 2018 no PR. Os valores foram acumulados para todo o período do evento e distribuídos em <i>pixels</i> com 10km de resolução.	59
Figura 27	Distribuição dos flashes (A) e strokes (B) detectados por pelo sensor GLM e a rede Rindat, respectivamente, para o evento ocorrido em 11 de junho de 2018 no RS. Os valores foram acumulados para todo o período do evento e distribuídos em <i>pixels</i> com 10km de resolução.	59
Figura 28	Sequência de imagens do satélite GOES-16 no canal infravermelho (8.4 μm) com a temperatura de brilho ($^{\circ}\text{C}$) para um evento de células convectivas ocorrido no dia 07 de janeiro 2019 no oeste do PR (imagens A, B, C e D) e para um SCM que atingiu o RS no dia 17 de dezembro de 2018 (imagens E, F, G e H).	60
Figura 29	Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CAS (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de CCI ocorrido no oeste do PR no dia 07 de janeiro de 2019. . . .	61
Figura 30	Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CAS (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de CCI ocorrido no oeste do PR no dia 07 de janeiro de 2019. . . .	61
Figura 31	Sequência temporal com PPI de 1 $^{\circ}$ de elevação da refletividade (A e B), ZDR (C e D) e Kdp (e e f), sobre a célula não identificada pelos PDE no evento ocorrido no dia 07 de janeiro de 2019 no PR.	63
Figura 32	Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CGU (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de LI ocorrido no sul do RS no dia 17 de dezembro de 2018.	64
Figura 33	Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CGU (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de LI ocorrido no sul do RS no dia 17 de dezembro de 2018.	65
Figura 34	Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CGU (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de LI ocorrido no sul do RS no dia 17 de dezembro de 2018.	65
Figura 35	Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CGU (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de LI ocorrido no sul do RS no dia 17 de dezembro de 2018.	66
Figura 36	CAPPI de 3km da refletividade do radar de CGU para às 1930 UTC (A) e evolução temporal das DEA detectadas pelos sensores da Rindat de 1900 até 1930 UTC (B). Ambas as imagens correspondem ao evento ocorrido no dia 17 de dezembro de 2018 no RS.	66

Figura 37	<p>PPI da refletividade do radar de CGU para a elevação de 1° onde as retas em preto indicando as seções verticais, os círculos correspondem aos raios de 250 e 150 km de distância do radar, e o ponto acompanhado da sigla SBSM assinala a localização da sondagem (a). As seções verticais para os ângulos azimutes de 310°(B) e 295°(C) contém a indicação da altura aproximada da isoterma de -1,1°C observada na sondagem às 1200 UTC (linha preta tracejada) do dia 17 de dezembro de 2018. As imagens de refletividade foram todas obtidas para às 1920 UTC desta mesma data.</p>	67
Figura 38	<p>Sequência no tempo de campos de refletividade dos PDE (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de LI ocorrido no sul do RS no dia 17 de dezembro de 2018.</p>	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Data dos eventos com os respectivos intervalos de tempo analisados, fenômenos observados e a região de ocorrência de cada evento:	40
Tabela 2	Características técnicas dos pluviômetros e o número de instrumentos de cada instituição localizados dentro da área de cobertura dos radares de CAS e CGU.	40
Tabela 3	Características técnicas dos radares de CAS e CGU:	41
Tabela 4	Relações ZR utilizadas nas análises de estimativas de precipitação.	49
Tabela 5	Índices estatísticos médios para todos os casos das comparação realizadas entre os valores de refletividade do radar e Pulserad, e os índices relacionados as estimativas de precipitação comparadas aos dados observados nos pluviômetros.	58

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

JBN	Jato de Baixos Níveis
DEA	Descargas Elétricas Atmosféricas
Simepar	Sistema Meteorológico do Paraná
PR	Estado do Paraná
RS	Estado do Rio Grande do Sul
PDE	Proxies de Descargas Elétricas
LND	Taxa Logarítmica do Número de Descargas
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
Cemaden	Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
ENTLN	Earth Networks Total Lightning Network
SMAS	Sistema de Monção na América do Sul
BC	Baixa do Chaco
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
SF	Sistemas Frontais
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
LI	Linha de Instabilidade
CCI	Células Convectivas Isoladas
QPE	Quantitative Precipitation Estimation
Zdr	Refletividade diferencial
Kdp	Diferencial de fase específica
NS	Nuvem-Solo
IN	Intra-Nuvem
GLM	Geostationary Lightning Mapper
CAS	Radar de Cascavel-PR
CGU	Radar de Canguçu-RS
DECEA	Departamento de Controle do Espaço Aéreo

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	REVISÃO DE LITERATURA	18
2.1	Principais sistemas meteorológicos associados a precipitação no sul do Brasil	18
2.2	Precipitação estratiforme e convectiva	20
2.3	Métodos de medida de precipitação	21
2.4	Métodos de estimativa de precipitação	23
2.4.1	Estimativa de precipitação por radar	24
2.5	Variáveis polarimétricas	27
2.6	Descargas Elétricas Atmosféricas (DEA)	29
2.6.1	Modelo conceitual de geração de descargas elétricas pelas nuvens	31
2.6.2	Relação entre descargas elétricas e precipitação	35
2.6.3	<i>proxies</i> gerados com DEA	37
3	DADOS E METODOLOGIA	38
3.1	Região de estudo e eventos analisados	38
3.2	Dados de pluviômetros	40
3.3	Dados de radar	40
3.4	Dados do Pulserad	41
3.5	Dados do GLM e Rindat	42
3.6	Elaboração dos <i>proxies</i>	43
3.7	Estrutura do processamento para elaboração dos <i>proxies</i> com dados do GLM	46
3.8	Métodos de avaliação	47
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	50
4.1	Comparação observacional: Refletividade do radar x Pulserad	50
4.2	Análise dos diagramas de dispersão e índices estatísticos	53
4.3	Análise das Estimativas de precipitação feitas com dados do Pulserad e o radar de Cascavel	54
4.4	Comparação entre dados do GLM e Rindat	58
4.5	Avaliação dos PDE gerados com dados da Rindat (PR) e GLM (RS): Estudos de caso	60
5	PROVA DE CONCEITO: USO DOS PDE COMO FERRAMENTA PARA PREVISÃO DO TEMPO OPERACIONAL	69
5.1	Ferramentas utilizadas	70

6 CONCLUSÕES	71
REFERÊNCIAS	74

1 INTRODUÇÃO

O sul do Brasil é uma das regiões com maior potencial para ocorrência de eventos extremos, como queda de granizo, chuvas torrenciais, descargas elétricas e vendavais (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003), que conseqüentemente causam diversos transtornos a sociedade. Para reduzir os impactos causados por estes eventos, as instituições responsáveis pela previsão e monitoramento do tempo utilizam uma série de instrumentos e ferramentas que auxiliam nesta tarefa, dentre as quais pode-se mencionar os dados de satélites, radares meteorológicos, modelos de previsão do tempo, sensores de descargas elétricas e pluviômetros. Para o monitoramento do tempo e nowcasting, o radar meteorológico é especialmente importante, visto que a refletividade pode dar a dimensão e a intensidade de uma tempestade, e permitir o seu rastreio e estimativa de propagação, que é muito importante para o envio de alertas.

Além da previsão e monitoramento de eventos extremos, o conhecimento da precipitação que atinge uma região é extremamente importante para diversas áreas como climatologia, recursos hídricos, agricultura, setor elétrico e de geração de energia entre outros (GRECU; ANAGNOSTOU; ADLER, 2000). Além disso o gerenciamento de áreas com risco de inundações e o planejamento de recursos hídricos, são altamente dependentes da acurácia na medida/estimativa da precipitação (STRANGWAYS, 2007). Contudo sua grande variabilidade espaço temporal dificulta a quantificação e determinação da distribuição de ocorrência, de modo que requer-se uma densa rede de pluviômetros para obtenção dessas informações (BERNARDI et al., 2015). Uma alternativa a ausência de pluviômetros é a utilização de técnicas de estimativas de precipitação por radar.

O fato é, que algumas regiões do Brasil, como é o caso da região sul, carecem de uma rede ampla de pluviômetros e de radares. Além disso, os produtos derivados de radares são suscetíveis a obstáculos como montanhas, grandes corpos de água ou regiões com orografia muito acidentada (LIU et al., 2013), impedindo por exemplo a realização de monitoramento e nowcasting. Portanto, é muito importante a busca por alternativas a estas carências, que sejam viáveis em relação ao custo e manutenção.

Neste contexto, as Descargas Elétricas Atmosféricas (DEA) vêm sendo utilizadas

como uma importante informação tanto para a detecção de convecção (VASILOFF et al., 2007; ZHANG et al., 2011), como para auxiliar em métodos de estimativa de precipitação, principalmente em regiões com terreno montanhoso (MINJAREZ-SOSA et al., 2012). Uma outra aplicação para as DEA foi proposta por Liu et al., (2013), o qual consiste na utilização de dados de DEA na geração de *proxies* de refletividade (conhecido como Pulserad), de modo semelhante aos *pixels* observados nas imagens de refletividade do radar. Nesta proposta, os dados de DEA são detectados por sensores em superfície, possibilitando determinar a taxa total de descargas, ou seja, a soma das descargas intra-nuvem (IN) e nuvem-solo (NS) que é chamada de dBR. A obtenção da variável dBZ é feita a partir de uma relação linear.

Assim como a refletividade do radar, o Pulserad também permite determinar e acompanhar regiões com convecção profunda, visto que a maior ocorrência de DEA estão associadas a núcleos com intensa convecção. O grande benefício de utilizar dados de DEA é proporcionar o rastreamento de tempestades e a estimativa de precipitação, principalmente em regiões onde o uso das demais técnicas de medida e detecção são insuficientes. Uma vez que o Brasil possui sensores instalados em grande parte de seu território, estas informações podem suprir a necessidade de muitas bacias hidrográficas que não dispõem de radares e pluviômetros instalados na área de interesse. Vale ressaltar que este método limita-se a detecção de precipitação convectiva, visto que os sistemas com capacidade de gerar maiores taxas de descargas são aqueles associados a chuva convectiva, e apenas em raros casos estão associados a regiões com precipitação estratiforme.

De acordo com o exposto acima, este estudo propõem-se a avaliar os dados do Pulserad com base em suas aplicações de estimativa de precipitação e detecção de convecção profunda, comparando os valores de refletividade com a estimativa de precipitação por radar. A capacidade de detecção das células convectivas é avaliada em comparação com os dados de radar, enquanto que a estimativa de precipitação é comparada tanto com a estimativa de radar quanto com dados observados por pluviômetros. Esta avaliação foi realizada para 4 casos de convecção que ocorreram no oeste do estado do Paraná (PR).

Além da análise dos dados do Pulserad, foram utilizados dados de DEA para gerar uma relação semelhante a descrita acima, possibilitando criar os *proxies* de Descargas Elétricas (PDE) com dados dos sensores de superfície da Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas (Rindat) ou do sensor Geostationary Lightning Mapper (GLM). O objetivo é propiciar o uso dos PDE em regiões sem cobertura de radares, ou quando estes estiverem fora de operação, mantendo a capacidade de realização do monitoramento e nowcasting. Portanto, os PDE serão testados em estudos de caso para determinar se podem ser úteis na detecção de convecção. Neste sentido, o trabalho busca oferecer uma alternativa de baixo custo para suprir as lacu-

nas da rede de radares, com foco na detecção de convecção e uma possível utilização por centros operacionais no monitoramento e nowcasting.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Principais sistemas meteorológicos associados a precipitação no sul do Brasil

A climatologia de precipitação da região sul do Brasil apresenta estações secas e úmidas bem definidas, mais especificamente na porção norte onde atua o Sistema de Monção na América do Sul (SMAS), e proporciona maiores volumes de precipitação durante os meses quentes. Enquanto que mais ao sul, a precipitação é melhor distribuída durante as estações, sendo a maior parte concentrada no inverno em função do grande número de sistemas frontais que atingem a região (GRIMM, 2009).

A ocorrência de SMAS é reflexo da circulação, que nos meses quentes tende a favorecer a instabilidade e aumentar a incidência de eventos convectivos na região que compreende o sul do Brasil. Isto ocorre devido a associação entre sistemas de escala sinótica que contribuem favoravelmente para tal ocorrência (GRIMM, 2009; CAVALCANTI, 2012).

Dentre os sistemas mencionados acima, pode-se citar como um dos mais importantes o Jato de Baixos Níveis (JBN), que consiste em um corredor de ventos com direção relativamente constante, normalmente com máximo de velocidade em torno de 2 km de altitude, abrangendo uma faixa de 500 km e comumente ocorre ao longo de uma cadeia de montanhas que age no sentido de canalizar seu movimento. Na América do Sul, o papel do JBN na formação de sistemas convectivos consiste basicamente no transporte de calor e umidade vindos da Amazônia, que são de modo geral o combustível para a geração e desenvolvimento destes sistemas (MARENGO; NOBRE, 2009). Durante a primavera e verão, é observado uma maior ocorrência de JBN, que age favoravelmente ao desenvolvimento dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), os quais são responsáveis por grandes volumes de chuva no sul do Brasil e regiões adjacentes (CAVALCANTI, 2012).

Além do JBN, outra característica sinótica típica nas estações quentes é a presença da Baixa do Chaco (BC), que consiste em uma circulação em baixos níveis, onde um sistema de baixa pressão forma-se aproximadamente entre 15-25°S e 60-

65°W (entre a Bolívia e o Paraguai), e sua formação se deve principalmente ao aquecimento superficial em dias de céu claro, ou após a ocorrência de precipitação convectiva pela liberação de calor latente que acontece durante a convecção. Este sistema normalmente está relacionado não somente com o JBN, mas também com Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e, em sua fase de dissipação, ao avanço de sistemas frontais (SELUCHI; SAULO, 2012).

O aprofundamento de um cavado em baixos níveis, que se prolonga a partir da BC em direção a sudeste, juntamente com aquecimento anômalo da superfície acompanhando sua extensão, foi uma condição associada com instabilidade na região sul do Brasil retratada por Seluchi et al., (2017), onde observou-se este comportamento nos baixos níveis da atmosfera quando da ocorrência de precipitação intensa no leste de Santa Catarina. Nesta situação, onde evidencia-se um cavado orientado no sentido noroeste-sudeste, a advecção quente (que pode ou não estar associada a um evento de JBN) facilita o transporte de calor para sul.

Um outro sistema que pode afetar o regime de precipitação no sul do Brasil, neste caso especialmente a parte norte desta região, é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), caracterizada por uma banda de nebulosidade que estende-se no sentido noroeste-sudeste, e ocorre devido ao fluxo convergente que o acompanha (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004). Embora a ZCAS seja um fenômeno que atinge mais a região sudeste e centro-oeste do Brasil, determinados eventos podem causar precipitação significativa sobre o norte da região sul do Brasil. Nos verões, as chuvas mais intensas observadas no sul do Brasil ocorrem no setor norte, justamente nas proximidades da ZCAS, onde o aquecimento e a convergência de umidade são maiores (GRIMM, 2009).

De modo que os sistemas mencionados acima atuam basicamente nos meses quentes, no inverno a precipitação na região sul deve-se principalmente a outros fatores condicionantes, como por exemplo os Sistemas Frontais (SF), que podem, segundo Andrade e Cavalcanti, (2004), ser determinados com base na queda da temperatura, aumento da pressão atmosférica seguida de uma variação da componente meridional do vento. Estes sistemas normalmente avançam orientados no sentido sudoeste-nordeste, associados a um ciclone em superfície e um anticiclone de retaguarda, o qual carrega ar frio de altas latitudes.

Embora os SF sejam mais frequentes durante o inverno, eles estão presentes durante todo o ano, sendo que no verão podem interagir com massas de ar quentes e úmidas presentes em menores latitudes, e assim promover convecção profunda sobre o continente (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009). Além disso, os SF frequentemente podem interagir com outros sistemas e intensificar a instabilidade.

Grande parte da precipitação que ocorre no sul brasileiro, especialmente nos períodos de primavera e verão, deve-se a ocorrência de Sistemas Convectivos de Me-

soesca (SCM), os quais desempenham importante função no ciclo hidrológico e são responsáveis por diversos eventos extremos na região, como por exemplo enchentes, queda de granizo, vendavais e DEA (BENETI, 2012; CAVALCANTI, 2012). Estes sistemas podem ser identificados em imagens de satélite como aglomerados de nuvens convectivas (cumulonimbus), com uma região de precipitação constante combinadas com áreas estratiformes, com extensão de ao menos 100 km (HOUZE, 1994; SILVA; DIAS, 2009; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

Grande parte dos SCM comumente desenvolve-se sobre o Paraguai, norte da Argentina ou até mesmo sobre o sul do Brasil (BENETI, 2012; CAVALCANTI, 2012). Estes sistemas podem ter diferentes configurações, assumindo assim diferentes nomenclaturas, como Linhas de Instabilidade (LI) quando assumem uma forma de linha, Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) quando possuem uma aspecto concêntrico e bem organizado, ou apenas SCM quando apresentam formatos irregulares, sendo que todos esses possuem potencial para precipitação intensa, fortes rajadas de vento e granizo (CAMPOS; EICHHOLZ, 2011). Beneti (2012) observou que a formação dos SCM no sul do país é influenciada de forma importante pelas características dinâmicas do ambiente, especialmente a presença do JBN e a convergência de umidade.

No estudo de Campos e Eichholz (2011) foi verificado que casos de SCM ocorridos entre 2004 e 2008, com gênese ao sul de 20°S e tempo de vida de no mínimo 6 horas, apresentam em sua maioria trajetória predominante de oeste para leste, com formação preferencial nos trimestres mais quentes do ano e ciclo de vida de 6 á 12 horas, sendo os eventos mais duradouros e intensos observados nos meses frios, devido ao aporte para a convecção fornecida pela maior frequência de SF.

Dentre as possíveis formas que um SCM pode adquirir, as LI são relativamente comuns e causam grande impacto tanto nos trópicos como em latitudes médias. Porém, poucos são os estudos relacionados a LI fora dos trópicos, dentre eles pode-se destacar os estudos de casos para o sul e sudeste do Brasil realizados por Ribeiro e Nunes (2011) e Bender e Freitas (2012).

Conforme exposto, nota-se que são muitas as condições sinóticas e de mesoescala que possibilitam a ocorrência de precipitação sobre a região sul do Brasil, sendo que a distinção entre os sistemas é importante no sentido de entender os processos dinâmicos e termodinâmicos que levam a ocorrência de precipitação.

2.2 Precipitação estratiforme e convectiva

A região convectiva é onde a precipitação mais intensa ocorre, e também onde os movimentos verticais atuam de forma mais acentuada, enquanto que a área estratiforme é mais extensa e homogênea, sendo caracterizada por movimentos verticais

menos intensos, que levam a menores taxas de precipitação e dificilmente ultrapassam os 10mm/h (HONG; KUMMEROW; OLSON, 1999).

A precipitação convectiva está relacionada com regiões de convecção profunda, que são áreas menores em SCM típicos, onde as nuvens atingem grande desenvolvimento vertical, sendo estas do tipo cumulonimbus e cúmulos congestus, enquanto que as regiões estratiformes abrangem áreas maiores e são associadas a nuvens como stratus, stratocumulos, altostratos e nimbostratos (RULFOVÁ; KYSELÝ, 2013).

Outra característica da precipitação convectiva é a maior atividade elétrica associada às nuvens que possuem grande desenvolvimento vertical. Isto ocorre devido a maior presença de cristais de gelo que formam-se no corpo destas nuvens, e contribuem para sua eletrificação (STRANGWAYS, 2007). De acordo com Lang et al. (2004), embora a região convectiva seja a que mais produz descargas elétricas, a porção estratiforme também possui uma relativa contribuição na geração de descargas, principalmente às descargas do tipo nuvem solo positivas. Neste sentido a separação da precipitação na parte convectiva e estratiforme é conveniente quando deseja-se realizar estudos sobre a estimativa de precipitação, por exemplo.

2.3 Métodos de medida de precipitação

Uma definição formal da quantidade de precipitação que alcança a superfície terrestre durante um determinado período pode ser expressa em termos da profundidade de água que cobriria uma projeção horizontal da superfície da terra, sendo que qualquer precipitação em forma de gelo ou neve tenha derretido (WMO-NO168, 2008). Assim, quando medimos a precipitação com um instrumento, essencialmente deseja-se determinar a quantidade de água que cai sobre uma determinada área, em um período acumulado de tempo que pode variar de acordo com o objetivo e o equipamento utilizado.

Os pluviômetros podem ser de diferentes modelos, com medição automática ou manual, e diferentes resoluções espaciais. Os mais utilizados atualmente são de leitura automática, ou seja, a cada período de tempo (que varia conforme o equipamento) o registro do valor medido é enviado automaticamente para um *data logger*. Enquanto que os equipamentos convencionais necessitam de um profissional para fazer a leitura no instrumento à cada hora de leitura pré determinada.

O instrumento mais utilizado é o pluviômetro de balança (Fig. 1), que tem seu funcionamento resumido na captação da água da chuva em um reservatório, com capacidade limitada a poucos milímetros de água (geralmente 0.2 mm). Este reservatório tomba para o lado ao alcançar o seu limite de captação, enviando um pulso elétrico que é recebido por um datalogger ou computador. Desse modo, cada pulso enviado ao datalogger indica que uma medida do reservatório foi atingida, e assim, a

soma da quantidade de pulsos enviados indica o valor acumulado de precipitação no período estipulado para cada equipamento.



Figura 1 Ilustração de funcionamento de um pluviômetro do tipo de Bâscula.

Fonte: Site Nova Escola, 2019.

Outro equipamento utilizado na coleta de dados de precipitação em superfície é o disdrômetro, que pode ser classificado em relação ao seu sensor. O disdrômetro de impacto possui um sensor outdoor, que capta as gotas de chuva que caem sobre sua área, e a partir do impacto causado gera um impulso mecânico, que posteriormente é processado pelo transdutor que transforma o sinal em um pulso elétrico. A classificação do pulso elétrico é feita com base em sua amplitude em relação a um espectro que permite determinar a distribuição de tamanho das gotas de chuva. De maneira distinta, o sensor óptico mede o tamanho e a velocidade das gotas que caem sobre um feixe de laser horizontal, que é perturbado a medida que as gotas atravessam este feixe. O grau de bloqueio do sinal de laser representa o tamanho das gotas enquanto que o tempo de interferência no sinal está relacionado com a sua velocidade de queda. Os sensores a laser ainda podem ser divididos em *Parsivel* e *Thies*, porém o funcionamento de ambos é bastante semelhante.

No entanto, em geral os disdrômetros são equipamentos que restringem-se essencialmente ao âmbito da pesquisa, sendo de grande utilidade na otimização de análise

de informações de radar, como por exemplo a estimativa de precipitação. Além disso, as medidas destes instrumentos podem ser muito importantes nos estudos de microfísica de nuvens.

2.4 Métodos de estimativa de precipitação

Dentre os primeiros métodos de estimativa de precipitação, foi o proposto por Marshall, et al. (1947), que sugeriu a possibilidade de estimar remotamente valores de chuva a partir de ecos de refletividade. De acordo com este método, a taxa de precipitação é função da refletividade obtida por um radar meteorológico. Logo, a maior vantagem em utilizar um sistema de radar para estimar a precipitação é devido a alta resolução espaço-temporal na qual os dados podem ser fornecidos, além do alcance de mais de 200 km a partir do radar (GOURLEY; HONG, 2014). Embora que este método apresente alguns erros na conversão do sinal do radar para taxas de precipitação, sua aplicação é bastante útil em previsões meteorológicas e monitoramento de inundações, dados de entrada para modelos hidrológicos e voltados para a agricultura (FABRY, 2015).

Mesmo que a estimativa de precipitação por radar contenha diversos pontos positivos, e seja uma boa alternativa para suprir as lacunas deixadas pela ausência de pluviômetros, a rede de radares disponível no Brasil possui cobertura insuficiente, impedindo a determinação da precipitação em algumas regiões.

Em determinadas situações, pode ser interessante assumir uma menor acurácia na estimativa da chuva em troca de melhor cobertura espacial e longas sequências temporais. Neste sentido, os produtos voltados a estimativa de chuva derivados de satélites meteorológicos, são importantes quando o objetivo é analisar a variabilidade espacial da precipitação, uma vez que não são suscetíveis a interrupções devido a eventos de tempo severo, problema este que afeta diretamente as medidas em superfície (BERNARDI et al., 2015). Outro ponto favorável é o fato de serem disponibilizados livremente na internet.

Contudo, mesmo dispondo de algumas vantagens, a estimativa de chuva feita com produtos de satélites pode apresentar um viés significativo, visto que dependendo da região climática, as estimativas podem tanto superestimar como subestimar sistematicamente o valor real da precipitação, conforme mostrado por Silva (2012).

Diante das dificuldades impostas pela disponibilidade de dados e aos erros inerentes aos métodos de estimativa citados anteriormente, os pesquisadores buscam por novas alternativas para suplantarem estas deficiências, investigando a relação da precipitação com outras variáveis, como por exemplo as descargas elétricas.

A estimativa de precipitação feita a partir de dados de descargas elétricas pode ser feita utilizando *proxies*, que são gerados a partir da taxa de ocorrência de descargas,

como por exemplo o proposto por Liu et al., (2013). Neste método são gerados *proxies* alternativos de refletividade, que possibilitam estimar a precipitação em superfície, assim como é feito com dados de radar.

2.4.1 Estimativa de precipitação por radar

O radar é uma ferramenta amplamente utilizada na meteorologia e hidrologia, tanto no âmbito da pesquisa como no setor operacional, tendo como uma das principais virtudes a capacidade de detectar tempestades em tempo real, permitindo acompanhar seu movimento e desenvolvimento (FABRY, 2015).

Dentre os diversos produtos que podem ser obtidos a partir do sinal de radares meteorológicos, destaca-se a estimativa quantitativa de precipitação (QPE), a qual pode-se obter valores estimados de precipitação para grandes áreas, com boa resolução temporal e espacial, enquanto que, para obter uma resolução semelhante com dados observados seria exigido um número significativo de pluviômetros (BRINGI; CHANDRASEKAR, 2001). Entretanto, as estimativas podem conter erros, que prejudicam a quantificação da chuva, principalmente quando deseja-se obter a precipitação acumulada em um intervalo de tempo de interesse, pois os erros se somam ao longo do intervalo utilizado. Fabry, (2015) classificou os erros relacionados a QPE em três tipos: i) relacionados às medidas do radar: estes erros atingem as medidas tanto de refletividade como as variáveis polarimétricas, e são associadas normalmente a má calibração, bloqueios e atenuação do feixe. Além disso, a contaminação do sinal por ecos indesejados e ruídos também são problemas que podem ser encontrados; ii) erros nas estimativas das variáveis do radar ao nível do solo: as variáveis estimadas á superfície são detectadas em níveis acima do solo, onde podem sofrer alterações devido às mudanças de fase dos hidrometeoros e os processos microfísicos, e por isso é importante ter conhecimento do que realmente está sendo medido, assim como, quais processos físicos e dinâmicos interferem nas medidas; iii) erros no cômputo da chuva derivada das quantidades estimadas ao nível do solo: estes erros estão relacionados aos ajustes da estimativa de precipitação com a representatividade dos pluviômetros e a comparação pontual com os campos de precipitação estimados a partir da refletividade ou variáveis polarimétricas.

Assim, a acurácia da estimativa está intimamente relacionada aos ajustes de correção dos erros citados acima. Entretanto, aplicando de forma indevida as correções, os passos seguintes podem ser afetados negativamente, de modo que os erros se acumulam, gerando por fim uma estimativa falha. Para garantir a qualidade dos produtos, um rigoroso controle de qualidade deve ser aplicado aos dados, desde o processamento do sinal até a classificação de alvos não meteorológicos.

O processamento do sinal inicia-se antes mesmo da estimativa da refletividade, quando os alvos não meteorológicos, que podem gerar um sinal indesejado, são des-

cartados. Um alvo que não apresenta mudança no efeito Doppler, ou seja, velocidade radial igual a zero, não deve ser contabilizado como sinal válido, pois provavelmente não é um alvo de interesse para a meteorologia, mas sim um eco proveniente de alguma estrutura elevada. Outro problema comum são os chamados Speckles, que aparecem como forma de granulados brilhantes ou escuros nas imagens, e são causados devido a interferências construtivas e destrutivas entre as ondas eletromagnéticas.

Todos estes tipos de interferências que não correspondem a corpos meteorológicos são filtrados por algoritmos, que os distinguem com base em limiares estabelecidos previamente. Os algoritmos pode ser elaborados com base na teoria de árvore lógica, lógica Fuzzy, Redes Neurais ou em muitos casos a combinação entre algoritmos (GOURLEY; HONG, 2014).

Após um rígido controle de qualidade, como por exemplo o descrito em Harrison (2012), às medidas do radar são utilizadas em algoritmos para computar a taxa de precipitação. Bringi e Chandrasekar, (2001) classificam os algoritmos de estimativa de precipitação em dois tipos, os que utilizam técnicas com base física ou estatística. A maioria das relações são obtidas de forma empírica, utilizando como variável preditora a refletividade ou até mesmo variáveis polarimétricas, cujo uso é menos comum, devido ao fato da maioria dos radares ainda operar com apenas uma única polarização.

A estimativa com a relação Z-R utilizando a refletividade como variável preditora é uma das mais simples e mais usadas, visto que boa parte dos radares ainda operam em uma única polarização. A relação Z-R varia de região para região, assim como depende do tipo de precipitação que deseja-se estimar. Além disso, a utilização de dados de diferentes fontes, neste caso radar e pluviômetros, também acrescentam variabilidade as estimativas, uma vez que os instrumentos medem variáveis associadas a diferentes volumes (FABRY, 2015).

É comum a necessidade de ajustar-se os parâmetros para cada região ou caso específico dada a grande variabilidade da precipitação em diferentes regiões. Porém, a mais utilizada e também a primeira expressão destinada a estimar a taxa de precipitação com base na refletividade do radar foi a de Marshall e Palmer, (1948), que consiste em uma expressão exponencial obtida empiricamente, resultando na equação 1:

$$Z = 220R^{1.6} \quad (1)$$

Sendo, R a taxa de precipitação estimada em (mm/h) e Z a refletividade em (mm⁶/m³) derivada do radar. Enquanto que os coeficientes a=220 e b=1,60 são determinados estatisticamente, e variam de acordo com a região, estação do ano, tipo de precipitação estudada e distribuição do tamanho das gotas de chuva.

Justamente pelo fato das constantes a e b serem amplamente variáveis, não há

uma única expressão que descreva bem a relação entre a taxa de precipitação e a refletividade para qualquer local ou evento. Por essa razão, na literatura é possível encontrar diversas expressões que foram derivadas ao longo dos anos, cada uma sugerida para objetivos e situações distintas.

Emídio e Landim, (2008) compararam três relações com dados de chuva medidos por pluviômetros no estado de São Paulo. As relações utilizadas foram a de Marshall e Palmer (1948), Jones (1956) e Calheiros (2007) que correspondem, respectivamente, à $Z=220R^{1,60}$, $Z=486R^{1,37}$ e $Z=32R^{1,65}$. As estimativas foram comparadas com acumulados médios em duas áreas dentro do estado de São Paulo, onde a relação de Calheiros representou com melhor precisão os valores acumulados.

Em estudo realizado por Calvetti et al, (2009), as estimativas de precipitação por radar foram comparadas com dados observados de pluviômetros para a região da bacia do Rio Iguaçu no PR, onde diferentes relações ZR foram comparadas para precipitações do tipo estratiforme, convectiva e orográfica. Os resultados obtidos mostram que a relação de Marshall e Palmer apresentou o desempenho mais satisfatório dentre as relações analisadas, embora tenha superestimado a precipitação para nuvens com grande conteúdo de gelo.

A sensibilidade dos coeficientes da relação ZR é abordada no trabalho de Tenório et al. (2012), que utilizaram dados de disdrômetros e radar para eventos de precipitação na região costeira do estado de Alagoas, cujos casos são divididos em dois grupos, aqueles com iniciação continental e os com iniciação marítima. Os resultados revelaram que os coeficientes precisam ser adaptados quando deseja-se estimar a precipitação em regiões litorâneas. Resultado este que concorda com o encontrado em Calvetti et al. (2009), o qual também menciona a dificuldade em determinar com precisão os acumulados de precipitação em regiões litorâneas.

A indeterminação a respeito dos coeficientes com relação a região em que deseja-se utilizar a relação ZR não é o único problema encontrado nas estimativas por radar, uma vez que a acumulação no tempo das taxas de precipitação também podem acarretar em erros se não forem tratadas com cuidado. Por exemplo, a consideração de que não há variação na taxa de precipitação entre as observações de radar pode ser prejudicial quando deseja-se obter os acumulados para períodos curtos ou pequenas bacias, enquanto que para maiores bacias e acumulados mais longos estes erros são suavizados (FABRY et al., 1994; FABRY, 2015). Ainda de acordo com Fabry, (2015), a remoção de qualquer viés entre a estimativa e o observado para toda a área de estudo é primordial quando aplicado ao gerenciamento do nível de rios.

Mesmo com os possíveis erros associados, às estimativas derivadas de radar possuem grande aplicabilidade e podem ser extremamente úteis na previsão de inundações e gerenciamento de bacias e rios. A abrangência espacial e a alta resolução temporal e espacial dos dados fazem desta ferramenta uma alternativa extremamente

útil para regiões com insuficiente cobertura de pluviômetros.

2.5 Variáveis polarimétricas

Recentemente os radares meteorológicos vem passando por consideráveis evoluções tecnológicas, onde o incremento de variáveis polarimétricas e as medidas de velocidade Doppler estão inseridas. Os radares que operam com dupla polarização (vertical e horizontal) permitem o uso de algumas variáveis além do fator refletividade, sendo que essas quantidades são obtidas pela diferença entre o sinal polarizado na horizontal e na vertical, e podem ser utilizadas para uma variedade de aplicações, como por exemplo, a identificação de granizo, concentração e tamanho das gotas, assinaturas de convecção e estudos relacionados a microfísica de nuvens (FABRY, 2015). Dentre as principais quantidades polarimétricas mensuráveis estão a refletividade diferencial (Zdr) e a diferença de fase específica (Kdp).

O Zdr é obtido a partir da razão entre a refletividade orientada no sentido horizontal e a refletividade vertical que retornam do alvo, uma vez que se o alvo for não esférico será produzido um sinal de retorno na vertical diferente em relação ao sinal polarizado horizontalmente. A partir dessas diferenças, é possível identificar a forma predominante dos hidrometeoros dentro das nuvens. A figura 2 apresenta os valores de Zdr referentes ao tipo de hidrometeoro, sendo que para gotas de chuva maiores, os valores de Zdr serão altos, já que as gotas assumem uma forma mais oblata conforme tornam-se maiores e, conseqüentemente, possuem eixos com uma razão menor.

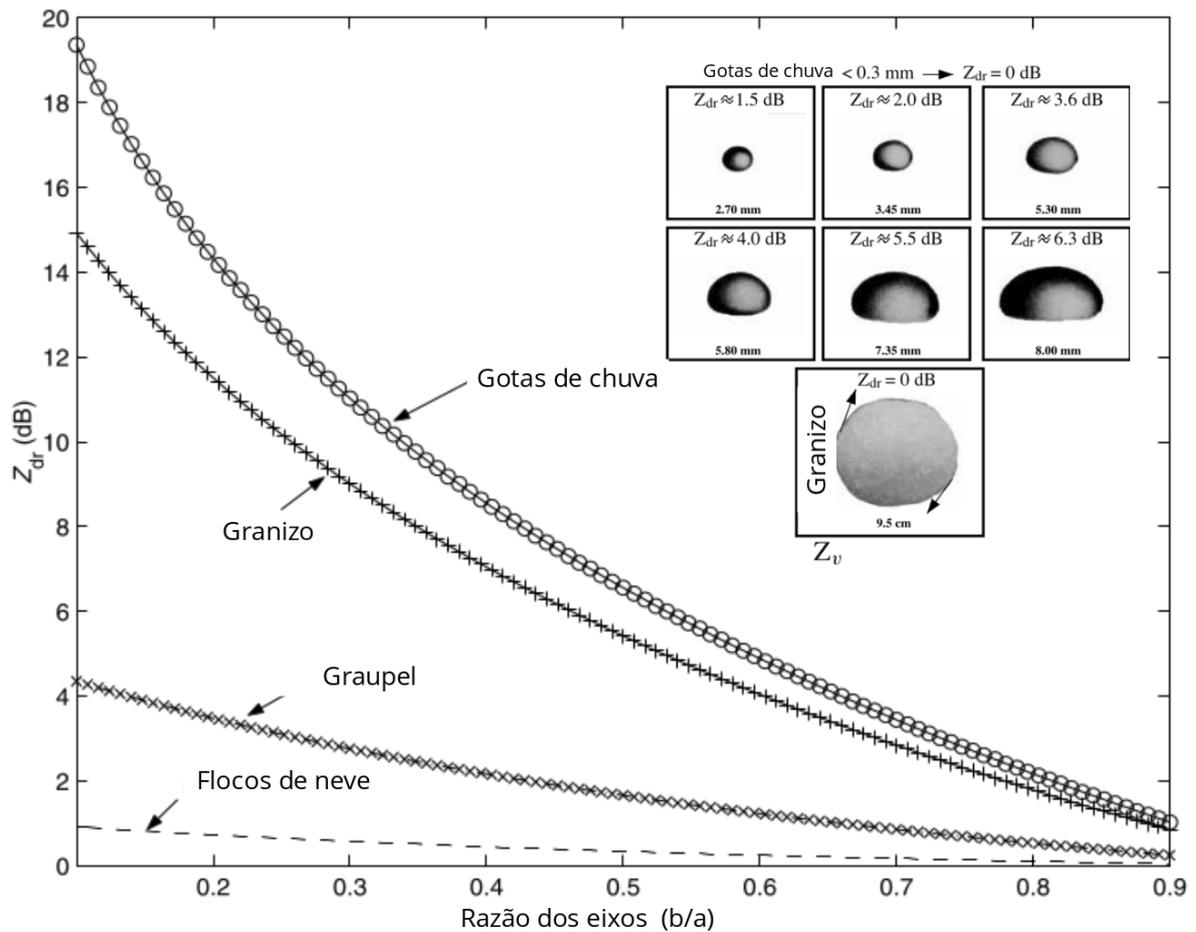


Figura 2 – Refletividade direferencial para diferentes tipos de hidrometeoros e quadro com os valores de Z_{dr} para cada forma e tamanho das gotas.

Fonte: Adaptada de Bringi e Chandrasekar, 2001.

O Z_{dr} é expresso em unidade de (dB). Para situações de Z_h igual a Z_v temos que $Z_{dr}=0$, e isso indica hidrometeoros com dimensões dos eixos verticais e horizontais muito parecidas. Valores negativos estão normalmente associados a alvos não meteorológicos, ou em alguns casos de granizo (FABRY, 2015).

Por outro lado, K_{dp} é bastante útil para a identificação de granizo no interior das nuvens. Esta quantidade é obtida a partir do aumento da diferencial da fase de propagação da onda, na extensão que consiste entre a antena e o alvo. Uma vez que estas mudanças estão associadas a diferenças na polarização, K_{dp} não é sensível a atenuação. Na maior parte das vezes K_{dp} é baixo, com exceção a presença de granizo (FABRY, 2015).

Tanto Z_{dr} como K_{dp} podem ser muito úteis também na estimativa de precipitação, visto as incertezas a respeito da forma e distribuição das gotas são reduzidas, resultando em melhor representação da microfísica das nuvens do que quando feita apenas com o fator refletividade (BRINGI; CHANDRASEKAR, 2001). Este acréscimo

de qualidade à estimativa se torna ainda mais evidente quando combinadas mais de uma variável, como por exemplo o estudo de Ryzhkov e Zrnić, (1995), que utilizou em conjunto dados de Zdr e Kdp para gerar uma estimativa com menor erro do que aquelas feitas apenas com o fator refletividade.

2.6 Descargas Elétricas Atmosféricas (DEA)

As DEA são fenômenos que ocorrem devido a presença de potencial elétrico na atmosfera, que se estabelecem quando acúmulos de cargas elétricas com sinais opostos se organizam nas nuvens, normalmente associadas a tempestades (RAKOV, 2016). As descargas podem se apresentar de diferentes formas, interagindo com o solo, ou apenas como um fenômeno luminoso no céu. Estes fenômenos estão ligados a um desequilíbrio de cargas, que pode se organizar entre as nuvens e o solo, somente entre as nuvens, ou até mesmo dentro da própria nuvem, e assim, na tentativa de retomar o equilíbrio, esse excesso de carga é transferido por um canal ionizado, dando origem às descargas (UMAN, 2001; RAKOV; UMAN, 2003; RAKOV, 2016).

Um dos processo iniciais para a ocorrência de uma DEA é a separação de cargas nas nuvens, que por consequência dão origem a um potencial elétrico entre as regiões polarizadas. Assim, quando o potencial encontra-se suficientemente forte para romper a rigidez dielétrica do ar, as descargas se formam caracterizando o mecanismo responsável pela transferência de elétrons de uma região negativamente carregada para outra positivamente carregada (SAUNDERS, 2008; BABA; RAKOV, 2009; STOLZENBURG; MARSHALL, 2009; RAKOV, 2013).

As nuvens convectivas, como uma típica cumulonimbus, na maioria das vezes possuem atividade elétrica associada, que ocorre pelo fato da separação de cargas no seu interior ser acentuada pela grande presença de hidrometeoros de diferentes tamanhos e fases, além da presença de movimentos ascendentes e descendentes que ocorrem dentro das tempestades. Estes mecanismos levam a formação de regiões com acúmulos de carga no interior das nuvens (HOUZE, 2014; RAKOV, 2016).

Segundo Rakov e Uman, (2013), as DEA podem ser divididas em categorias determinadas com relação ao local onde a descarga ocorre, sendo conhecidas como, intra-nuvem (IN) aquelas que ocorrem dentro da própria nuvem, nuvem-nuvem (NN) quando a descarga se propaga entre duas ou mais nuvens, nuvem-ar (NA) quando a descarga parte de uma nuvem sem conectar nenhum ponto no céu ou no solo, e finalmente as descargas nuvem-solo (NS), que neste caso conectam o solo com a nuvem e são popularmente também conhecidos como raios (Fig. 3). De modo geral, na literatura utiliza-se a sigla IN para se referir a todas aquelas descargas que não tem contato com o solo.

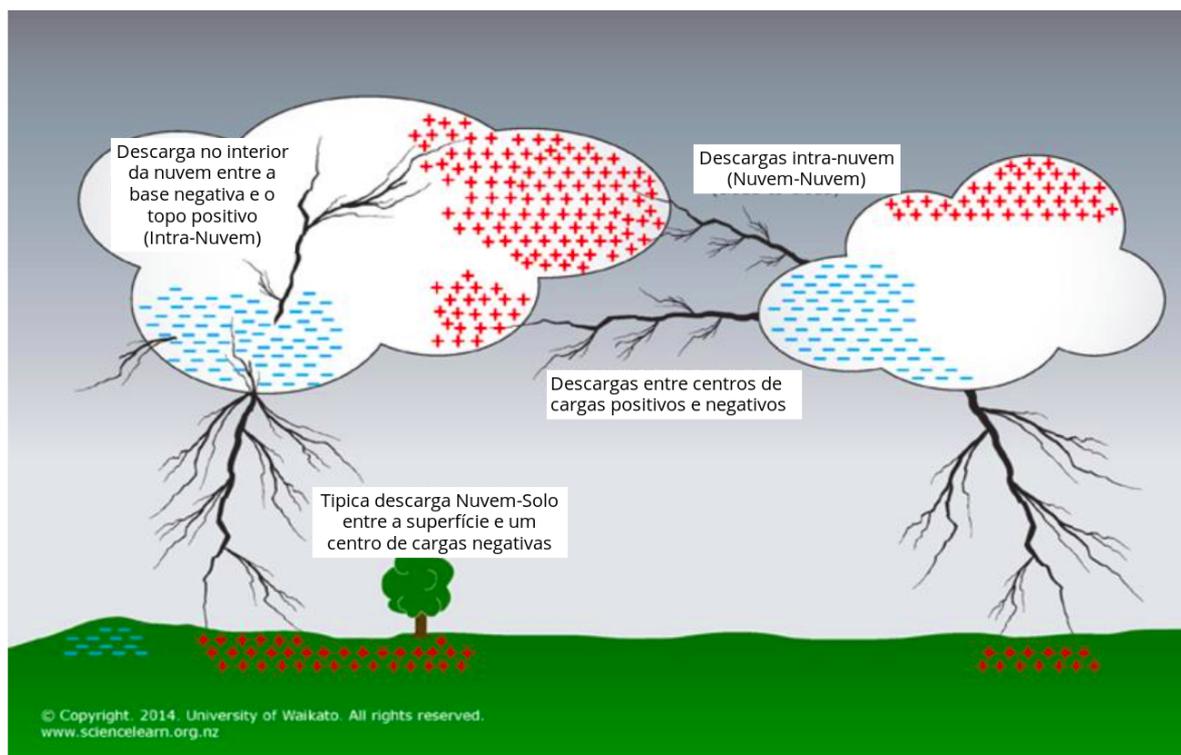


Figura 3 – Ilustração dos diversos tipos de descargas elétricas observadas na atmosfera e a configuração de cargas associadas.

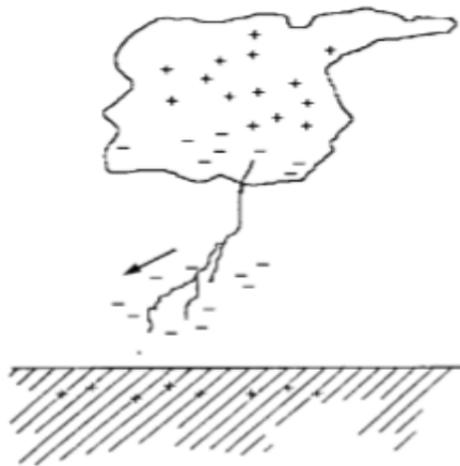
Fonte: University of Waikato, 2018.

Assim como as descargas IN, as descargas que atingem o solo também podem ser divididas em categorias, que neste caso relacionam-se com a polaridade da carga transferida para o solo e a direção de propagação do líder escalonado (discutido na seção 2.6.1). Como ilustrado na figura 4, as descargas são divididas em descendentes negativas, ascendentes negativas, descendentes positivas, ascendentes positivas. Em termos gerais todos estes tipos podem ser entendidos como nuvens do tipo Nuvem-solo e recebem normalmente na literatura a sigla CG, referindo-se a Cloud-to-Ground.

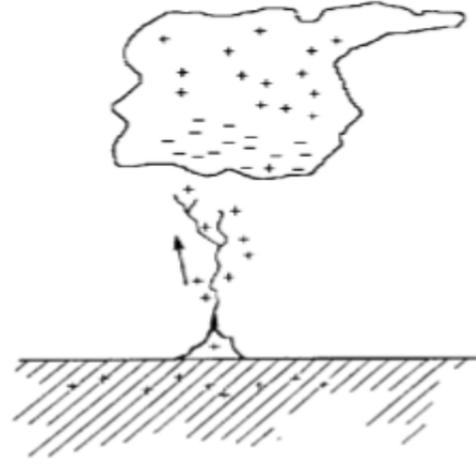
Dentre estes quatro tipos de descargas, as mais comuns são as descargas descendentes, em especial as negativas, que correspondem a aproximadamente 90% das descargas presentes na atmosfera, enquanto que as descargas ascendentes são relativamente raras e geralmente estão relacionadas com algum ponto elevado do solo, como montanhas ou estruturas como torres e edifícios (UMAN, 2001).

Diversos tipos de tempestades podem produzir DEA, dentre elas pode-se citar as tempestades isoladas, tempestades multicelulares, supercélulas e outras tempestades associadas a sistemas convectivos de diferentes formas. Dentro desta gama de eventos, as DEA ainda podem variar quanto a sua ocorrência, polaridade e sentido. A quantificação das descargas é feita muitas vezes utilizando a densidade de flashes, que corresponde ao número de descargas por unidade de área por unidade de tempo.

É importante definir que o *flash* é composto por um conjunto de descargas que ocorrem de forma organizada em um curto período de tempo, normalmente com 3 ou 4 componentes mais intensas, que são conhecidas como *strokes* (UMAN, 2001).



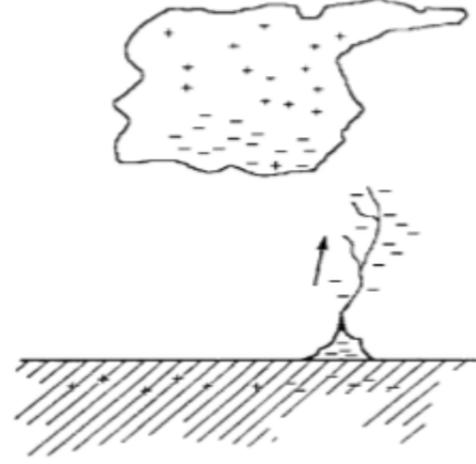
(a) Descarga negativa descendente



(b) Descarga negativa ascendente



(c) Descarga positiva descendente



(d) Descarga positiva ascendente

Figura 4 – Imagem ilustrativa dos quatro tipos mais conhecidos de descargas elétricas que ocorrem em interação com o solo.

Fonte: RAKOV E UMAN, 2003, p.5.

2.6.1 Modelo conceitual de geração de descargas elétricas pelas nuvens

Ainda que os fenômenos elétricos da atmosfera sejam estudados a muitos anos, os processos relacionados com a geração e separação de cargas no interior das nuvens ainda não é completamente compreendido. Tais processos são fundamentais para a ocorrência das descargas, e seu incompleto entendimento pode ser atribuído à grande complexidade dos processos micro e microfísicos envolvidos na eletrificação

das nuvens. Onde os processos microfísicos são responsáveis pela geração de cargas enquanto que os processos macrofísicos se encarregam de separá-las no interior das nuvens.

Entre os processos de geração de cargas, destacam-se o indutivo colisional e o termoelétrico (Fig.5). A teoria colisional assume que hidrometeoros como o graupel¹ e o granizo descem por gravidade através da nuvem e colidem contra partículas menores como cristais de gelo e gotículas de água, que dirigem-se em sentido contrário devido a ação das correntes ascendentes. Durante a colisão, as partículas menores cedem elétrons ao granizo, que torna-se negativamente carregado, dando origem a região de cargas negativas no centro das nuvens, aproximadamente entre -10 e -20°C .

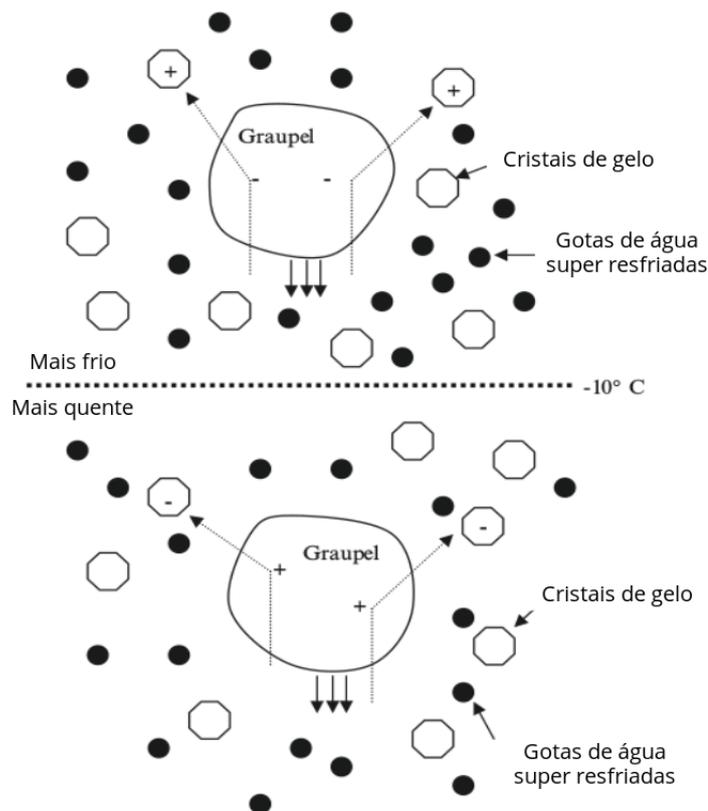


Figura 5 – Modelo da teoria colisional para temperatura abaixo de -10°C (diagrama superior), e inversão de cargas na teoria termoelétrica com temperaturas superiores a -10°C (diagrama inferior).

Fonte: COORAY, 2015, p.82

Tais processos agem de forma simultânea durante o desenvolvimento das tempestades, sendo responsáveis pela distribuição de cargas no interior das nuvens. Enquanto que, no processo termoelétrico, a temperatura é quem determina como ocorrerá a separação de cargas, sendo -10°C o limiar para a inversão de carga, de modo que temperaturas superiores tornam o processo colisional inverso, e assim fazem com

¹Pequenos esferóides de gelo, muito semelhantes ao granizo, porém com menor diâmetro.

que os cristais de gelo fiquem negativamente carregados após colidirem contra o gra-nizo. (JAYARATNE, 2003; WALLACE; HOBBS, 2006; SAUNDERS, 2008; COORAY, 2015).

Uma teoria bastante aceita para a separação de cargas é a convectiva, na qual as correntes descendentes e ascendentes típicas de tempestades convectivas exer-cem papel fundamental na separação das cargas (Fig. 6). As correntes descendentes levam cargas positivas para o topo das nuvens, enquanto que as cargas negativas situadas nas camadas mais altas da nuvem são transportadas para baixo pelas correntes descendentes. Neste mecanismo, a nuvem inicia com predominância de cargas positivas em todo seu interior, em parte devido às correntes ascendentes que trans-portam estas cargas para cima. A medida que a nuvem cresce, passa a ser envolvida por cargas negativas, que por sua vez, são conduzidas para a base da nuvem devido ao fortalecimento das correntes descendentes que surgem com desenvolvimento da tempestade. O fortalecimento da região de cargas negativas, proporciona a formação da chamada corona de cargas positivas, que se estabelece ao redor dessas regiões, e posteriormente alimentam o transporte de cargas positivas para o interior da nuvem (SAUNDERS, 2008).

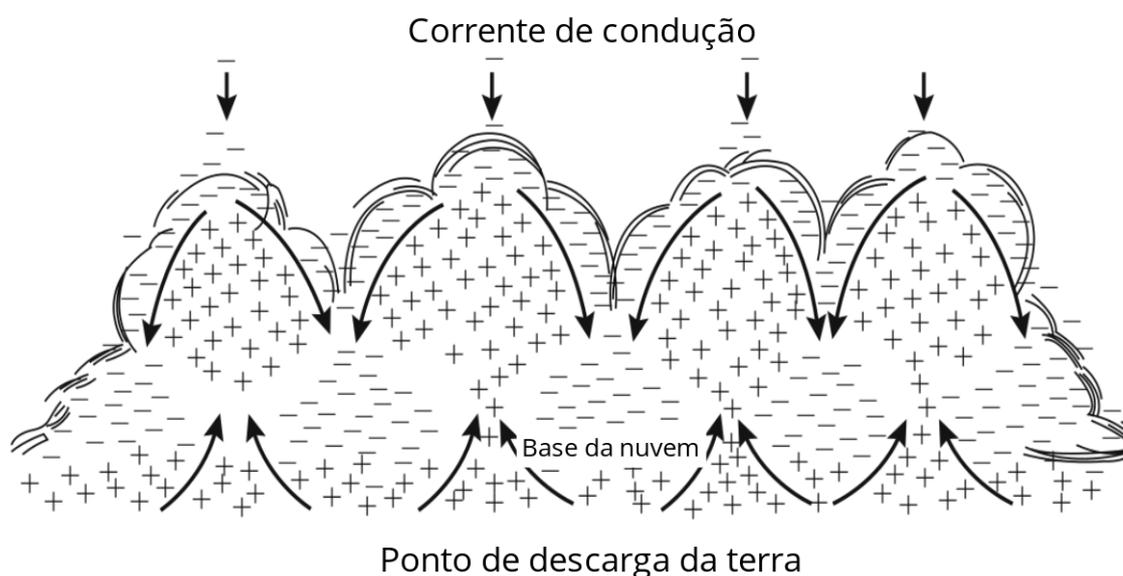


Figura 6 – Esquema mostrando as corrente ascendentes e descendentes no processo convectivo de separação de cargas

Fontes: Jayaratne, 2003 adaptado de Vonnegut, 1963.

Como resultado destes processos, regiões com excesso de cargas positivas e ne-gativas se formam no interior das tempestades, intensificando o potencial elétrico. A distribuição típica das cargas dentro nuvem é apresentada na figura 7, onde observa-se que uma faixa com cargas negativas se concentra aproximadamente ao redor da isoterma de -15°C , para ambos os estágios. Enquanto que no estágio maduro, o topo

da nuvem apresenta uma camada de cargas negativas, que não está presente no estágio dissipativo. A camada negativamente carregada costuma ser estreita verticalmente (normalmente menor do que 1 km) e extensa horizontalmente (HOUZE, 2014).

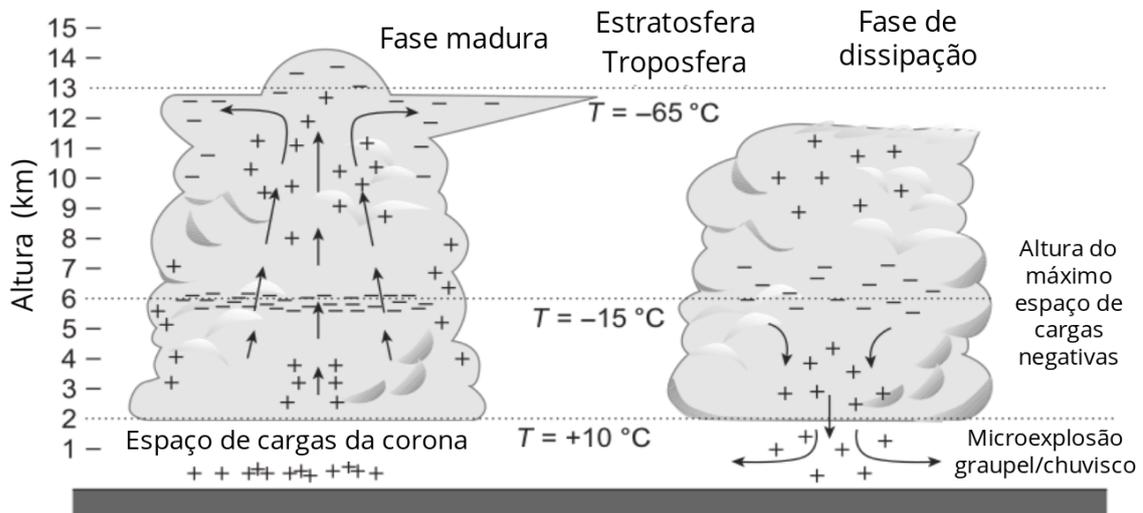


Figura 7 – Esquema com a representação da estrutura elétrica de uma nuvem do tipo Cumulonimbus.

Fonte: HOUZE, 2014, p.189.

De acordo com os processos abordados anteriormente, a intensificação do potencial elétrico entre a nuvem e o solo é o fator principal para desencadear uma descarga elétrica do tipo NS. Assim sendo, os processos de uma descarga NS do tipo negativa (Fig. 8) iniciam-se com a propagação de um canal tortuoso conhecido como líder escalonado, que dirige-se a partir da nuvem em direção ao solo. O caminho percorrido pelo líder ocorre em etapas, avançando com pausas da ordem de microsegundos, em busca do caminho mais fácil até a região de cargas positivas. O líder escalonado normalmente se ramifica durante este percurso, porém dificilmente mais de um ramo atinge a superfície da terra. Ao se aproximar do solo por cerca de dezenas de metros, o potencial elétrico entre o líder e o solo aumenta bruscamente ao ponto de romper a rigidez dielétrica do ar. A partir desta ruptura, um líder conectante (em alguns casos mais de um) parte do solo em direção ao líder escalonado. Quando estes canais se encontram, a descarga ocorre no sentido de carregar as cargas para o solo, promovendo um intenso clarão que está associado a descarga de retorno (Fig. 8) (UMAN, 2001; RAKOV; UMAN, 2003).

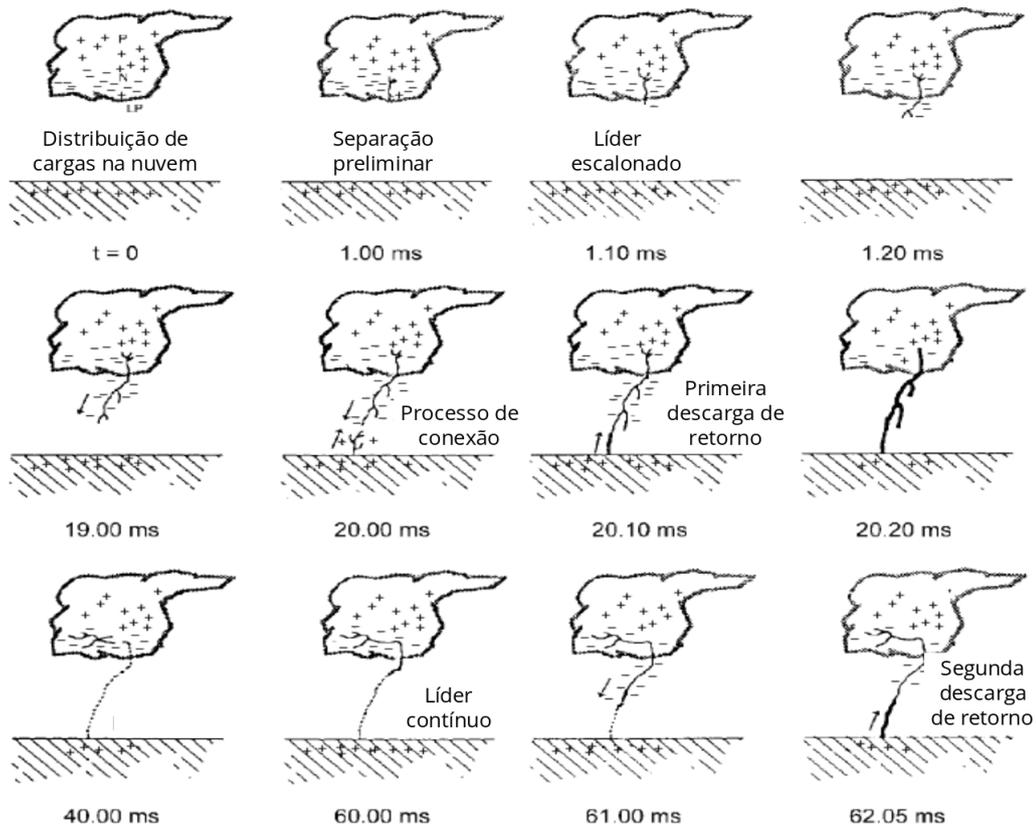


Figura 8 – Representação do ciclo vida de uma típica descarga elétrica do tipo Nuvem-solo com orientação negativa.

Fonte : Rakov e Uman, 2003, p. 110.

As descargas NS positivas, de modo geral, seguem estas mesmas etapas, porém com algumas diferenças. Estas descargas são caracterizadas pelo transporte de cargas positivas das nuvens para o solo, assim como estão associadas a correntes mais intensas e maior carga transferida quando comparadas com as descargas negativas, e conseqüentemente estão associadas a maiores estragos na superfície atingida (RAKOV; UMAN, 2003).

2.6.2 Relação entre descargas elétricas e precipitação

Diversos autores abordaram a relação entre as DEA e a precipitação. O estudo de Carey e Rutledge, (2000) mostrou que um complexo convectivo em sua fase madura produziu quase a totalidade das descargas nos períodos em que a ocorrência de precipitação foi mais intensa. Outros autores também relatam a relação das DEA com a precipitação, como Gosz Et al., (1995), que encontraram significativa correlação para medidas de precipitação e descargas contabilizadas dentro de um raio de 3 km centrado na posição dos pluviômetros. Pessi e Businger, (2009) analisando 3 anos de dados encontraram uma relação de aumento logarítmico das taxas de chuva com aumento das taxas de descargas elétricas, assim como da refletividade observada por

radar.

Um parâmetro que costuma ser utilizado para analisar a relação da precipitação com a ocorrência de descargas ou flashes é o RPF (do inglês *Rain-yield Per Flash*), que nada mais é do que a quantidade de precipitação dividida pela frequência de descargas em um determinado período e área. Muitos estudos apresentam resultados considerando tanto descargas NS como o total de descargas. Em resumo, menores valores de RPF são encontrados quando associadas com o total de descargas, enquanto que maiores valores são relatados com relação somente as descargas NS (SOULA, 2009). Isto ocorre devido ao número de descargas do tipo IN ser normalmente muito superior as NS, reduzindo assim o RPF.

Tessendorf, et al., (2007) analisaram duas tempestades multicelulares, uma com a presença de um tripolo de carga normal, ou seja, a presença de um centro de cargas negativas no centro da nuvem, entre dois centros de cargas positivas, uma acima e outra abaixo. Enquanto que a outra tempestade apresentou o tripolo invertido, que é caracterizado pela configuração contrária à normal, com centro de cargas positivas no interior da nuvem e cargas negativas nas extremidades inferior e superior da nuvem. Com base em observações de radar e DEA, os resultados encontrados mostraram que a tempestade com a polaridade normal apresentou fraca convecção, pouco granizo e uma taxa de no máximo 120 flashes por minuto, enquanto a tempestade com tripolo de cargas invertido atingiu 500 flashes por minuto, e também intensos movimentos ascendentes com grande presença de granizo.

A relação da precipitação com as descargas pode variar com relação ao tipo de tempestade, estação do ano e localidade na qual o estudo é realizado. Gungle e Krider, (2006) verificaram que o volume de chuva por flash se comporta de maneira aproximadamente constante quando considerado apenas as descargas do tipo NS. De modo que a atividade elétrica nas tempestades inicia-se por volta de 10 a 20 minutos antes da precipitação, suas informações podem ser úteis para a previsão de tempo de curtíssimo prazo (PRICE, 2013).

De acordo com Liu et al., (2013), o Pulserad é gerado a partir da escala logarítmica da taxa de flashes que ocorrem em uma determinada região, variável chamada de dBR. A atividade de descargas detectadas por sensores é disposta sobre grades regularmente espaçadas em um mapa geográfico. Dessa forma, com base na atividade de descargas e sua correspondente posição de ocorrência, pode ser determinada a taxa de flashes proporcional a cada setor do mapa.

A proposta de Liu et al., (2013) abriu uma possibilidade de conversão de dados de DEA para refletividade, e a partir disso fazer uso destes dados para as mesmas aplicações nas quais utiliza-se dados de refletividade do radar, onde a estimativa de precipitação é um exemplo de aplicação bastante útil, especialmente na ausência de radares.

2.6.3 *proxies* gerados com DEA

O Pulserad, proposto por Liu et al., (2013), é gerado a partir da escala logarítmica da taxa de *flashes* que ocorrem em uma determinada região, variável chamada de dBR. A atividade de descargas detectadas por sensores é disposta sobre grades regularmente espaçadas em um mapa geográfico. Dessa forma, com base na atividade de descargas e sua correspondente posição de ocorrência, pode ser determinada a taxa de flashes proporcional a cada setor do mapa.

É conveniente associar um proxy gerado com dados de descargas a uma variável conhecida e amplamente utilizada na meteorologia como é o caso da refletividade do radar. A refletividade pode ser usada como entrada de dados para assimilação em modelos de alta resolução, estimativa quantitativa de precipitação, monitoramento de tempestades, entre outras aplicações, e nesse contexto é razoável a associação da variável dBR com dBZ. Esta relação é obtida a partir de uma função de transferência, sendo que sua calibração é feita baseando-se nos valores de refletividade do radar. Na geração do Pulserad são utilizados os dados da rede Earth Networks Total Lightning Network (ENTLN) para compor o campo de descargas elétricas (LIU et al., 2013).

A relação entre dBR e dBZ é feita por um módulo computacional de análise de dados, que realiza todo o processamento tanto dos dados de descargas como dos dados de radar, e com base na região para qual o produto é gerado são determinados os coeficientes que melhor se ajustam a cada caso. O passo a passo deste processo de determinação da relação e dos coeficientes não é informado de forma completa no documento oficial que descreve o produto (LIU et al., 2013).

3 DADOS E METODOLOGIA

Nesta seção são descritos todos os dados utilizados assim como o processamento e ferramentas utilizadas para a obtenção dos resultados apresentados. Todo o processamento dos dados, cálculo de índices estatísticos e geração de figuras foi realizado utilizando a linguagem de programação Python. Uma exceção é feita as imagens de satélite utilizadas na descrição dos sistemas (estudos de caso realizados na seção 4.5), onde as imagens do satélite GOES-16 no canal do infravermelho ($8,4 \mu\text{m}$) são apresentadas. Estas imagens foram obtidas diretamente no site da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA), disponíveis no link : <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes16.formulario.logic>

3.1 Região de estudo e eventos analisados

Os casos utilizados neste estudo foram divididos inicialmente em dois grupos apresentados na tabela 1. O primeiro grupo é composto pelos eventos E1, E2, E3, E4, e foram utilizados tanto para a comparação entre os dados do radar de Cascavel-PR (CAS) com Pulserad como para a geração dos *proxies* com dados da Rindat. O segundo grupo contém os eventos E5, E6, E7, E8, utilizados na geração dos *proxies* com dados do sensor GLM. Todos estes eventos ocorreram dentro da área de alcance do radar de CAS (Fig. 9a). O relevo desta região é predominantemente homogêneo, com a presença de um grande planalto que estende-se até próximo ao litoral leste do estado, onde há a presença de uma região mais acidentada devido a serra do litoral (Fig. 9b).

Estes casos foram escolhidos primeiramente sob critério da disponibilidade dos dados, e posteriormente de acordo com a intensidade da convecção, assim como os valores de precipitação estimados a partir da refletividade do radar e observados nos pluviômetros.

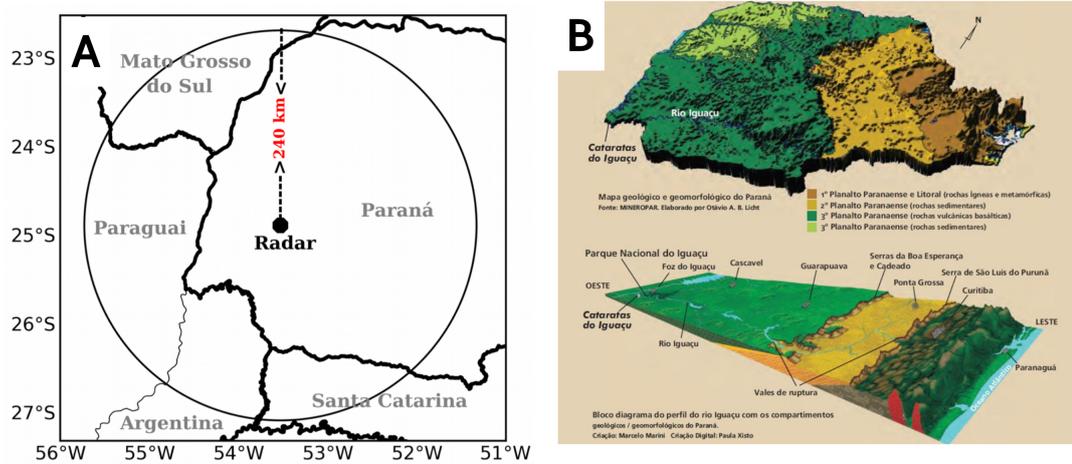


Figura 9 – Mapa com a localização e indicação de alcance do radar localizado na cidade de Cascavel no PR (a) e representação do relevo do estado do PR (b).

Fonte : Outra Geografia blogspot, 2018

Além destes casos, outros dois eventos foram utilizados para realizar estudos de caso com os *proxies* gerados. Dos eventos selecionados (E9 e E10, Tab. 1), um ocorreu no PR e outro no RS. O RS foi escolhido como uma das regiões devido a grande demanda de monitoramento de tempestades na região, uma vez que apenas dois radares operam em todo o estado, e frequentemente sofrem com interrupções. O evento analisado no PR restringe-se a mesma área citada anteriormente, enquanto que o caso ocorrido no RS foi analisado dentro da área de cobertura do radar de Canguçu-RS (CGU), e pode ser visualizada na figura 10b.

Tabela 1 – Data dos eventos com os respectivos intervalos de tempo analisados, fenômenos observados e a região de ocorrência de cada evento:

Evento	Data	Intervalo	Dados	Fenômeno	Região
E1	13/10/2016	0200-1000 UTC	Rindat	LI	PR
E2	02/11/2016	0200-1200 UTC	Rindat	LI	PR
E3	26/04/2017	0000-1200 UTC	Rindat	LI	PR
E4	09/01/2017	1900-2355 UTC	Rindat	CCI*	PR
E5	15/03/2018	1500-2355 UTC	GLM	CCI*	PR
E6	14/11/2018	0600-1700 UTC	GLM	CCI*	PR
E7	16/12/2018	1600-2300 UTC	GLM	CCI*	PR
E8	23/12/2018	1200-2200 UTC	GLM	CCI*	PR
E9	07/01/2019	1400-1930 UTC	Rindat	CCI*	PR
E10	17/12/2018	1200-1930 UTC	GLM	LI	RS

*CCI - Células Convectivas Isoladas

3.2 Dados de pluviômetros

Para a caracterização dos casos de precipitação intensa e avaliação das estimativas de precipitação foram utilizados dados de pluviômetros do Sistema Meteorológico do Paraná (Simepar), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e Cemaden (Tab. 2), que localizam-se dentro do raio de cobertura dos radares de CAS e CGU (Fig. 10).

Tabela 2 – Características técnicas dos pluviômetros e o número de instrumentos de cada instituição localizados dentro da área de cobertura dos radares de CAS e CGU.

Instituição	Res. temporal (min)	Resolução (mm)	Nº de Pluviômetros
INMET	60	0.2	12 (CAS) - 13 (CGU)
Simepar	15	0.2	27 (CAS)
Cemaden	10	0.2	70 (CAS) - 51 (CGU)

3.3 Dados de radar

Foram utilizados os dados dos radares de CAS e de CGU, que são operados pelo Simepar e Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA), respectivamente. O radar de CAS está localizado na região Oeste do PR, cobrindo um círculo com raio de 240 km no modo volumétrico, alcançando parte leste do Paraguai, extremo nordeste da Argentina, sul do Mato Grosso do Sul e noroeste do Estado de Santa Catarina (Fig. 10a). Enquanto que o radar de CGU fica localizado no sul do RS cobrindo boa parte da metade sul do estado, além de uma estreita faixa do nordeste do Uruguai (Fig.

10b).

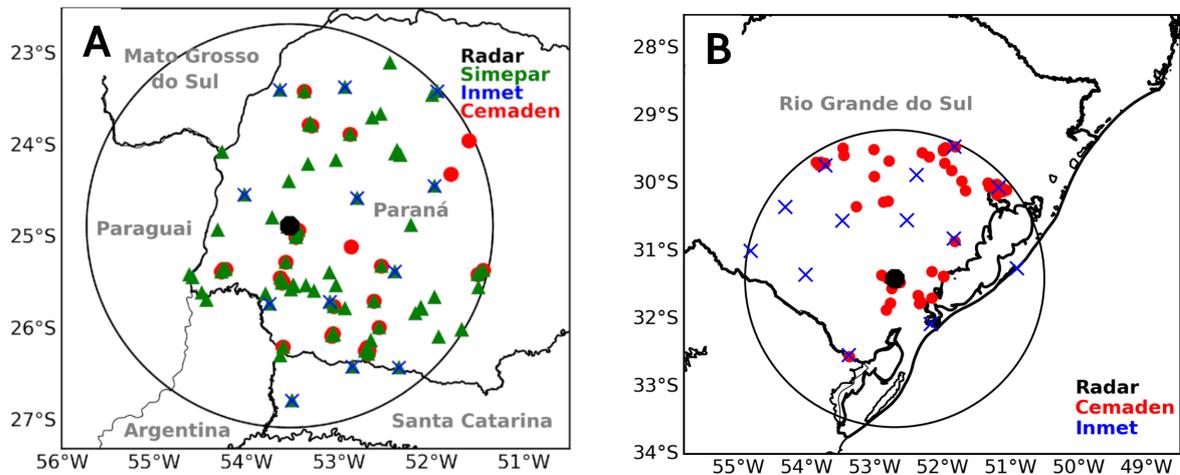


Figura 10 – Mapa com a distribuição dos pluviômetros do Cemaden e do INMET dentro da área de alcance (raio de 240km) do radar (A) de Cascavel-PR e (B) Canguçu-RS.

As especificações técnicas dos dois radares são apresentadas na tabela 3. Ambos os radares são do tipo Doppler e atuam na Banda-S de frequência, realizando varreduras do tipo PPI (*Plan Position Indicator*) em 360° de azimute. A cidade de Cascavel possui 781 metros de altitude, e o radar está fixado em uma torre de 25 metros de altura, enquanto que o radar de CGU fica localizado á aproximadamente 467 metros de altitude. Os dados de ambos os radares foram fornecidos pelo Simepar.

Tabela 3 – Características técnicas dos radares de CAS e CGU:

Característica	CAS	CGU
Banda de operação	S (10 cm)	S (10 cm)
Polarização	Dupla	Linear simples
Número de elevações	7 - 10	15
Resolução do bin	125 m	250 m
Largura do pulso	0,8 μ s	1,0 μ s
Largura do feixe	1°	2°
Frequência de operação	2,8 GHz	2,7-3,0 GHz
Ganho da antena	45 dB	37,5 dB

3.4 Dados do Pulserad

Os dados do Pulserad, foram concedidos pelo Simepar com autorização da Earth Networks Total Lightning Network (ENTLN), empresa que detêm os direitos do produto.

Os arquivos foram disponibilizados com a variável dBZ já calculada. Estes dados possuem resolução espacial de 1000 metros e resolução temporal de 5 minutos. O sensor utilizado na detecção das DEA é o ENLS (Earth Network Lightning Sensor), que detecta as descargas nuvem-solo e intra-nuvem, com acurácia na posição das descargas de menos de 250 metros, eficiência de detecção de mais de 95% para descargas nuvem-solo e mais de 85% para descargas intra-nuvens, e acurácia na sincronização temporal menor do que 15 nanosegundos. Liu et al., (2013) descreve em uma patente o produto, porém não cita os coeficientes da equação de transferência dos dados de DEA para refletividade. Por este motivo, a equação é apresentada (Eq. 2 de forma genérica neste trabalho. Esta relação linear converte a taxa de logarítmica de descargas (dBR), a qual inclui tanto as descargas NS como as descargas IN.

$$Z = a * dBR + b \quad (2)$$

Onde Z refere-se a refletividade, dBR a taxa logarítmica de DEA e "a" e "b" são os coeficientes determinados com base na região de estudo.

3.5 Dados do GLM e Rindat

Na proposta de geração dos PDE foram utilizados dados do sensor GLM e sensores de descargas elétricas de superfície da rede Rindat. O GLM é um sensor mapeador de raios que foi lançado em novembro de 2016 a bordo do satélite geoestacionário GOES-16, e passou a ser utilizado operacionalmente em março de 2017. Este sensor opera a uma altura de 36.000 km acoplado ao satélite GOES-16, e é capaz de obter a localização da atividade elétrica devido a detecção da radiância que emerge do topo das nuvens (GOODMAN et al., 2010). A eficiência de detecção varia de 70% a 90% com resolução espacial aproximadamente uniforme de 8km. Tanto as descargas intra-nuvem quanto as nuvem-solo são detectadas pelo sensor. As medidas de radiâncias são processadas em produtos agrupados em três categorias: eventos, grupos e flashes. De acordo com Goodman et al. (2013) os eventos correspondem a qualquer variação na radiância dentro do intervalo de um frame (2ms) que ocorra no interior de um pixel. Esta medida é a unidade mais básica de detecção do sensor. Já os grupos constituem-se de um conjunto de eventos que ocorram dentro do mesmo intervalo de tempo (2ms) em *pixels* vizinhos, ou seja, quando *pixels* adjacentes forem iluminados dentro deste intervalo de tempo, estes eventos formam um grupo. Por fim os *flashes* são constituídos por um ou mais grupos que ocorram em sequência em uma área de aproximadamente dois *pixels* dentro do intervalo de 330 ms. Os dados disponibilizados contém as latitudes e longitudes ponderadas para cada *flash*, ou seja, de acordo com o número de ocorrência de grupos (consequentemente de eventos) dentro dos limiares de espaço e tempo citados. Um esquema ilustrativo destes produtos

provenientes do GLM é apresentado na figura 11. A disponibilidade dos dados conta com 3 atualizações por minuto e estão disponíveis para uma área que compreende as coordenadas geográficas de -66.56S á 66.56N de latitude e -141.56W á -8.44E de longitude. Os dados do sensor GLM podem ser acessados livremente na internet utilizando um módulo criado em python chamado *goespy*, o qual encontra-se disponível em: <https://libraries.io/pypi/goespy>.

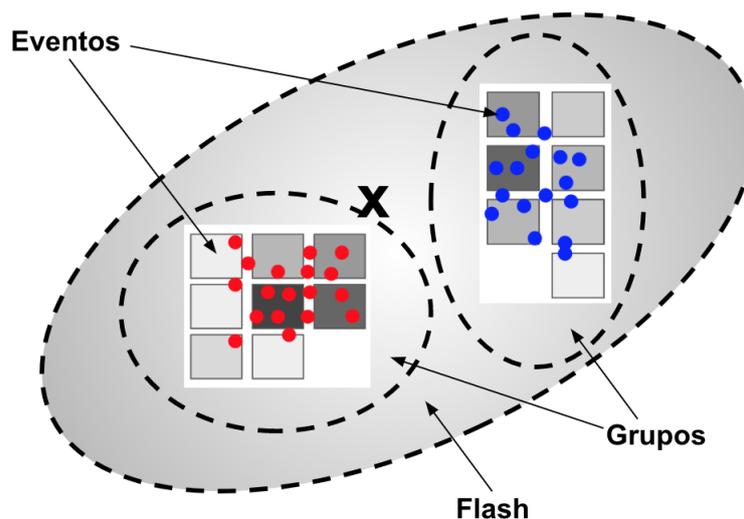


Figura 11 – Estrutura de coleta de dados do sensor GLM. Os pontos vermelhos e azuis representam exemplos de sinais detectados por uma rede qualquer de estações de superfície, e a escala de cinza dos *pixels* corresponde as radiâncias detectadas pelo GLM em cada pixel. As elipses identificam os grupos e um *flash* com seu centroide demarcado pelo símbolo "x".

Fonte: Adaptado de Goodman Et al., 2013

Os dados dos sensores em superfície são cedidos pelo Simepar, que processa os dados da Rindat. Estes sensores utilizam as tecnologias *Time Of Arrival* (TOA) para determinar o instante de ocorrência e a técnica *Magnetic Direction Finder* (MDF) para a identificação da posição.

3.6 Elaboração dos *proxies*

Inicialmente foi realizada uma comparação da detecção de *flashes* pelo sensor GLM e as descargas detectadas pelos sensores da rede Rindat. Para isto foi criado um domínio composto por *pixels* com 10x10km de resolução espacial, onde o número de descargas ocorridas no interior de cada pixel foi contabilizado para cada um dos dois casos analisados. A contagem das descargas foi realizada para todo o período em que ocorreu convecção no interior de cada domínio.

Foram escolhidos 2 casos recentes para esta comparação devido a disponibilidade dos dados do GLM, sendo um caso para o PR e 1 para o RS. Os dois locais diferen-

tes foram escolhidos para verificar se existe diferença na detecção devido a maior concentração de sensores no PR.

O passo seguinte foi a construção de CAPPI de refletividade com altitude fixa de 3 km usando os dados do radar de Cascavel. Os CAPPI foram salvos em arquivos separados para cada instante de tempo. A opção de utilização do CAPPI ao invés do PPI ocorreu por conta de que os feixes do radar ganham elevação a medida que se distanciam do radar (Fig. 12), o que dificulta a obtenção dos valores de refletividade para um mesmo nível.

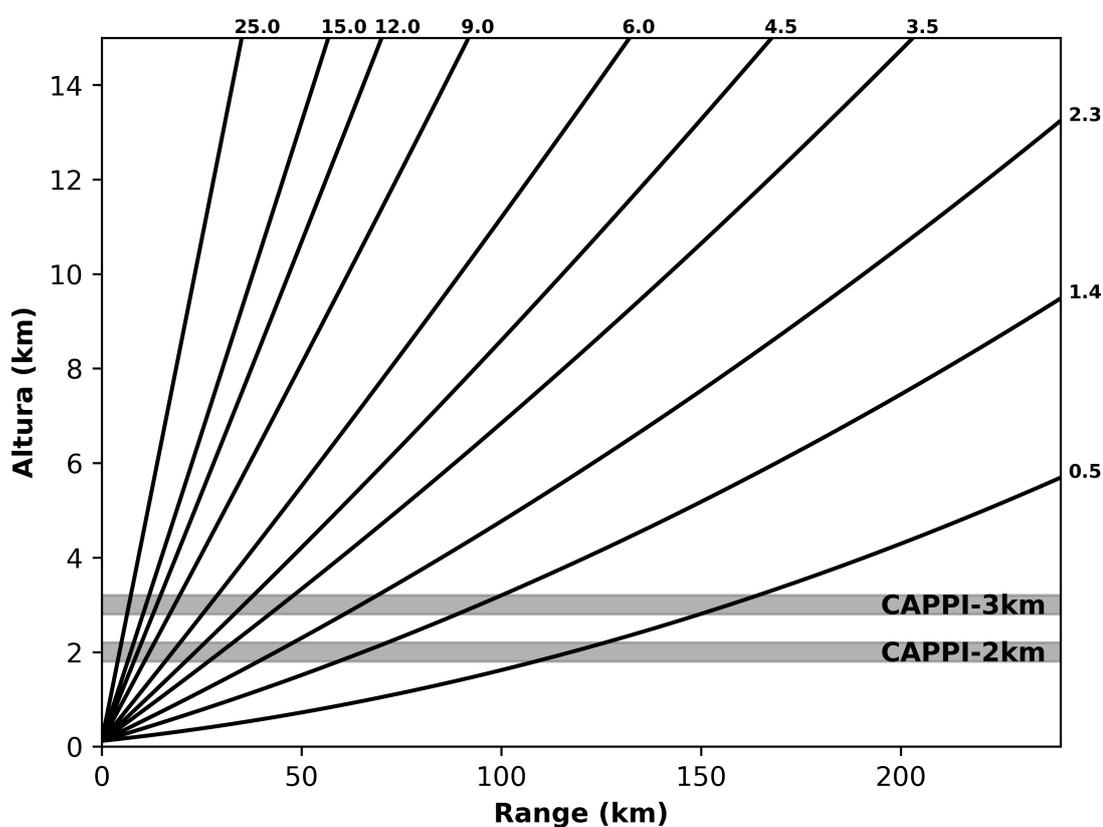


Figura 12 – Estratégia de varredura do radar de CAS com indicação dos cortes para o CAPPI de 2 e 3 km de altura.

A partir dos dados dos CAPPI, foram filtrados apenas os *bins* com valores iguais ou superiores a 20 dBZ, e suas respectivas coordenadas geográficas, para todos os horários analisados nos eventos. Utilizando os dados de DEA dos sensores de superfície, foi criado um domínio com grades regularmente espaçadas e resolução horizontal de 10x10km (Fig. 13), sendo que para cada grade foram atribuídos o número acumulado de descargas ocorridas no seu interior, para intervalos de 5 minutos. O intervalo de 5 minutos foi estabelecido de modo a coincidir com a resolução temporal dos dados de radar. Estes dados também foram salvos em arquivos netcdf.

O próximo passo foi determinar pontualmente o número de descargas (ND) ocorridos no interior de cada célula de grade do domínio, utilizando o centro das grades como referência de coordenada para cada valor (Fig. 13). Assim, para cada valor de refletividade filtrado (>20 dBZ), foram obtidos os valores de ND no ponto mais próximo. O processo de contabilização do ND foi feito em intervalos de 5 minutos, coincidindo exatamente com a resolução dos dados de radar. Este processo resultou em uma lista com pares de valores de refletividade e ND.

Para compor os pares foram utilizadas as refletividades médias associadas a cada valor discreto de ND. Ou seja, supondo que $ND=10$ tenha ocorrido 100 vezes, o valor médio associada á ND será a média dos 100 valores de refletividade. E por fim, para que os dados de refletividade média e ND ajustem-se de forma linear, obteve-se a taxa logarítmica do número de descargas (LND) (Eq. 3)

$$LND = \ln(ND) \quad (3)$$

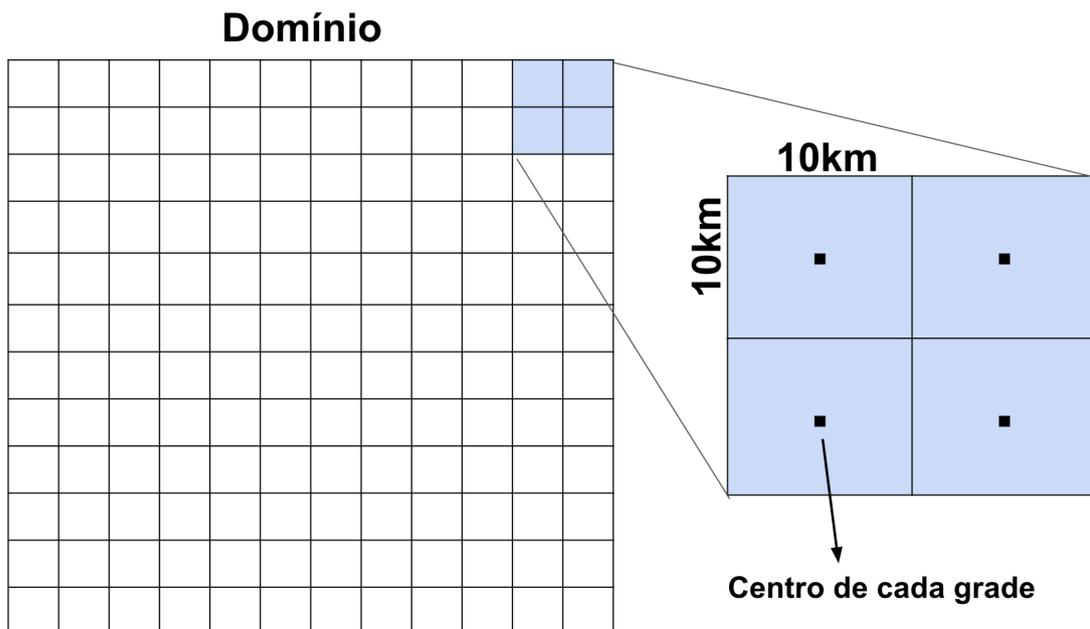


Figura 13 – Representação do domínio utilizado para a contabilização das descargas e *flashes* no processo de elaboração dos *proxies*.

Este processo foi realizado para os dados dos sensores de descargas de superfície com os eventos E1, E2, E3 e E4. O mesmo processo foi realizado para os eventos E5, E6, E7, e E8 com os dados do GLM, porém utilizou-se o número de *flashes* (NF) ao invés do ND.

Após o processo de obtenção dos pares de refletividade e ND/NF, foi realizada uma regressão linear simples para uma lista contendo os pares de todos os eventos. Dessa forma foram obtidas as equações de transferência do ND e NF para refletividade (Z) (Eq. 4 e 5, respectivamente). Para avaliação dos dados da regressão linear utilizou-se

diagramas de dispersão (Fig. 14) e o coeficiente de determinação R^2 (Eq. 6).

$$Z = 32 + 2.74(\text{LND}) \quad (4)$$

$$Z = 28 + 3.04(\text{LNF}) \quad (5)$$

Onde Z é a refletividade e LND é o logaritmo natural do ND.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (6)$$

Onde y_i corresponde aos valores individuais observados, \hat{y}_i aos valores individuais estimados pela regressão, \bar{y} a média das observações e n é o número de observações.

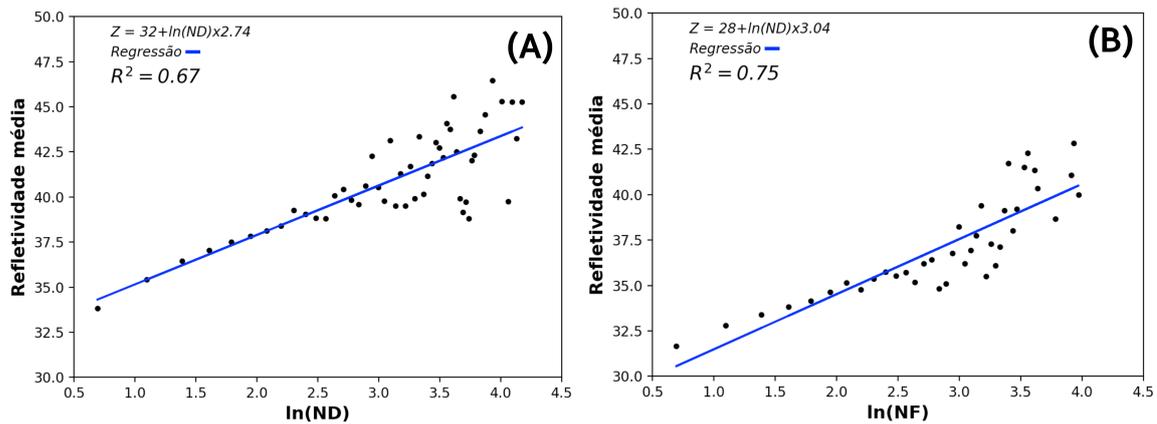


Figura 14 – Diagrama de dispersão com a regressão linear simples obtida com os dados de refletividade e LND (a) e refletividade e LNF (b).

Os PDE foram calculados a partir da função de transferência obtida na regressão linear, utilizando como dados de entrada os arquivos com os acumulados do ND. Além disso, foi feita uma interpolação com nos dados dos PDE para uma grade de resolução horizontal de 2km. Assim, os arquivos finais possuem resolução espacial de 2km e temporal de 5 minutos.

3.7 Estrutura do processamento para elaboração dos *proxies* com dados do GLM

Após feito o *download*, o primeiro algoritmo monta os acumulados de 5 em 5 minutos com os *flashes*, sendo permitido especificar o domínio para o qual os dados serão usados. Os arquivos com os acumulados são salvos em arquivos netcdf. Após

este processo, é criado um domínio com grades regularmente espaçadas, onde é feita a contabilização do NF incidentes no interior de cada célula de grade. A resolução de cada grade pode ser escolhida no código (recomenda-se o uso de grades com 10x10km). Por fim, utilizando a função de transferência do NF para refletividade, e realizando uma interpolação para a resolução desejada, as imagens com os campos de refletividade podem ser geradas (Fig. 15).

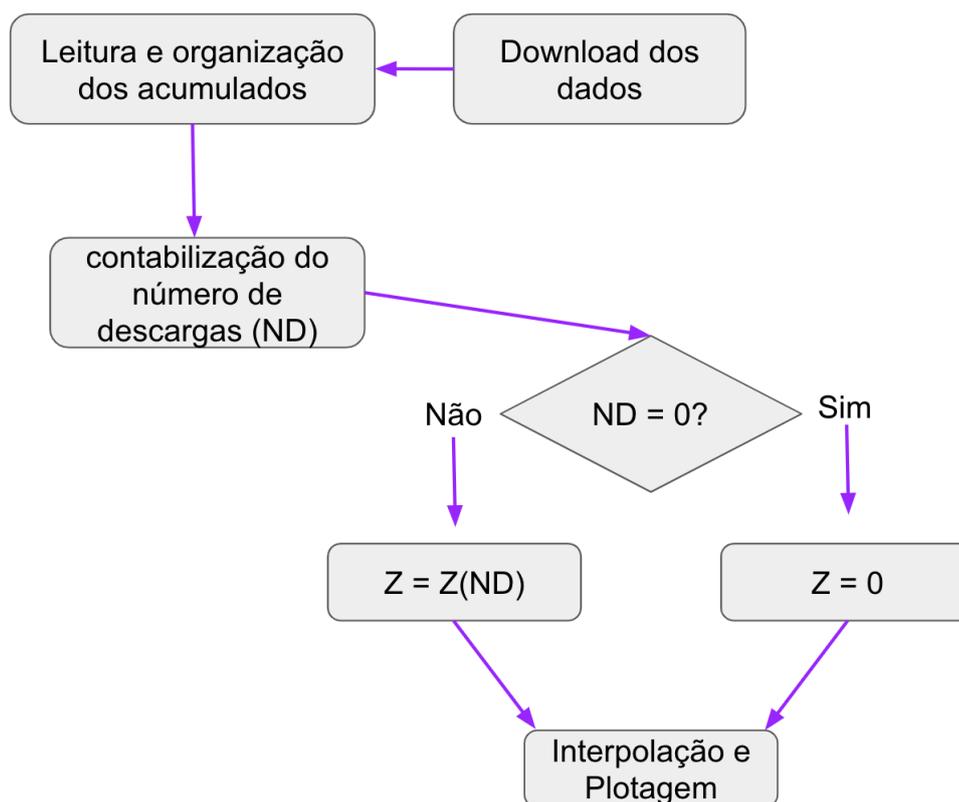


Figura 15 – Fluxograma com todas as etapas realizadas para a geração dos PDE.

3.8 Métodos de avaliação

A magnitude dos valores de refletividade foram avaliadas usando diagramas de dispersão, onde os pontos escolhidos para análise foram as coordenadas geográficas dos pluviômetros em que foram observados valores de precipitação iguais ou maiores do que 1 mm/10min. Para cada ponto, foi obtido o valor correspondente de refletividade dos dados de radar e do Pulserad. Na obtenção dos valores de refletividade dos dados de radar, foram identificados os *pixels* mais próximos associados a cada coordenada do pluviômetro. Em seguida, para cada um desses *pixels*, obteve-se a média entre os *pixels* vizinhos laterais, superior e inferior. O mesmo procedimento foi realizado para os dados do Pulserad, exceto que apenas os vizinhos laterais foram utilizados, visto que estes dados possuem apenas um nível vertical.

A avaliação dos dados do Pulserad e dos novos PDE gerados foi feita em rela-

ção aos dados de refletividade do radar de Cascavel, por meio de observação das características dos padrões dos sistemas e assinaturas de mesoescala.

O MBE (*Mean Bias Error*) é a diferença entre a média das estimativas e a média das observações (Eq. 7). Este índice é útil para apontar se a variável analisada está sendo superestimada ou subestimada, ou seja, se apresenta algum viés.

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (P_k - R_k) = \bar{P} - \bar{R} \quad (7)$$

Sendo “P” as estimativas obtidas com o Pulserad, e “R” as obtidas com a refletividade do radar ou as observações dos pluviômetros. O valor ótimo para este índice é $MBE = 0$.

Para análise dos erros foi utilizado o RMSE (*Root Mean Square Error*) ou raiz do erro médio quadrático (Eq. 8), que basicamente representa as diferenças entre as variáveis analisadas. Quanto mais próximos de zero os valores estiverem melhor é o ajuste entre os dados.

$$RMSE = \frac{1}{n} \sqrt{\sum (P - R)^2} \quad (8)$$

Outro índice estatístico utilizado é o coeficiente de concordância (d) (WILLMOTT, 1982), criado para comparar previsões de modelos. Este índice é útil neste trabalho no sentido de verificar a concordância entre os valores de refletividade analisados, sendo o valor ótimo igual a 1 e para o caso de nenhuma concordância $d=0$. Sua forma matemática é apresentada na equação 9.

$$d = 1 - \left(\frac{\sum (P - R)^2}{\sum (|P - \bar{R}| + |R - \bar{R}|)^2} \right) \quad (9)$$

Onde P corresponde aos valores dos PDE, R os valores associados ao radar e \bar{R} a média de R.

E por último o ρ (coeficiente de correlação de Pearson) (WILKS, 2006), que será usado para avaliar o grau de associação entre as variáveis. O cálculo deste índice é feito de acordo com a equação 10.

$$\rho = \frac{cov(P, R)}{dp(R)dp(P)} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(R_i - \bar{R})(P_i - \bar{P})]}{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (R_i - \bar{R})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (10)$$

As estimativas de precipitação foram obtidas utilizando 3 diferentes relações ZR (Tab. 4), na tentativa de identificar qual delas se ajusta melhor para os casos e para as estimativas feitas com os dados do Pulserad.

Tabela 4 – Relações ZR utilizadas nas análises de estimativas de precipitação.

Relação	Artigo Fonte	Equação
ZR1	(CALHEIROS ET AL, 2017)	$Z=aR^b$; $a=236$, $b=1,5$
ZR2	(SANTOS; SIQUEIRA; CALVETTI, 2014)	$Z=aR^b$; $a=52$, $b=2,7$
ZR3	(JOSS et al., 1970)	$Z=aR^b$; $a=500$, $b=1,5$

Os valores de precipitação fora estimados a cada 10 minutos, e acumulados para 1 hora. O mesmo foi feito para os dados dos pluviômetros do Cemaden, cuja resolução é de 10 minutos. Foram escolhidos acumulados de 1 hora pois os dados dos pluviômetros do INMET são disponibilizados nesta resolução.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Comparação observacional: Refletividade do radar x Pulserad

Foram realizadas comparações entre Pulserad e radar para os eventos E1, E2, E3 e E4 (Tab. 1). O primeiro caso analisado foi uma LI que desenvolveu-se a sudoeste do radar de Cascavel e avançou para nordeste, registrando taxas de precipitação que alcançaram 12,6 mm em 10 minutos. Nos primeiros instantes analisados a LI é caracterizada pelo Pulserad, que apresenta um sistema com a mesma estrutura da observada nas imagens de radar (Fig. 16A e 16E). Durante o deslocamento da LI, o Pulserad passa a subestimar consideravelmente os valores de refletividade do radar, especialmente às 0500 e 0600 hora local (Fig. 16F e 16G), onde a estrutura da linha deixa de ser observada. As regiões estratiformes que se formam após a passagem da linha, na sua retaguarda, não são identificadas pelo Pulserad, justamente pelo fato de que estas regiões produzem limitada ou nenhuma ocorrência de DEA.

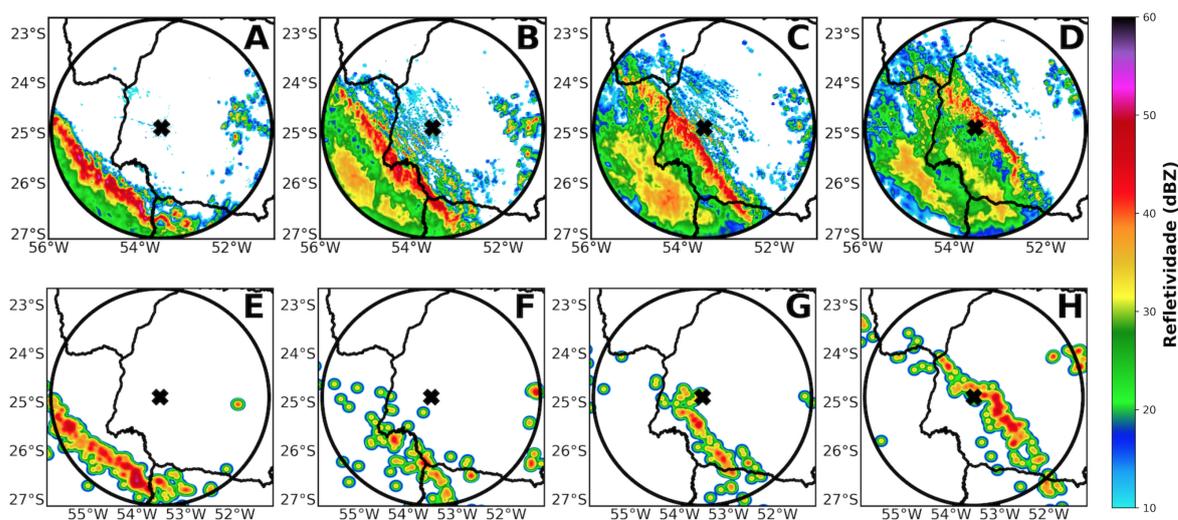


Figura 16 – Evolução da refletividade horizontal a uma altitude constante de 3-km (CAPPI) do radar de Cascavel às 0400 UTC (A), 0500 UTC (B) 0600 UTC (C) 0700 UTC (D) e refletividade do Pulserad às 0400 UTC (E), 0500 UTC (F) 0600 UTC (G) 0700 UTC (H) para uma linha de instabilidade ocorrida em 13 de outubro de 2016.

Similar ao caso anterior, a LI que ocorreu na primavera de 2016 registrou taxas de

15 mm em 10 minutos. O deslocamento do sistema deu-se de forma semelhante ao primeiro caso, orientado de sudoeste para nordeste com valores superiores a 50 dBZ ao longo da região convectiva da linha (Fig. 17). Os dados do Pulserad representaram os núcleos convectivos e a assinatura de linha, com magnitude dos valores próxima da observada no radar, a exceção da ampla região estratiforme na retaguarda da LI.

As áreas convectivas por sua vez aparecem com aspecto mais amplo nos campos de refletividade do Pulserad, enquanto que nas imagens de radar esta faixa tem aspecto mais estreito. Esta questão pode ser importante quando deseja-se utilizar QPE de maneira localizada, acarretando em erros no posicionamento da estimativa da chuva. Isso pode ser observado especialmente nas células de convecção posicionadas a frente da LI, onde o Pulserad tende claramente a superestimar a dimensão das células (Fig. 17G e 17H). Contudo, de modo geral, a representação da estrutura convectiva está de acordo com os dados do radar, permitindo acompanhar toda a propagação do sistema.

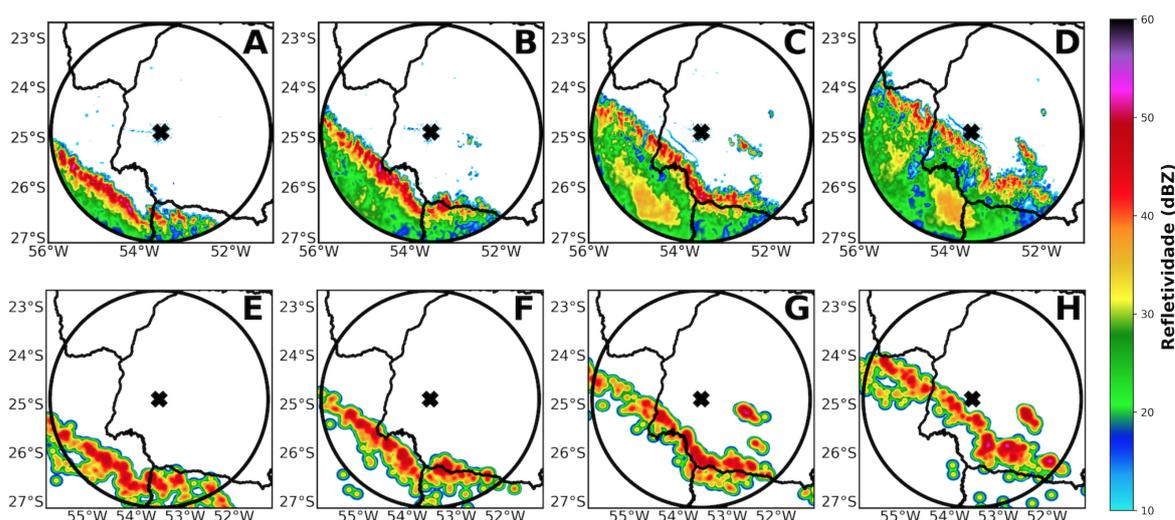


Figura 17 – Evolução da refletividade horizontal a uma altitude constante de 3-km (CAPPI) do radar de Cascavel às 0400 UTC (A), 0500 UTC (B) 0600 UTC (C) 0700 UTC (D) e refletividade do Pulserad as 0400 UTC (E), 0500 UTC (F) 0600 UTC (G) 0700 UTC (H) para uma linha de instabilidade ocorrida em 2 de novembro de 2016.

A terceira LI também segue a mesma orientação de deslocamento dos sistemas anteriores, contudo apresenta um deslocamento mais lento (Fig. 18). Os pluviômetros registraram taxas de precipitação que alcançaram valores próximos a 20 mm em 10 minutos. De acordo com a figura 18, o Pulserad novamente caracteriza a convecção e a forma de linha, com certa segmentação em seu interior que não é observada nas imagens de radar. É possível notar que a estrutura do sistema nos dados de radar é mais estreita do que no Pulserad, isto possivelmente deve-se a interpolação ou a resolução da grade para qual as descargas foram contabilizadas. Esta particularidade é discutida na seção 4.5.

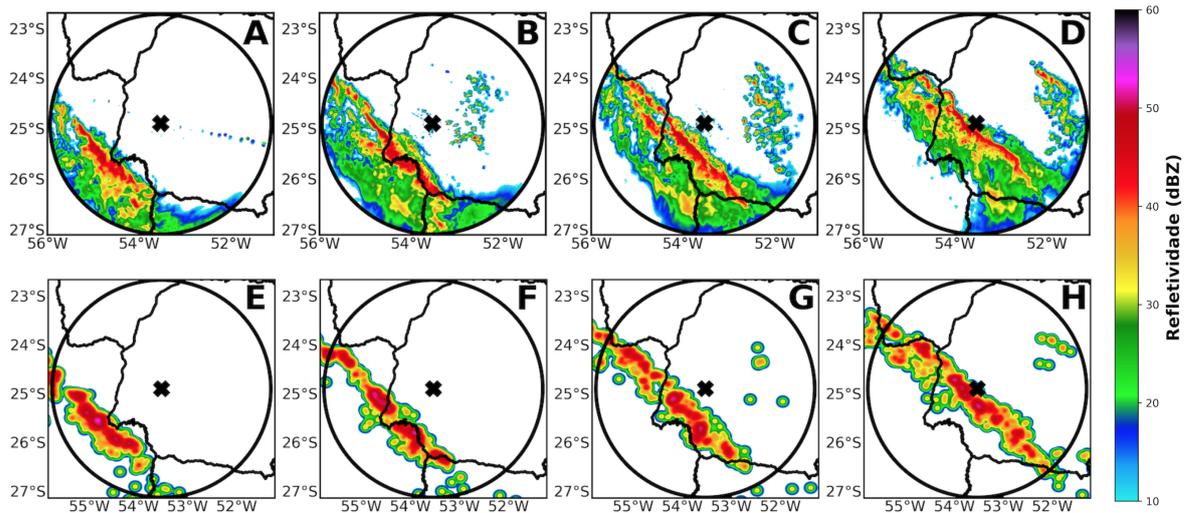


Figura 18 – Evolução da refletividade horizontal a uma altitude constante de 3-km (CAPPI) do radar de Cascavel às 0200 UTC (A), 0305 UTC (B) 0400 UTC (C) 0500 UTC (D) e refletividade do Pulserad as 0200 UTC (E), 0305 UTC (F) 0400 UTC (G) 0500 UTC (H) para uma linha de instabilidade ocorrida em 26 de abril de 2017.

O último evento analisado com os dados do Pulserad foi um típico caso de células convectivas ordinárias de verão, que iniciou-se durante a noite registrando taxas de precipitação em torno de 10 mm em 10 minutos. A maioria das células que aparecem nas imagens de radar são caracterizadas pelo Pulserad, porém a tendência de ampliar as áreas dos núcleos convectivos é mantida, inclusive apresentando valores acima dos observados nas imagens de radar (Fig. 19).

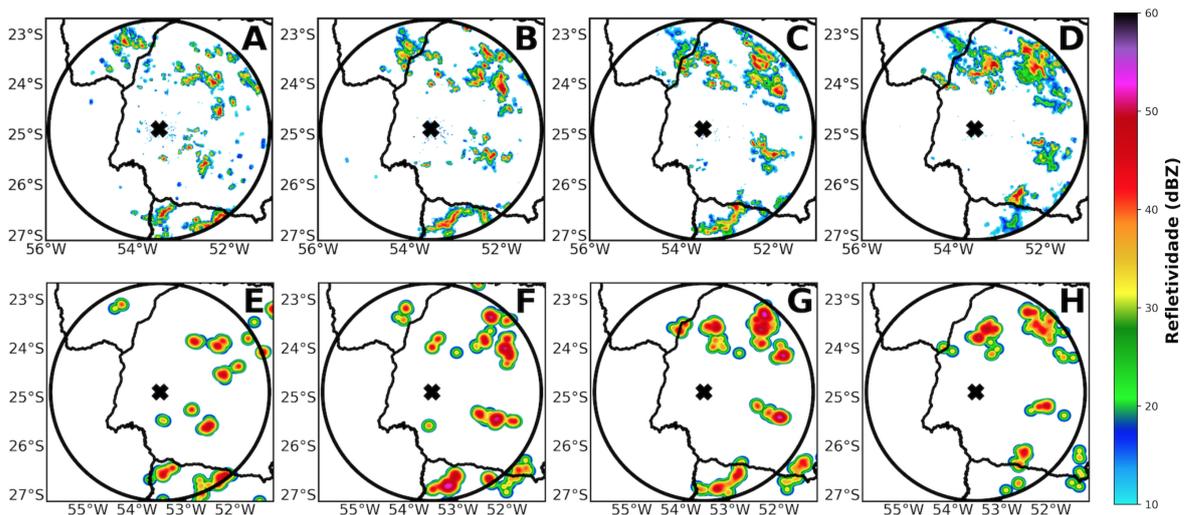


Figura 19 – Evolução da refletividade horizontal a uma altitude constante de 3-km (CAPPI) do radar de Cascavel às 2100 UTC (A), 2200 UTC (B) 2230 UTC (C) 2310 UTC (D) e refletividade do Pulserad as 2100 UTC (E), 2200 UTC (F) 2230 UTC (G) 2310 UTC (H) para um evento de células convectivas isoladas ocorrido em 09 de janeiro de 2017.

4.2 Análise dos diagramas de dispersão e índices estatísticos

Na análise dos diagramas de dispersão (Fig. 20), é notado um amplo espalhamento dos valores no primeiro caso (Fig. 20A), o qual indica a existência de variabilidade entre os valores de refletividade. O MBE indica uma tendência de subestimativa por parte do Pulserad, porém a ocorrência de valores iguais a zero nos dados do Pulserad (valores abaixo da linha vermelha) contribuem para este valor de MBE (Fig. 20). Nos demais casos quando a ocorrência de valores abaixo da linha vermelha reduz, o MBE continua negativo mas sua magnitude diminui consideravelmente. O último evento apresentou os melhores índices de correlação (Fig. 20).

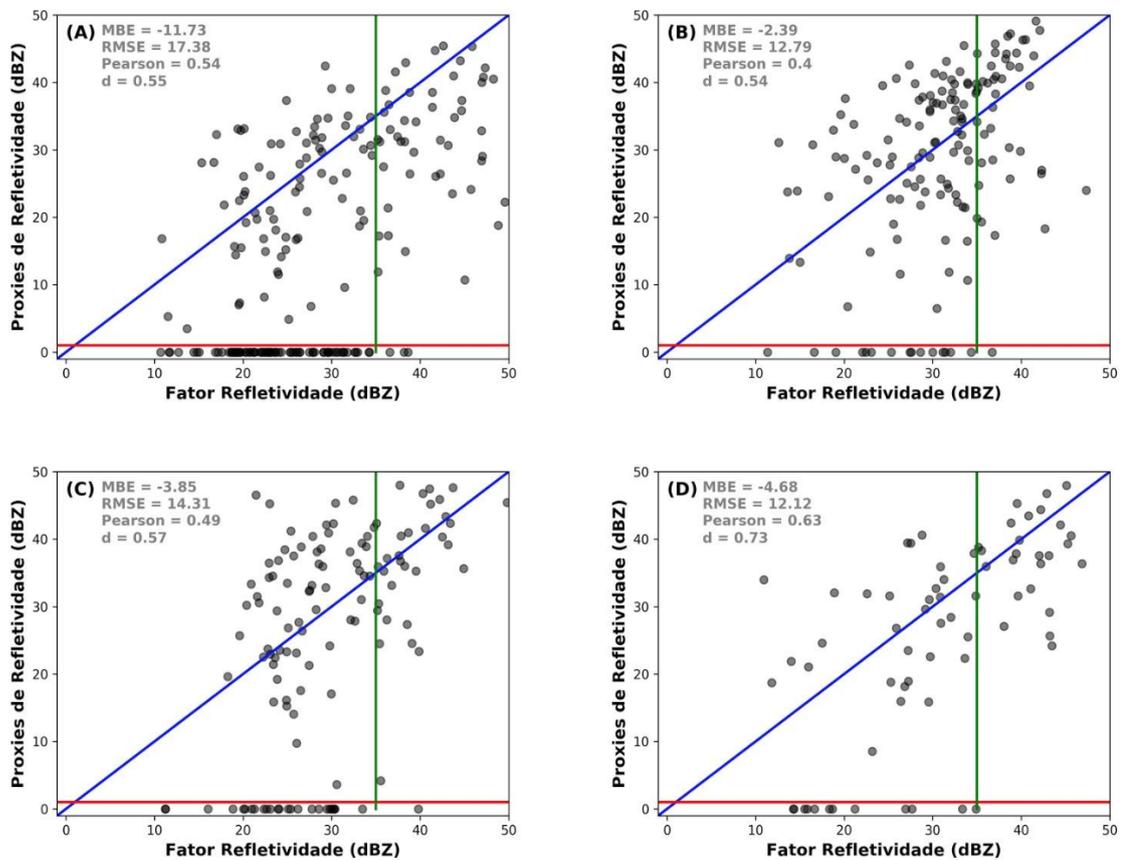


Figura 20 – Diagramas de dispersão entre proxies de refletividade e fator refletividade do radar de Cascavel, para os eventos E1 (A), E2 (B), E3 (C) e E4 (D). Valores igual a zero são identificados abaixo da linha vermelha, e linha verde fixa em 35 dBZ separa valores convectivos de valores estratiformes. A reta em azul é uma bissetriz indicando o ajuste perfeito dos dados.

Na figura 21A temos todos os valores dos 4 casos, onde os índices estatísticos seguem indicando um viés negativo e com espalhamento significativo entre os pontos. Quando os valores de zero dBZ do Pulserad são eliminados dos dados (Fig. 21B), o viés é consideravelmente reduzido, assim como os erros médios que também diminuem sua magnitude e o coeficiente de concordância sobe para 0.66 (Fig. 21B). Esta

discordância dos dados pode ser associada a alguns fatores, como por exemplo um *delay* entre a ocorrência das descargas e a precipitação (PETERSEN; RUTLEDGE, 1998; GUNGLER; KRIDER, 2006), e o fato de que esta comparação não considera apenas altos valores de precipitação, mas também o momento de início da chuva que em algum momento evoluiu para uma alta taxa de precipitação (acima de 8 mm/10min).

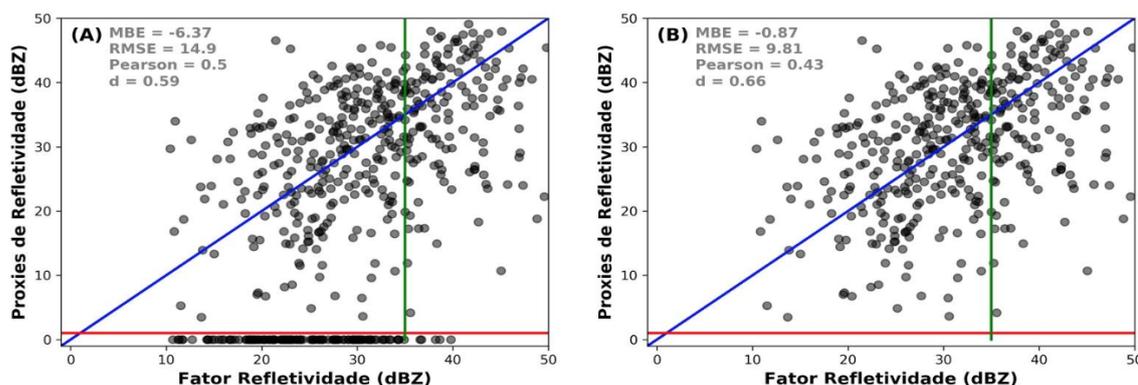


Figura 21 – Diagramas de dispersão entre proxies de refletividade e fator refletividade do radar de Cascavel, para os valores de todos os eventos (A) e excluindo os valores iguais a zero da refletividade gerada com Pulserad (B). Valores igual a zero são identificados abaixo da linha vermelha, e linha verde fixa em 35 dBZ separa valores convectivos de valores estratiformes. A reta em azul é uma bisetritz indicando o ajuste perfeito dos dados.

4.3 Análise das Estimativas de precipitação feitas com dados do Pulserad e o radar de Cascavel

Nesta seção são avaliadas as estimativas de precipitação utilizando e diferentes relações ZR para os dados do Pulserad e radar de CAS. As estimativas de precipitação geradas com os dados do CAS e do Pulserad foram comparadas com os valores observados de precipitação. Para o evento E1, as estimativas com radar foram melhores do que aquelas feitas com dados do Pulserad (Fig. 22). O melhor desempenho na estimativa de precipitação foi com os dados de radar e a relação ZR2, que mesmo não alcançando a maior correlação, apresentou baixo MBE e RMSE (Fig. 22B). O dados do Pulserad produziram estimativas com viés negativo para todas as relações ZR, enquanto que o RMSE foi próximo dos valores obtidos com radar.

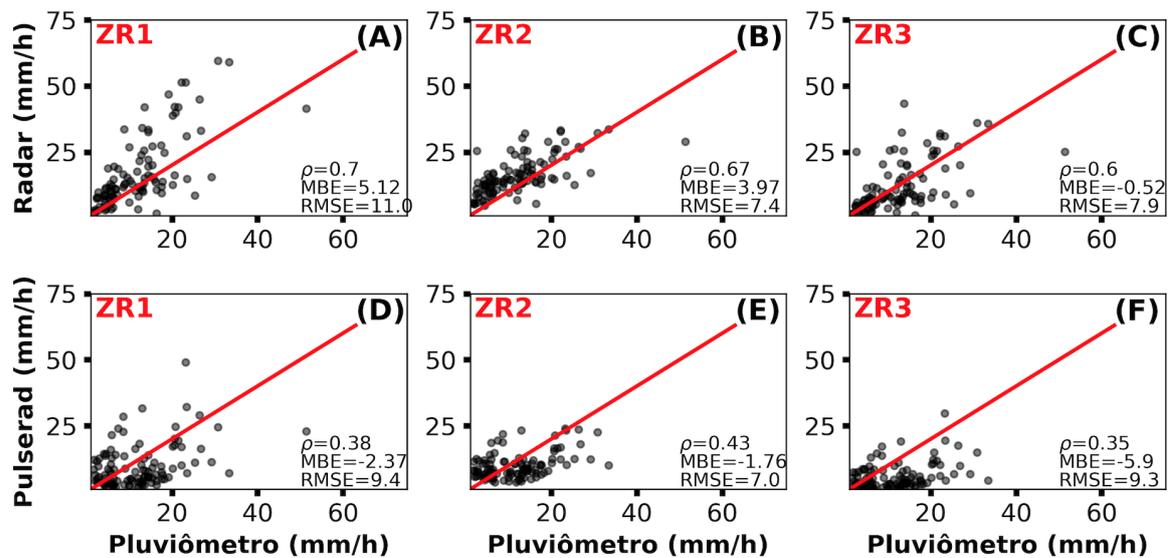


Figura 22 – Diagramas de dispersão com as estimativas de precipitação utilizando dados do CAS (parte superior) e Pulserad (parte inferior) para todas as relações ZR1 (A e D), ZR2 (B e E) e ZR3 (C e F) durante todo o evento ocorrido em 13 de outubro de 2016.

No segundo evento, as estimativas em geral foram melhores, e mais uma vez o radar foi superior, produzindo menores MBE e RMSE e maior correlação (Fig. 23). A relação ZR1 foi a que apresentou maior correlação (Fig. 23a), porém a relação ZR3 alcançou menores valores de RMSE e MBE (Fig. 23c). Enquanto que para os dados do Pulserad notou-se no geral uma superestimativa dos valores de chuva, com altos valores de RMSE.

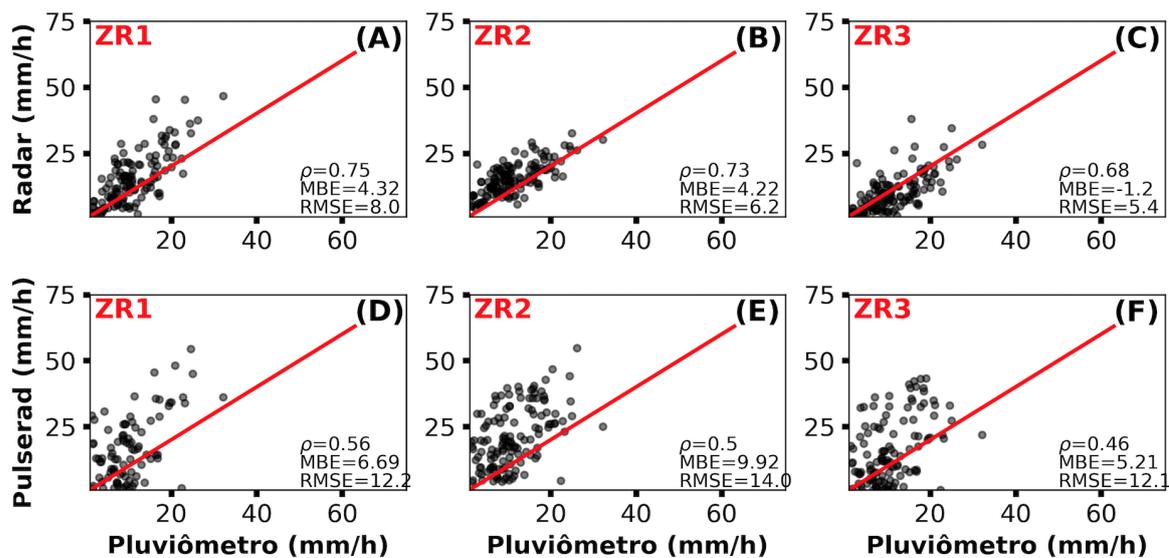


Figura 23 – Diagramas de dispersão com as estimativas de precipitação utilizando dados do CAS (parte superior) e Pulserad (parte inferior) para todas as relações ZR1 (A e D), ZR2 (B e E) e ZR3 (C e F) durante todo o evento ocorrido em 02 de novembro de 2016.

No evento E3, mais uma vez os dados de radar tiveram um ajuste melhor do que os dados do Pulserad (Fig. 24), embora ambas as estimativas tenham alcançado desempenho superior aos casos anteriores. O melhor ajuste mais uma vez foi da relação ZR2, tanto para os dados do radar quanto do Pulserad (Fig. 23B e 23E), apresentaram alta correlação e baixo MBE. O pior desempenho foi da relação ZR1 para os dados do Pulserad.

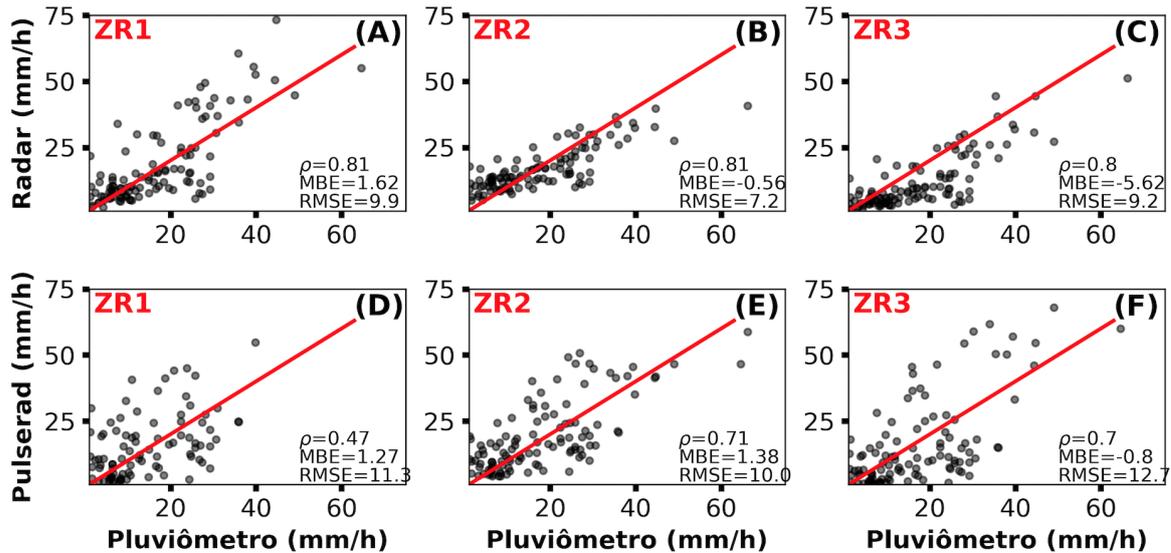


Figura 24 – Diagramas de dispersão com as estimativas de precipitação utilizando dados do CAS (parte superior) e Pulserad (parte inferior) para todas as relações ZR1 (A e D), ZR2 (B e E) e ZR3 (C e F) durante todo o evento ocorrido em 26 de abril de 2017.

E para o último caso (evento E4), a dispersão ZR1 e ZR2 com os dados de radar se destacam como os melhores ajustes, porém apresentam viés positivo e RMSE significativo (Fig. 25A e 25B). Mais uma vez as estimativas com dados do Pulserad apresentam baixas correlações e altos valores de RMSE, especialmente as relações ZR2 e ZR3 (Fig. 25)

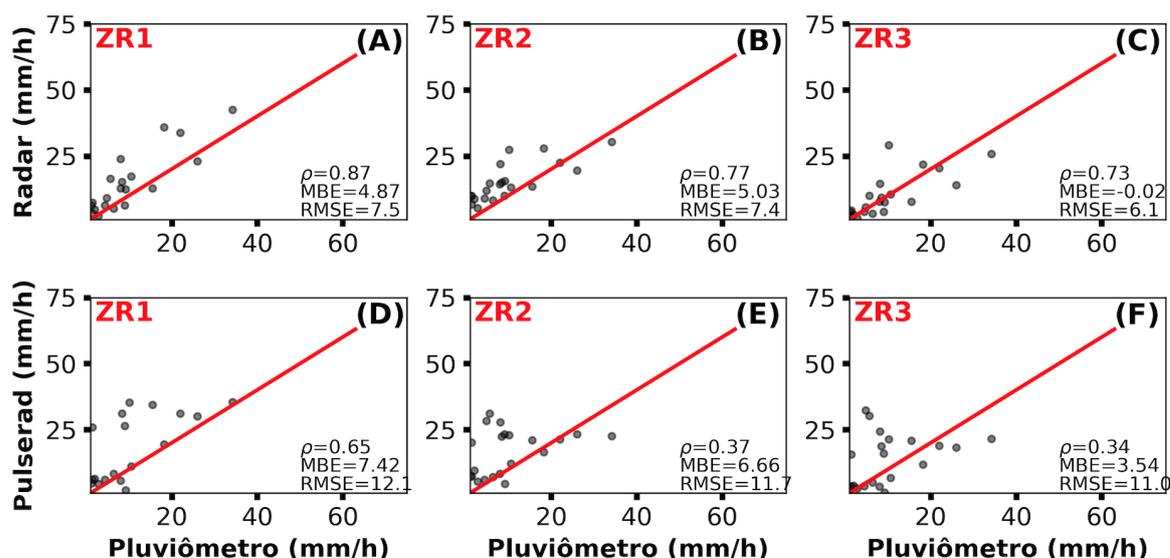


Figura 25 – Diagramas de dispersão com as estimativas de precipitação utilizando dados do CAS (parte superior) e Pulserad (parte inferior) para todas as relações ZR1 (A e D), ZR2 (B e E) e ZR3 (C e F) durante todo o evento ocorrido em 09 de janeiro de 2017.

Em resumo, a média da magnitude dos valores de refletividade do Pulserad subestimaram os valores observados no radar (MBE=-6,37) (Tab. 5). As média das estimativas de precipitação feitas com dados de radar tiveram maior correlação ($\rho=0,74$) do que aquelas realizadas com dados do Pulserad ($\rho=0,49$), além de apresentar maior viés (positivo) (Tab. 5).

Vale ressaltar que as estimativas usadas foram a princípio desenvolvidas particularmente para dados de radar, fato que também pode influenciar os resultados. Mesmo que na avaliação da refletividade os dados do Pulserad tenham apresentado um viés negativo em relação ao radar, as estimativas apresentam viés positivo maior do que o observado entre as estimativas de radar e o pluviômetro. Este resultado pode ser influenciado pelo aspecto mais amplo das regiões convectivas observados nos dados de refletividade do Pulserad, o que permite que um dado local permaneça por mais tempo com altos valores de refletividade, considerando que as células em sua grande maioria apresentaram características transientes. E também lembrando que os valores de refletividade igual a zero contribuíram para o viés negativo nos dados de refletividade.

Tabela 1 – índices estatísticos médios para todos os casos das comparação realizadas entre os valores de refletividade do radar e Pulserad, e os índices relacionados as estimativas de precipitação comparadas aos dados observados nos pluviômetros.

Variável (estimada/observada)	Índice estatístico			
	MBE	RMSE	ρ	d
Refletividade (Pulserad/Radar)	-6,37	14,9	0,5	0,59
Precipitação (Radar/Pluviômetro)	MBE	RMSE	ρ	
	1,77	7,76	0,74	
Precipitação (Pulserad/Pluviômetro)	2,60	11,06	0,49	

4.4 Comparação entre dados do GLM e Rindat

Nesta seção é feita uma breve comparação entre os dados de DEA detectados pelos sensores de superfície da rede Rindat e do sensor GLM. O objetivo desta comparação é simplesmente mostrar a diferença de detecção da rede Rindat no estado do PR e no RS, visto que as descargas no RS são obtidas via extrapolação, uma vez que a rede não dispõem de sensores instalados no estado. No RS, o uso dos PDE pode ser ainda mais importante devido a insuficiente cobertura de radares, assim como as constantes interrupções no fornecimento de suas imagens.

Foram selecionados apenas dois casos, sendo 1 para cada estado, onde intensa convecção foi observada. A figura 26 apresenta o campo de descargas detectadas por ambos os sensores no PR. Nota-se que um número maior de descargas foram detectadas pelos sensores da Rindat, especialmente nas regiões com tonalidade de cor mais escura, onde o número de descargas detectadas passa de 200 em um amplo setor da Figura 26B, enquanto que esses valores são alcançadas apenas em alguns pontos no domínio com os dados do GLM (Fig. 26A).

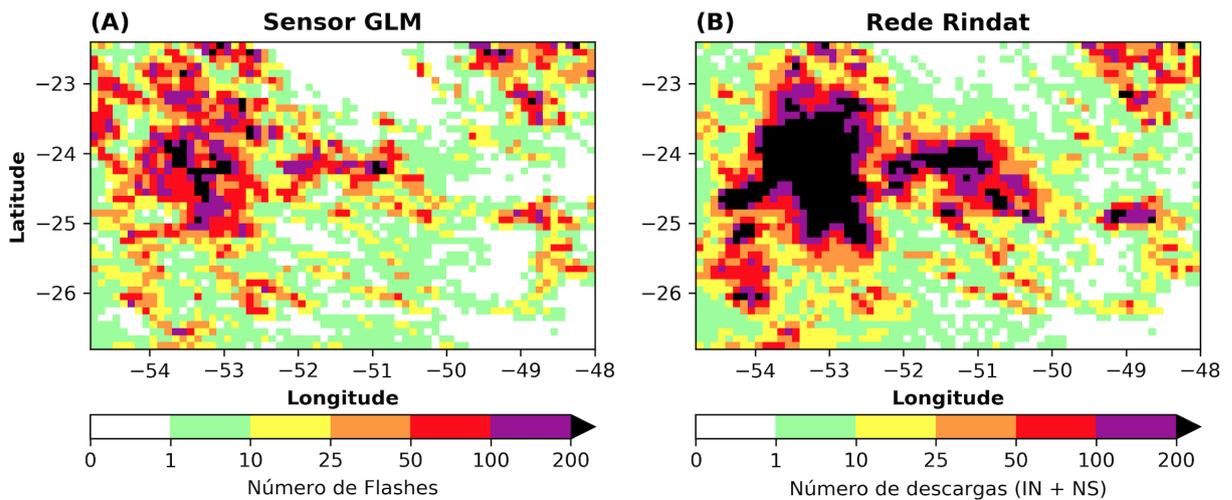


Figura 26 – Distribuição dos flashes (A) e strokes (B) detectados pelo sensor GLM e a rede Rindat, respectivamente, para o evento ocorrido em 15 de março de 2018 no PR. Os valores foram acumulados para todo o período do evento e distribuídos em *pixels* com 10km de resolução.

Diferentemente do caso anterior, nota-se 27 que o número de *flashes* detectados pelo sensor GLM é consideravelmente maior do que o número de descargas detectadas pelos sensores de superfície da Rindat, isto ocorre pelo fato da Rindat não dispor de sensores nesta região, e o método de extrapolação, como esperado, não permite a detecção de boa parte das descargas. Estes resultados mostram que o uso da rede Rindat possivelmente seja o ideal para o PR, enquanto que no RS o GLM pode ser utilizado como uma ótima alternativa a falta de sensores de superfície.

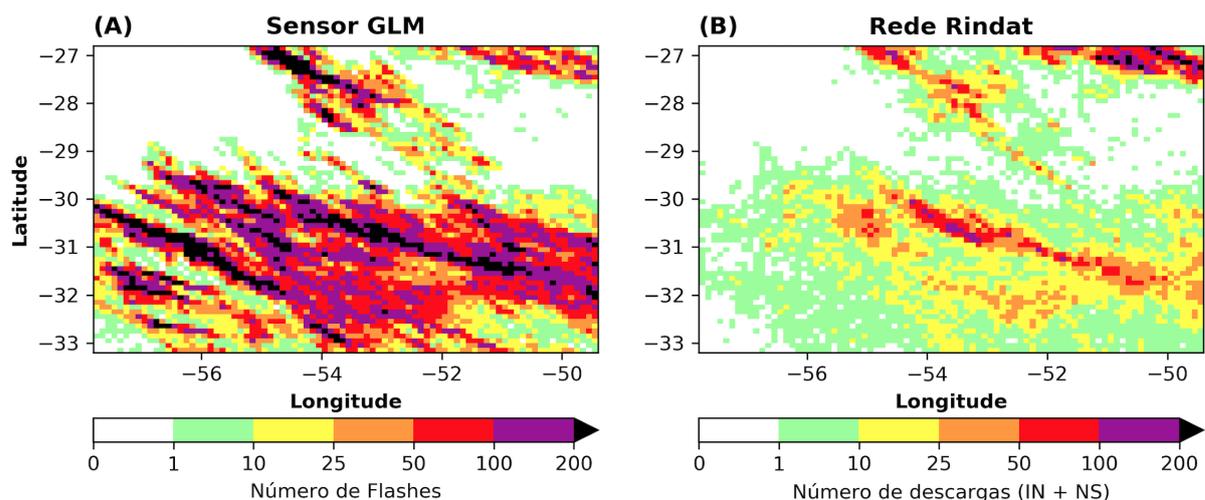


Figura 27 – Distribuição dos flashes (A) e strokes (B) detectados por pelo sensor GLM e a rede Rindat, respectivamente, para o evento ocorrido em 11 de junho de 2018 no RS. Os valores foram acumulados para todo o período do evento e distribuídos em *pixels* com 10km de resolução.

4.5 Avaliação dos PDE gerados com dados da Rindat (PR) e GLM (RS): Estudos de caso

Para a avaliação dos PDE foram realizados dois estudos de caso, sendo um ocorrido no PR e o outro no RS. Para o primeiro caso utilizou-se os PDE gerados com dados da Rindat e o segundo com dados do GLM, que foram comparados aos campos de refletividade dos radares de CAS e CGU respectivamente.

O primeiro caso foi um típico caso de CCI que se formaram sobre o oeste do PR, aproximadamente às 1400 UTC (Fig. 28A). Neste evento, diversos núcleos de convecção podem ser observados, os quais se intensificam com o passar do tempo e se propagam para nordeste, sem apresentar células bem organizadas, porém algumas delas atingindo temperaturas de brilho menor do que -80°C (Fig. 28). O segundo caso foi um SCM que chegou ao sul do RS por volta das 1200 UTC (Fig. 28E), e avançou para nordeste adquirindo um formato mais linear (Fig. 28).

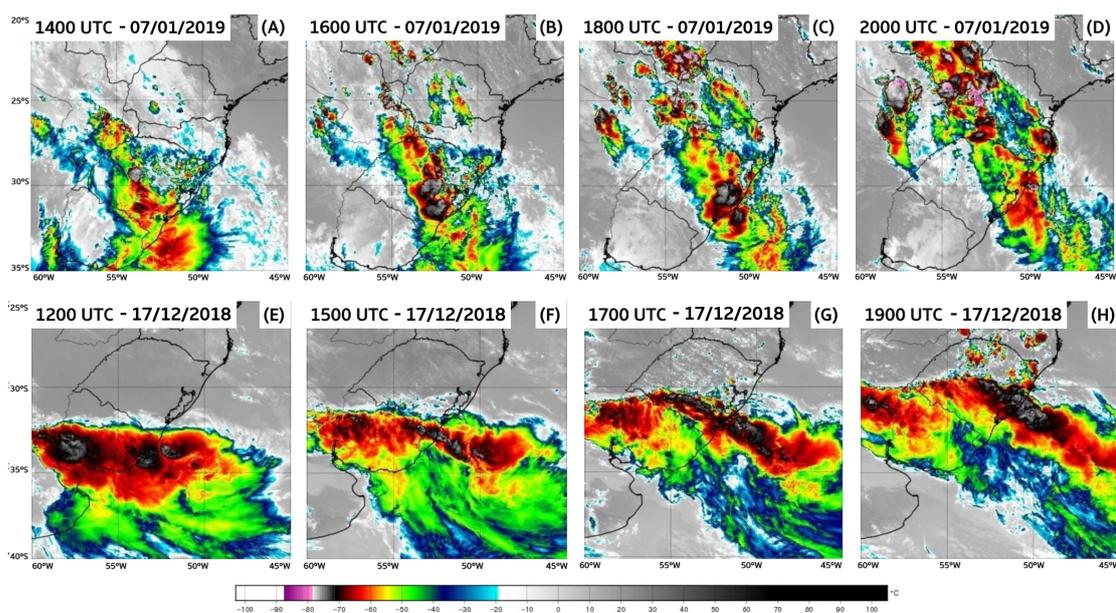


Figura 28 – Sequência de imagens do satélite GOES-16 no canal infravermelho ($8.4 \mu\text{m}$) com a temperatura de brilho ($^{\circ}\text{C}$) para um evento de células convectivas ocorrido no dia 07 de janeiro 2019 no oeste do PR (imagens A, B, C e D) e para um SCM que atingiu o RS no dia 17 de dezembro de 2018 (imagens E, F, G e H).

Na comparação do primeiro caso, pode-se observar na imagem de radar uma LI a sudoeste do PR que avança para nordeste (Fig. 29A), além de outras duas células a leste do radar de CAS que também organizam-se de forma linear por alguns instantes (Fig. 29). Nenhuma destas células é inicialmente caracterizada pelos PDE (Fig. 29E). Nos instantes seguintes surgem alguns núcleos de refletividade a oeste do radar de CAS (Fig 29G), que se intensificam com o avanço da LI (Fig 29H). Contudo, as células a leste do radar não são representadas pelos PDE.

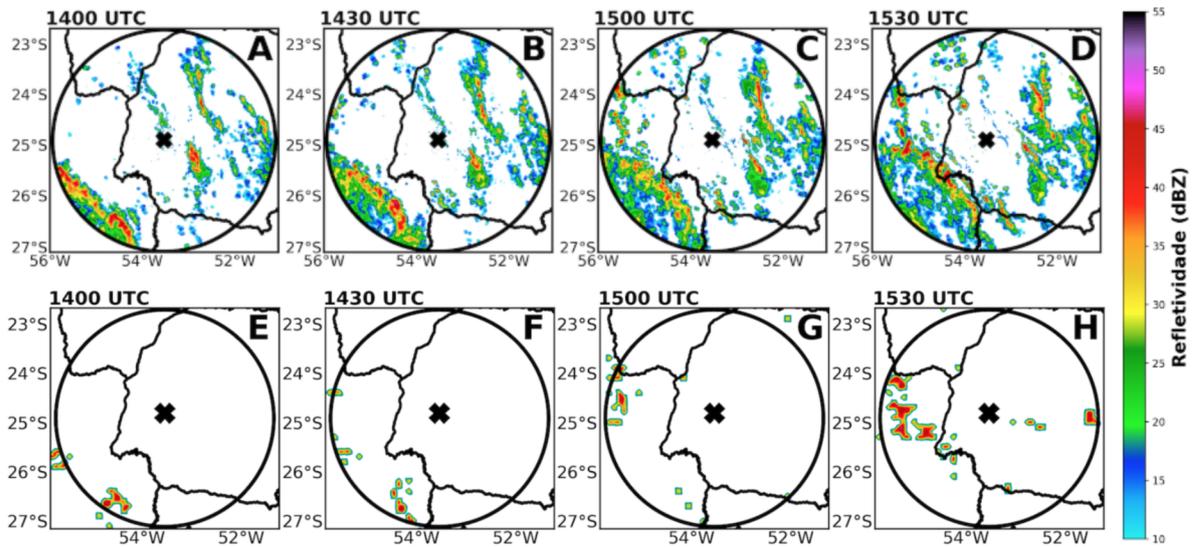


Figura 29 – Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CAS (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de CCI ocorrido no oeste do PR no dia 07 de janeiro de 2019.

Nos instantes seguintes, é possível identificar uma melhor caracterização das células convectivas por parte dos PDE, uma vez que os pontos com maior refletividade observados nas imagens de radar também podem ser identificadas com os PDE (Fig. 30), embora que apenas os núcleos mais intensos (superiores a 40 dBZ) apareçam nas imagens dos PDE.

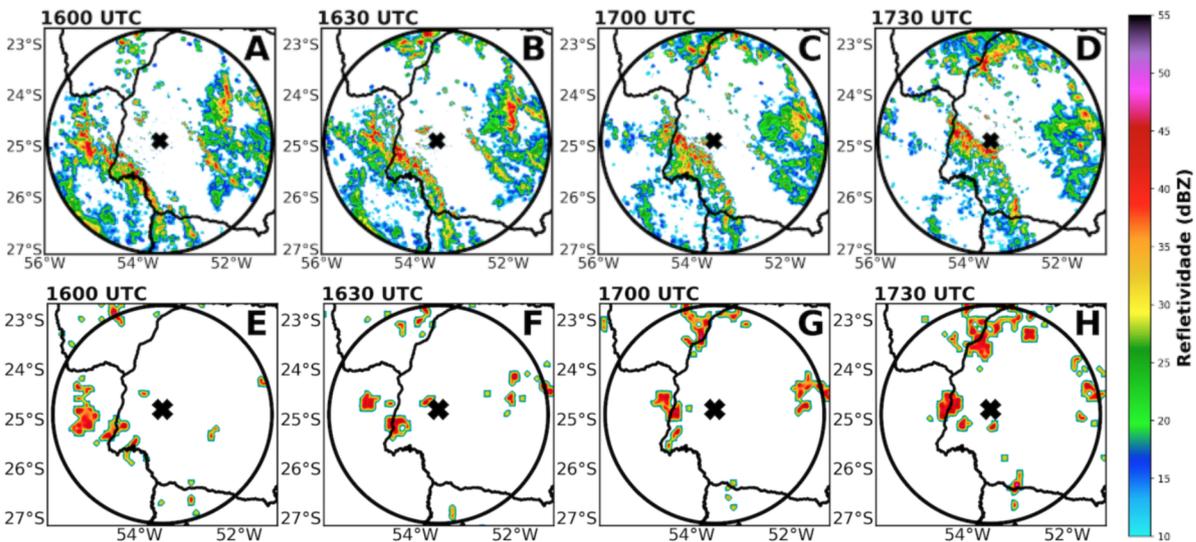


Figura 30 – Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CAS (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de CCI ocorrido no oeste do PR no dia 07 de janeiro de 2019.

Nos horários seguintes, os PDE representaram bem os núcleos mais intensos de refletividade, ainda que seja difícil identificar as assinaturas de mesoescala. Portanto, exceto nos instantes iniciais, foi possível identificar a convecção utilizando as imagens

dos PDE. As regiões estratiformes, por produzirem baixa ou nenhuma densidade de DEA não é representada em nenhum instante do evento, assim como foi observado na análise do Pulserad.

Ainda para este mesmo evento, observou-se que as células não representadas pelos PDE produziram valores de refletividade inferiores a 45 dBZ (Fig. 31A e 31B), e os valores de ZDR ficam em torno de 1dB onde a refletividade foi mais alta (Fig. 31C e 31D). Estes valores são condizentes com a presença de gotas pequenas sem a presença de granizo. Enquanto que o KDP apresenta em alguns pontos valores em torno de 5°/km (Fig. 31E e 31F), que podem estar relacionados com a presença de granizo, porém a refletividade nestes pontos é baixa (inferior a 40 dBZ), e provavelmente estas células foram formadas apenas por gotas pequenas, sem a presença de granizo. Portanto, estas condições dificultam a geração de cargas no interior das nuvens, e inibem a ocorrência de DEA.

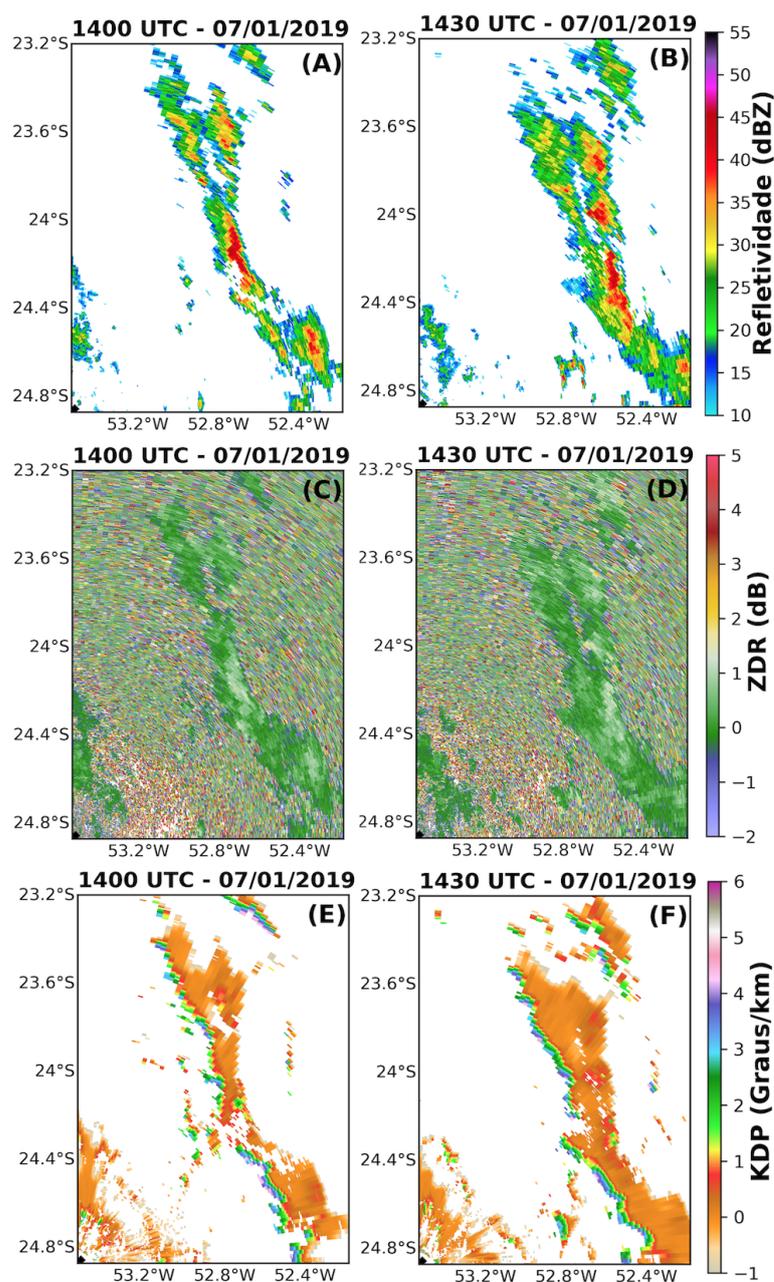


Figura 31 – Sequência temporal com PPI de 1° de elevação da refletividade (A e B), ZDR (C e D) e Kdp (e e f), sobre a célula não identificada pelos PDE no evento ocorrido no dia 07 de janeiro de 2019 no PR.

No segundo evento uma intensa e bem organizada LI que formou-se no interior de um SCM, produzindo fortes rajadas de vento (>90 km/h) e elevadas taxas de precipitação que superaram os 15 mm/10min. Segundo a Defesa Civil (Disponível em: <https://estado.rs.gov.br/danos-causados-pelas-chuvas-tem-atualizacao>), diversas cidades como por exemplo Bagé e Santana do Livramento, ficaram por muitas horas sem energia elétrica devido ao temporal causado por este sistema que atingiu o RS. O fenômeno causou o destelhamento de casas, queda de árvores, e danos na rede de energia elétrica.

Uma LI que se formou ao sul do RS e avançou para nordeste com a região convec-

tiva bem definida pode ser observada nas imagens de radar (Fig. 32A até 33D). Esta configuração também pode ser observada na sequência de imagens de refletividade dos PDE (Fig. 32E até 32H), que apresentam magnitude e formato semelhante.

A convecção iniciou no Uruguai ao sul do RS, sendo possível observar o formato de LI as 1330 UTC (Fig. 32D). Na refletividade dos PDE também observa-se a mesma evolução, onde a região com maiores valores de convecção é bem representada pelos PDE. Vale ressaltar que os PDE subestimam os valores de refletividade do radar (Fig. 32).

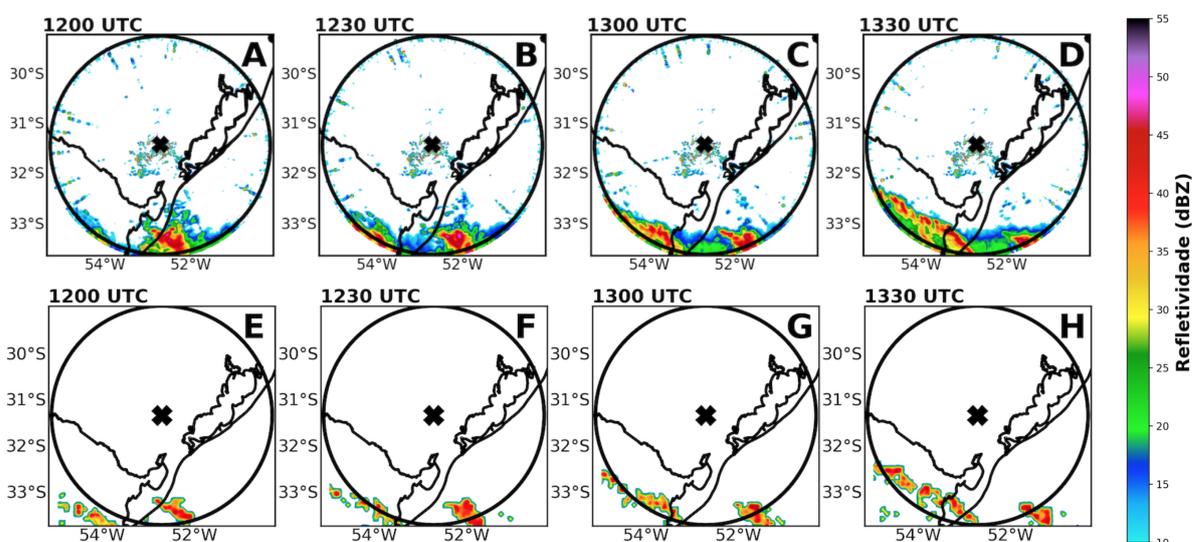


Figura 32 – Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CGU (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de LI ocorrido no sul do RS no dia 17 de dezembro de 2018.

Nas sequências das imagens de refletividade do radar nota-se que a LI avança de forma organizada para nordeste, com núcleo mais intenso bem definido, e uma ampla região estratiforme na retaguarda do sistema (Fig. 33). Os PDE também apresentaram este mesmo padrão, caracterizando a LI e também algumas pequenas células que se formam logo a frente da mesma (Fig. 33E até 33H). Por outro lado, a região estratiforme, com refletividade em torno de 30 a 35 dBZ, não aparece nas imagens dos PDE.

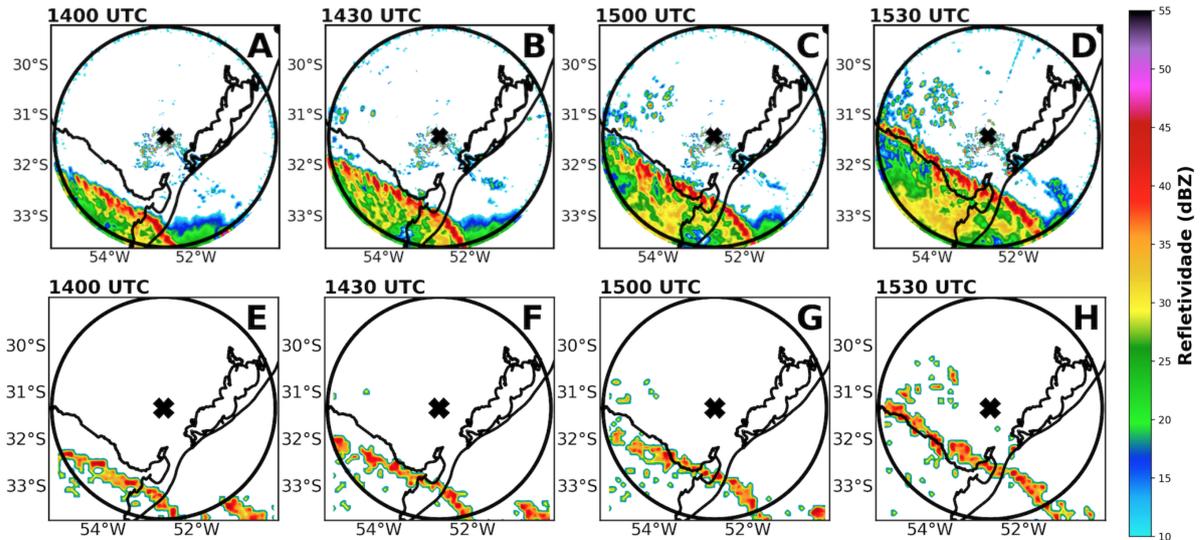


Figura 33 – Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CGU (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de LI ocorrido no sul do RS no dia 17 de dezembro de 2018.

De 1600 UTC até às 1730 UTC o padrão se repete, onde PDE seguem representando bem a organização do sistema, com exceção das regiões estratiformes (Fig. 34).

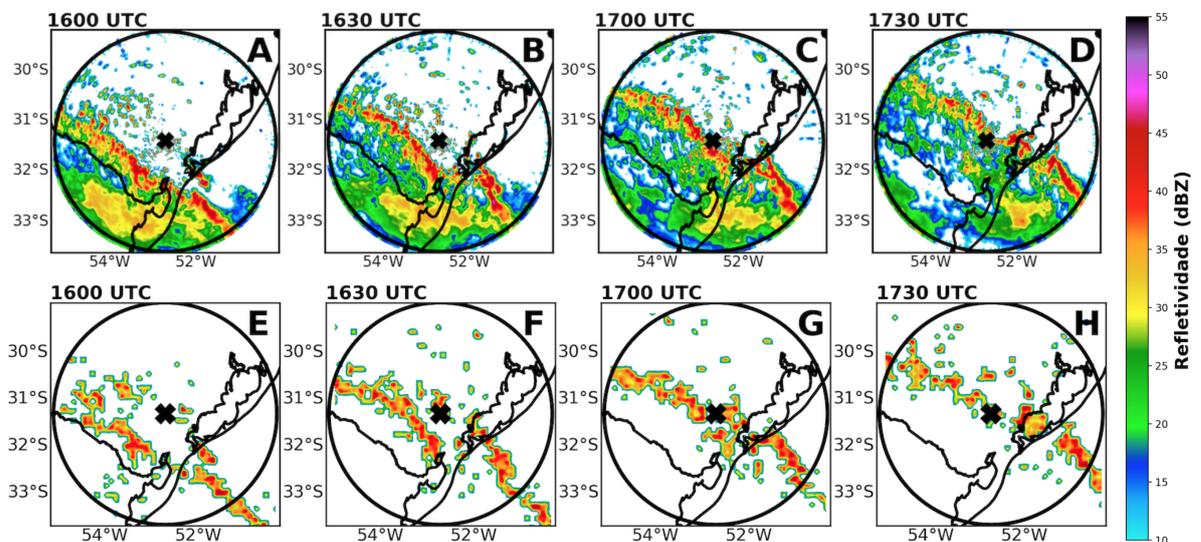


Figura 34 – Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CGU (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de LI ocorrido no sul do RS no dia 17 de dezembro de 2018.

O avanço e o conseqüente enfraquecimento da LI foram representados pelos PDE (Fig. 35), porém uma nova célula com valores de refletividade que superam os 50 dBZ forma-se a oeste do radar de CGU (Fig. 35D). Esta célula sequer aparece no campo de refletividade dos PDE (Fig. 35H), que indicam a não ocorrência de DEA.

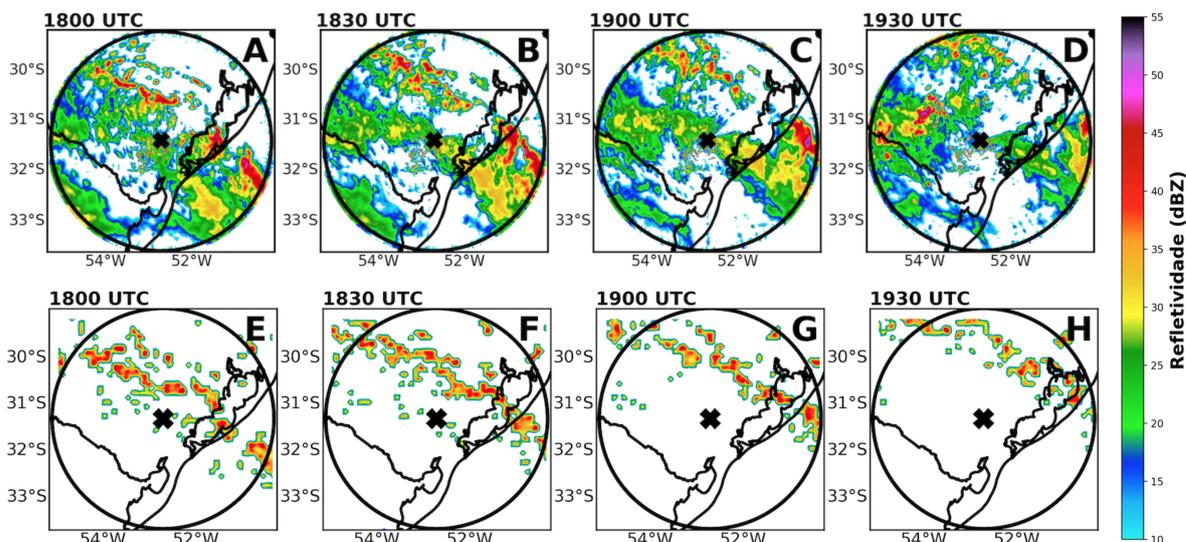


Figura 35 – Sequência temporal de campos de refletividade do radar de CGU (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de LI ocorrido no sul do RS no dia 17 de dezembro de 2018.

A LI apresentada neste segundo caso foi representada pelos PDE durante todo o seu deslocamento, porém uma célula que se formou entre 1900 e 1930 UTC a oeste do radar (Fig. 35C e 35D) não foi detectada pelos PDE (35G e 35H). Esta célula apresentou valores superiores a 60dBZ, porém nenhum dos sensores (GLM e Rindat) detectou significativa ocorrência de descargas (Fig. 36.)

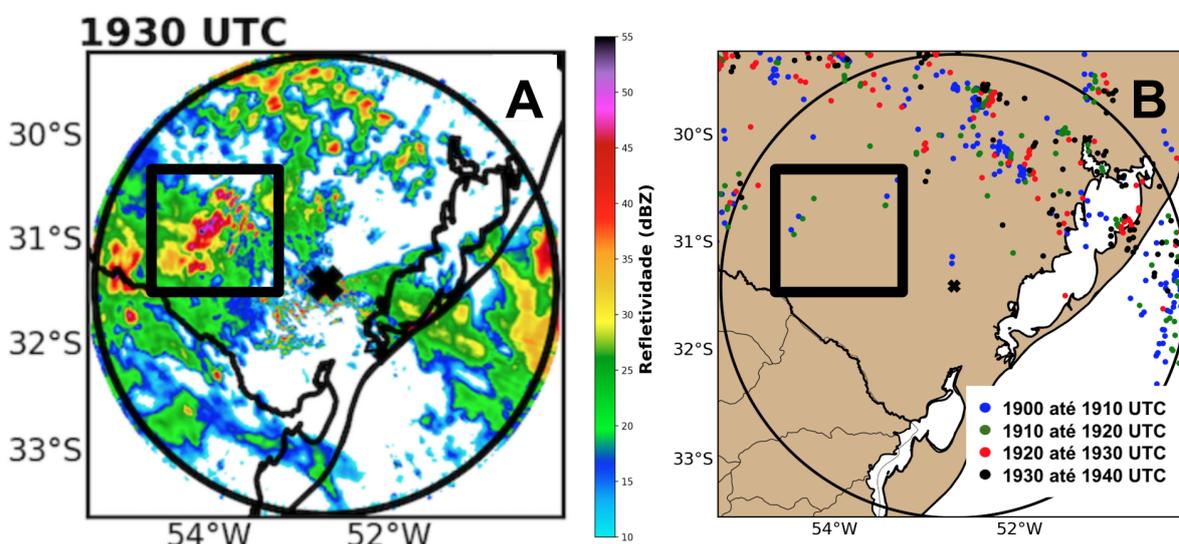


Figura 36 – CAPPI de 3km da refletividade do radar de CGU para às 1930 UTC (A) e evolução temporal das DEA detectadas pelos sensores da Rindat de 1900 até 1930 UTC (B). Ambas as imagens correspondem ao evento ocorrido no dia 17 de dezembro de 2018 no RS.

Como o radar de CGU não dispõe das variáveis polarimétricas, foram utilizadas seções verticais da refletividade para analisar a estrutura da célula que não foi representada pelos PDE. Nota-se que os valores mais intensos de refletividade estão restritos em uma camada abaixo de 5km de altura, ou seja, provavelmente abaixo da

isoterma de $1,1^{\circ}$ (Fig. 36B e 36C), caracterizando uma convecção intensa porém rasa. Este processo não favorece a separação das cargas no interior das nuvens, devido a baixa ou inexistente formação de gelo no interior das nuvens, que conseqüentemente impossibilita a ocorrência de DEA.

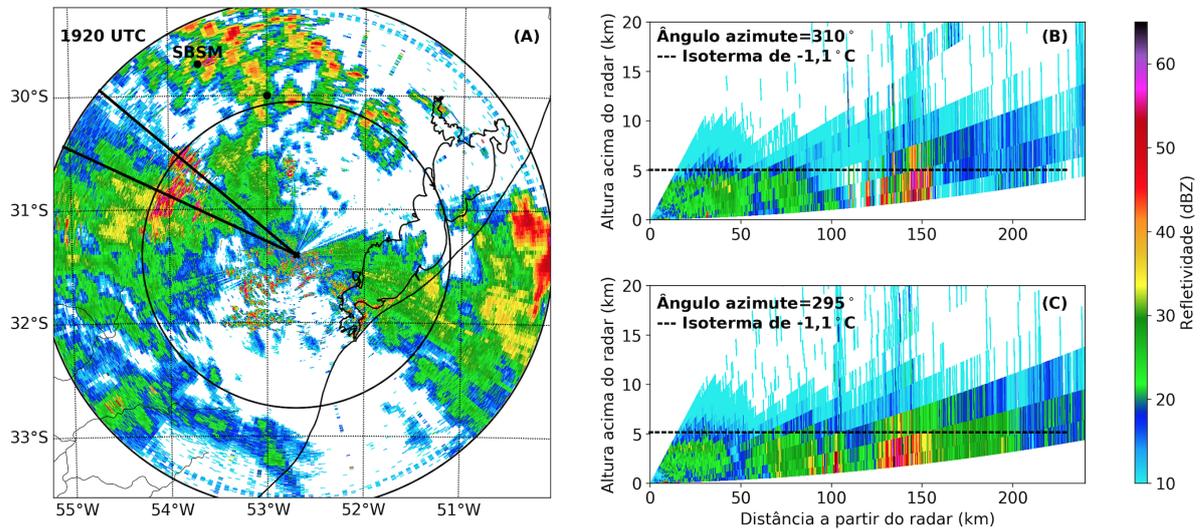


Figura 37 – PPI da refletividade do radar de CGU para a elevação de 1° onde as retas em preto indicando as seções verticais, os círculos correspondem aos raios de 250 e 150 km de distância do radar, e o ponto acompanhado da sigla SBSM assinala a localização da sondagem (a). As seções verticais para os ângulos azimutes de 310° (B) e 295° (C) contém a indicação da altura aproximada da isoterma de $-1,1^{\circ}\text{C}$ observada na sondagem às 1200 UTC (linha preta tracejada) do dia 17 de dezembro de 2018. As imagens de refletividade foram todas obtidas para às 1920 UTC desta mesma data.

Um ponto importante a se observar é que a mudança na resolução da grade em que são contabilizadas as DEA pode afetar diretamente a estrutura dos PDE. Por exemplo, usando grades com $5 \times 5 \text{ km}$ de resolução horizontal ao invés de $10 \times 10 \text{ km}$, pode-se notar significativas diferenças no formato e até mesmo na magnitude dos valores de refletividade (Fig. 38). Os PDE gerados com a grade de $10 \times 10 \text{ km}$ amplificam o tamanho e a intensidade células comparadas a segunda grade.

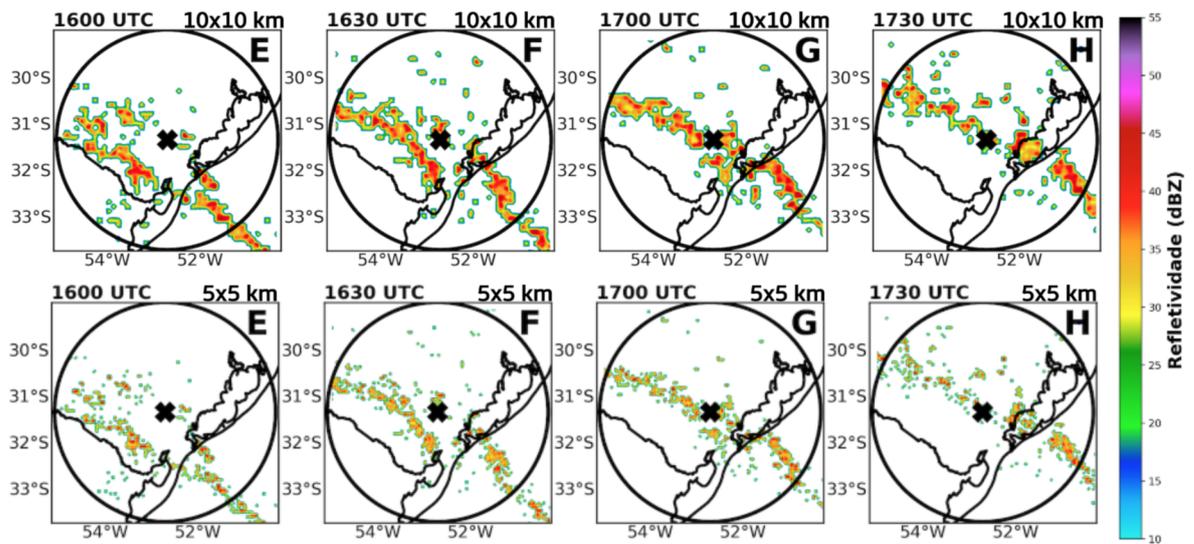


Figura 38 – Sequência no tempo de campos de refletividade dos PDE (imagens A, B, C e D) e PDE (imagens E, F, G e H) para um evento de LI ocorrido no sul do RS no dia 17 de dezembro de 2018.

5 PROVA DE CONCEITO: USO DOS PDE COMO FERRAMENTA PARA PREVISÃO DO TEMPO OPERACIONAL

O Centro de Pesquisas e Previsões Meteorológicas (CPMET) localizado na Cidade de Pelotas-RS, tem como atividade desenvolver pesquisa e especialmente o monitoramento e previsão do tempo. O foco das atividades desenvolvidas pelo centro é a metade sul do estado do RS, em especial as cidades vizinhas a Pelotas-RS. Em seu site e redes sociais, o CPMET informa a população e também está constantemente em contato com a Defesa Civil (DC) das cidades, proporcionando maior agilidade na emissão de alertas e tomada de decisões por parte da DC. Outro centro muito importante no sul do Brasil é o Simepar, que também desenvolve pesquisa e mantém um sistema de alertas de tempestades em seu site. Ambos os centros possuem um grupo de meteorologistas atuando especificamente no setor operacional de previsão e monitoramento do tempo.

Tendo em vista que estas regiões são frequentemente atingidas por eventos extremos como granizo, chuvas torrenciais, descargas elétricas e rajadas de vento, os alertas para estes fenômenos é de essencial importância para a população destas regiões. Diversas ferramentas são utilizadas para a execução destas atividades, dentre elas faz-se uso do modelo WRF, imagens de satélites, campo de descargas elétricas, estações meteorológicas e radares. No monitoramento do tempo e nowcasting as informações dos dados dos radares são de grande importância, porém nem sempre é possível fazer uso dos seus dados devido as interrupções que podem ocorrer em sua operação, além do fato de que o estado do RS não possui todo o território coberto por radares. Atualmente o estado conta com dois radares em operação, o de Santiago e o de Canguçu, ambos operados pelo DECEA. A importância das informações de radar, especialmente a variável refletividade, devem-se a alta resolução temporal dos dados (10 minutos), e também pela capacidade de monitoramento das células de tempestades. A ausência dessas informações mesmo que por um curto período de tempo, resulta em grande prejuízo na qualidade do monitoramento e nowcasting.

Diante disto, este trabalho sugere o uso dos PDE como uma alternativa a ausência de dados de radares, ou até mesmo no sentido de compor as lacunas na cobertura da

rede. Este produto permitirá que apenas com uso dos dados de descargas elétricas, sejam elas de sensores de superfície ou do sensor GLM, sejam gerados campos de refletividade com atualizações a cada 5 minutos. Para a implementação da metodologia de geração dos PDE não é necessária a aquisição de nenhum software pago, além de exigir baixo custo computacional. É necessário apenas uma boa conexão de internet, sendo que o download dos dados é realizado a cada 5 minutos.

Portanto, esta proposta visa permitir a identificação e monitoramento de tempestades, nowcasting e estimativa de precipitação, sem que haja interrupções no fornecimento das informações aos profissionais da previsão. Como a cobertura dos dados de descargas extrapola a cobertura dos radares, isso permitirá que a capacidade de monitoramento e nowcasting seja realizada em locais onde esta tarefa era dificultada devido a ausência dos dados de refletividade.

5.1 Ferramentas utilizadas

Os códigos responsáveis pelo processamento dos dados e geração das imagens foi construído em linguagem Python, onde foram utilizados os seguintes pacotes: numpy, netcdf4, glob, pandas, matplotlib, basemap e scipy. Além disso, o download dos dados de descargas do GLM foi realizado utilizando o módulo chamado goespy, o qual encontra-se disponível em: <https://libraries.io/pypi/goespy>. Os códigos foram testados em uma máquina com as seguintes configurações: Macbook - Ano 2015, Memória 8 GB 1600 MHz DDR3, Processador 1,1 GHz Intel Core M. O tempo gasto para o processamento dos dados e geração das figuras (sem contabilizar o download), utilizando a máquina especificada acima é de aproximadamente 2 à 3 minutos.

6 CONCLUSÕES

Nas comparações feitas com os dados do Pulserad, ficou claro que as regiões estratiformes, normalmente com refletividade menor do que 35 dBZ, não podem ser representadas por proxies de refletividade gerados a partir de descargas elétricas. Isto já era esperado devido ao fato de que estas regiões produzem baixa ou nenhuma taxa de descargas.

O formato dos sistemas é bem representado, tanto pelo Pulserad como pelos PDE, com restrições no que diz respeito ao detalhamento dos sistemas observados nas imagens, visto que os dados do Pulserad são gerados utilizando interpolação dos dados de descargas, que por sua vez são informações pontuais, enquanto que o radar possui informações tridimensionais para todo seu domínio de alcance, o que representa maior detalhamento de informações. Além disso, as informações contidas na refletividade do radar levam em consideração características de microfísica das nuvens, como tamanho e distribuição das gotas. Isso é importante pois o conhecimento do tipo de sistema pode auxiliar o meteorologista na realização de nowcasting.

A magnitude dos valores de refletividade do radar foram em geral subestimadas pelo Pulserad, além de apresentar uma grande dispersão dos valores. Isto consequentemente acarretou em estimativas de precipitação com baixo ajuste a curva de precipitação dos pluviômetros. Porém, deve-se levar em consideração que as amplas regiões estratiformes observadas na refletividade do radar e não caracterizadas pelo Pulserad podem contribuir prejudicar de forma significativa essas avaliações.

A utilização dos dados do GLM pode ser muito útil para a geração dos proxies, em especial no RS, onde não há sensores da Rindat, e portanto o GLM possui informações mais precisas do que aquelas geradas com a extrapolação dos sensores da Rindat. Vale ressaltar que as curvas ajustadas com a regressão apresentam heterocedasticidade, ou seja, sua variância residual não é constante, o que pode fazer com que o MSE seja uma superestimativa desse erro para os valores menores de refletividade média e $\ln(\text{ND})$ ou $\ln(\text{NF})$, e uma subestimativa desse erro para os valores maiores.

Com relação aos PDE gerados com os dados da Rindat e do GLM, foi possível notar que eles são capazes de identificar a convecção e caracterizar o formato das

células. Esse resultado mostra que os PDE podem ser de grande utilidade para o monitoramento do tempo e nowcasting, sendo possível até mesmo sua implementação em centros de previsão do tempo, uma vez que o procedimento para elaboração do produto não carece de equipamentos de alto desempenho, e os dados são disponibilizados livremente na internet.

REFERÊNCIAS

BABA, Y.; RAKOV, V. A. Present understanding of the lightning return stroke. In: **Lightning: Principles, Instruments and Applications**. [S.l.]: Springer, 2009. p.1–21.

BENDER, A. **Eventos de tempo severo associados às linhas de instabilidade sobre o estado de São Paulo**. 2012. Tese (Doutorado em Ciência da Computação) — Universidade de São Paulo.

BENETI, C. A. A. **Caracterização hidrodinâmica e elétrica de sistemas convectivos de mesoescala**. 2012. Tese (Doutorado em Ciência da Computação) — Universidade de São Paulo.

BERNARDI, S. et al. TRMM rainfall estimative coupled with Bell (1969) methodology for extreme rainfall characterization. **Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences**, v.369, p.163–168, 2015.

BRINGI, V. N.; CHANDRASEKAR, V. **Polarimetric Doppler weather radar: principles and applications**. [S.l.]: Cambridge university press, 2001.

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, v.67, p.73–94, 2003.

CALVETTI, L.; BENETI, C.; ANTUNES, R. L.; OLIVEIRA, A. C. Validação de estimativas de precipitação por radar e satélite: análise de relações ZR e integração com pluviômetros. **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, 2009.

CAMPOS, C. R. J. d.; EICHHOLZ, C. W. Características físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.29, n.2, p.331–345, 2011.

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.

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v.17, n.1, p.88–108, 2004.

CAVALCANTI, I. F. A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v.118, p.27–40, 2012.

CAVALCANTI, I.; KOUSKY, V. Parte I-Sistemas meteorológicos que afetam o tempo na América do Sul: frentes frias sobre o Brasil. **Para entender tempo e clima. São Paulo: Oficina de Textos**, p.135–147, 2009.

COORAY, V. **An introduction to lightning**. [S.l.]: Springer, 2015.

EMIDIO, Z. P. d. O.; LANDIM, P. M. B. Análise de superfície de tendência aplicada à chuva, medida por radar meteorológico, nas regiões de Assis e Piracicaba, SP. **Geociências**, p.439–449, 2008.

FABRY, F. **Radar meteorology: principles and practice**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2015.

FABRY, F.; BELLON, A.; DUNCAN, M. R.; AUSTIN, G. L. High resolution rainfall measurements by radar for very small basins: the sampling problem reexamined. **Journal of Hydrology**, v.161, n.1-4, p.415–428, 1994.

GOODMAN, S. J. et al. The GOES-R geostationary lightning mapper (GLM). **Atmospheric research**, v.125, p.34–49, 2013.

GOODMAN, S. J.; MACH, D.; KOSHAK, W.; BLAKESLEE, R. **GLM Lightning Cluster-Filter Algorithm**. [S.l.: s.n.], 2010. 70p. v.2.

GOSZ, J. R. et al. Lightning estimates of precipitation location and quantity on the Sevilleta LTER, New Mexico. **Ecological Applications**, v.5, n.4, p.1141–1150, 1995.

GOURLEY, J. J.; HONG, Y. **Radar hydrology: principles, models, and applications**. [S.l.]: CRC Press, 2014.

GRECU, M.; ANAGNOSTOU, E. N.; ADLER, R. F. Assessment of the Use of Lightning Information in Satellite Infrared Rainfall Estimation. **Journal of Hydrometeorology**, v.1, n.3, p.211–221, 2000.

GRIMM, A. M. Clima da região sul do Brasil. **Tempo e clima no Brasil**, v.1, p.259, 2009.

GUNGLE, B.; KRIDER, E. P. Cloud-to-ground lightning and surface rainfall in warm-season Florida thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.111, n.D19, 2006.

HONG, Y.; KUMMEROW, C. D.; OLSON, W. S. Separation of Convective and Stratiform Precipitation Using Microwave Brightness Temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v.38, n.8, p.1195–1213, 1999.

HOUZE, R. A. **Cloud dynamics**, 573 pp. [S.l.: s.n.], 1994.

HOUZE, R. A. **Cloud dynamics**. [S.l.]: Academic press, 2014. v.104.

JAYARATNE, R. Thunderstorm electrification mechanisms. **The Lightning Flash**, n.34, p.17, 2003.

JONES, D. **Rainfall drop size-distribution and radar reflectivity**. [S.l.]: Illinois State Water Survey, 1956.

JOSS, J.; SCHRAM, K.; THAMS, J.; WALDVOGEL, A. **On the Quantitative Determination of Precipitation by a Radar**. [S.l.]: OSSERVATORIO TICINESE DELLA CENTRALE METEOROLOGICA SVIZZERA LOCARNO-MONTI, 1970.

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

LIU, C.; MARSHALL, R. S.; NOVAKOVSKAIA, E.; SLOOP, C. D. Using Lightning Data to Generate Proxy Reflectivity Data. **Patent Application Publication**, p.14, 2013.

MARENGO, J.; NOBRE, C. Clima da região Amazônica. **Tempo e Clima no Brasil**, edited by: **Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, I., Ferreira, N., Justi da Silva, M., Faus da Silva Dias, M., Oficina de Textos**, p.179–212, 2009.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale Meteorology in Midlatitudes**. [S.l.: s.n.], 2010. 1–407p.

MARSHALL, J.; LANGILLE, R.; PALMER, W. M. K. Measurement of rainfall by radar. **Journal of Meteorology**, v.4, n.6, p.186–192, 1947.

MARSHALL, J. S.; PALMER, M. The distribution of raindrops with size. **Shorter contributions - Journal of Meteorology**, v.5, p.165–166, 1948.

MINJAREZ-SOSA, C. M. et al. Toward development of improved QPE in complex terrain using cloud-to-ground lightning data: A case study for the 2005 monsoon in southern Arizona. **Journal of Hydrometeorology**, v.13, n.6, p.1855–1873, 2012.

NOVA-ESCOLA. [S.I.]: Disponível em: <<http://revistaescola.abril.com.br/geografia/fundamentos/como-se-calcula-indice-pluviometrico-476502.shtml>>. Acesso em: 12 Jan. de 2019., 2019.

OUTRA GEOGRAFIA. [S.I.]: Disponível em: <<http://outrageografia.blogspot.com/2012/06/relevo-do-parana.html>>. Acesso em: 21 Ago. de 2018., 2018.

PESSI, A. T.; BUSINGER, S. Relationships among lightning, precipitation, and hydro-meteor characteristics over the North Pacific Ocean. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.48, n.4, p.833–848, 2009.

PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.103, n.D12, p.14025–14040, 1998.

PRICE, C. G. Lightning applications in weather and climate research. **Surveys in Geophysics**, v.34, n.6, p.755–767, 2013.

RAKOV, V. A. **Fundamentals of lightning**. [S.I.]: Cambridge University Press, 2016.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. **Lightning**: physics and effects. [S.I.]: Cambridge University Press, 2003.

RAKOV, V. The physics of lightning. **Surveys in Geophysics**, v.34, n.6, p.701–729, 2013.

RIBEIRO, B. Z.; NUNES, A. B. Uso de sensoriamento remoto para análise de uma linha de instabilidade: Estudo de caso ocorrido no Rio Grande do Sul. **Anais XV Simposio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, 2011.

RULFOVÁ, Z.; KYSELÝ, J. Disaggregating convective and stratiform precipitation from station weather data. **Atmospheric Research**, v.134, p.100–115, 2013.

RYZHKOV, A.; ZRNIĆ, D. Comparison of dual-polarization radar estimators of rain. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.12, n.2, p.249–256, 1995.

SANTOS, T. N.; SIQUEIRA, P. H.; CALVETTI, L. Rede Neural com Funções de Base Radial Aplicada à Estimativa de Chuva. **Proceeding Series of the Brazilian Society of Computational and Applied Mathematics**, v.2, n.1, 2014.

SAUNDERS, C. Charge separation mechanisms in clouds. In: **Planetary Atmospheric Electricity**. [S.I.]: Springer, 2008. p.335–353.

SELUCHI, M.; BEU, C.; ANDRADE, K. M. Characteristics of Cold Fronts Causing Heavy Rainfall Over Eastern Santa Catarina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.32, n.1, p.25–37, 2017.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: Características, Diferenças e Semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.1, p.49–60, 2012.

SILVA, C. M. S.; LÚCIO, P. S.; SPYRIDES, M. H. C. Distribuição espacial da precipitação sobre o Rio Grande do Norte: estimativas via satélites e medidas por pluviômetros. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.3, 2012.

SILVA, M.; DIAS, M. Tempo e clima no Brasil. **São Paulo: Oficina de Textos**, 2009.

SOULA, S. Lightning and precipitation. In: **Lightning: Principles, Instruments and Applications**. [S.l.]: Springer, 2009. p.447–463.

STOLZENBURG, M.; MARSHALL, T. C. Electric field and charge structure in lightning-producing clouds. In: **Lightning: principles, instruments and applications**. [S.l.]: Springer, 2009. p.57–82.

STRANGEWAYS, I. **Precipitation: Theory, Measurement and Distribution**. [S.l.: s.n.], 2007. 1–302p.

TENÓRIO, R. S.; SILVA MORAES, M. Cristina da; SAUVAGEOT, H. Raindrop size distribution and radar parameters in coastal tropical rain systems of northeastern Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.51, n.11, p.1960–1970, 2012.

TESSENDORF, S. A.; RUTLEDGE, S. A.; WIENS, K. C. Radar and lightning observations of normal and inverted polarity multicellular storms from STEPS. **Monthly Weather Review**, v.135, n.11, p.3682–3706, 2007.

UMAN, M. A. **The lightning discharge**. [S.l.]: Courier Corporation, 2001.

VASILOFF, S. V. et al. Improving QPE and very short term QPF: An initiative for a community-wide integrated approach. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.88, n.12, p.1899–1911, 2007.

WAIKATO. [S.l.]: University of waikato. Disponível em: <<https://www.sciencelearn.org.nz/resources/239-lightning-explained>>. Acesso em 18 Jul. 2018., 2018.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science, an introductory survey**. [S.l.]: INTERNATIONAL GEOPHYSICS SERIES, 2006. 504p. v.7.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences (International Geophysics Series; V. 91)**. [S.l.]: Academic Press, 2006.

WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.63, n.11, p.1309–1313, 1982.

ZHANG, J. et al. National Mosaic and Multi-Sensor QPE (NMQ) system: Description, results, and future plans. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.92, n.10, p.1321–1338, 2011.